

# JAHRBUCH

**2018**

BAND 158/1-4



Geologische Bundesanstalt

www.geologie.ac.at

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



Topografie: © BEV 2019, vervielfältigt mit Genehmigung des BEV – Bundesamtes für Eich- und Vermessungswesen in Wien,  
N2019/56883.

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

**Inhalt Contents**

SCHRAMM, J.-M.: Ass.-Prof. i.R. Dr. phil. Wolfgang Vetter, Begründer der Kulturgeologie und Geologe aus Leidenschaft (25. Jänner 1944 – 31. Dezember 2017).....	5	SCHRAMM, J.-M.: Ass.-Prof. i.R. Dr. phil. Wolfgang Vetter, Begründer der Kulturgeologie und Geologe aus Leidenschaft (25. Jänner 1944 – 31. Dezember 2017).....	5
SCHÖNLAUB, H.P., HUBMANN, B. & OPPL, K.H.: Neue Fossilfunde im Gailtalkristallin (Kärnten, Österreich).....	23	SCHÖNLAUB, H.P., HUBMANN, B. & OPPL, K.H.: New fossil discoveries in the Gailtal Crystalline (Carinthia, Austria).....	23
SCHÖNLAUB, H.P.: Eine Übersicht über die Devon/Karbon-Grenze in den Karnischen Alpen (Österreich/Italien).....	29	SCHÖNLAUB, H.P.: Review of the Devonian/Carboniferous boundary in the Carnic Alps.....	29
RODRÍGUEZ, S., SCHÖNLAUB, H.P. & KABON, H.: <i>Lonsdaleia carnica</i> n. sp., eine neue Korallenkolonie aus der Kirchbach-Formation (Mississippium) in den Karnischen Alpen (Österreich).....	49	RODRÍGUEZ, S., SCHÖNLAUB, H.P. & KABON, H.: <i>Lonsdaleia carnica</i> n. sp., a new colonial coral from the late Mississippian Kirchbach Formation of the Carnic Alps (Austria).....	49
MOSER, M. & PIROS, O.: Eine Revision des Begriffes „Further Kalk“ bei Furth an der Triesting in den Gutensteiner Alpen (Niederösterreich).....	59	MOSER, M. & PIROS, O.: A revision of the term “Further Kalk” (“Furth-limestone”) near the village Furth an der Triesting within the Gutenstein Alps (Lower Austria).....	59
GEBHARDT, H. & HASENZAGEL, E.: Biostratigraphie und Paläoökologie planktischer Foraminiferen aus der Buntmergelerde (Ultraschweiz, Campanium bis Maastrichtium) in Oberösterreich (Magdalenaberg und Hochhub).....	65	GEBHARDT, H. & HASENZAGEL, E.: Planktic foraminiferal biostratigraphy and paleoecology of the “Buntmergelerde” (Ultraschweiz, Campanian to Maastrichtian) in Upper Austria (Magdalenaberg and Hochhub areas).....	65
SCHWARZ, L. & TILCH, N.: Einfluss unterschiedlicher Prozessdatenquellen (ALS, Luftbild) auf die Modellierung von Prozessdispositionsarten für flachgründige Massenbewegungen im Lockergestein – Fallstudie Bregenzerwald (Österreich).....	73	SCHWARZ, L. & TILCH, N.: Effects of different process data sources (ALS, aerial image) on landslide susceptibility modelling – a case study in the Bregenzerwald (Austria).....	73

**Berichte über Tätigkeiten zur Erstellung der Geologischen Karte der Republik Österreich  
1 : 50.000 in den Jahren 2016–2018****Geological Mapping Reports for the 1 : 50,000 Scale Geological Map Series from the Years 2016–2018****Kartenwerk im BMN-System (Maps in BMN Map Projection)**

MATZINGER, M. & FINGER, F.: Bericht 2017 über geochemische und petrografische Untersuchungen an Ortho- und Paragesteinen aus dem Nationalpark Thayatal-Podyjí auf Blatt 9 Retz.....	105
SCHANTL, P.: Bericht 2017 über geologische Aufnahmen auf Blatt 21 Horn.....	110
SORGER, D.: Bericht 2017 über geologische Aufnahmen auf Blatt 21 Horn.....	114
VACHEK, M.: Bericht 2017 über geologische Aufnahmen auf Blatt 21 Horn.....	116
VACHEK, M.: Bericht 2018 über geologische Aufnahmen auf Blatt 21 Horn.....	118
ĆORIĆ, S.: Bericht 2017–2018 über geologische Aufnahmen in der Molasse auf Blatt 68 Kirchdorf an der Krems.....	119
HORNUNG, T.: Bericht 2018 über geologische Aufnahmen im Gebiet Weißenbach (Oberösterreichische Voralpen/Totes Gebirge) auf Blatt 68 Kirchdorf an der Krems.....	120
MOSER, M. & LOTTER, M.: Bericht 2018 über geologische Aufnahmen quartärer Sedimente und Formen (gravitative Massenbewegungen) auf Blatt 68 Kirchdorf an der Krems.....	129
BRYDA, G.: Bericht 2016 über geologische Neuaufnahmen und Nachbegehungen auf Blatt 102 Aflenz Kurort.....	130
BRYDA, G.: Bericht 2017 über geologische Neuaufnahmen und Nachbegehungen auf Blatt 102 Aflenz Kurort.....	133
NIEVOLL, J.: Bericht 2017 über geologische Aufnahmen im Koralpe-Wölz-Deckensystem auf Blatt 103 Kindberg.....	135
HEINISCH, H. & PANWITZ, C.: Bericht 2018 über geologische Aufnahmen in der Grauwackenzone auf Blatt 120 Wörgl.....	136
DIPPENAAR, E.: Bericht 2017 über geologische Aufnahmen quartärer Sedimente und Formen auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger.....	139
MOSER, M.: Bericht 2018 über geologische Aufnahmen und stratigraphische Untersuchungen im Bereich der Werfener Schuppenzone westlich St. Martin am Tennengebirge (Salzburg) auf Blatt 126 Radstadt.....	142
HEJL, E.: Bericht 2018 über geologische Aufnahmen im Schladminger Gneiskomplex, im Wölz- und Greim-Komplex auf Blatt 128 Gröbming.....	152
PALZER-KHOMENKO, M.: Bericht 2017 über geologische Aufnahmen im östlichen Ötztal-Kristallin im Gebiet der Franz-Senn-Hütte auf Blatt 147 Axams.....	154
GRIESMEIER, G.E.U.: Bericht 2018 über geologische Aufnahmen auf Blatt 181 Obervellach.....	157

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

REISER, M.: Bericht 2018 über geologische Aufnahmen im Ötztal-Stubai-Kristallin und Brenner Mesozoikum auf Blatt NL 32-03-28 Neustift im Stubaital .....	159
SCHUH, M.: Bericht 2018 über geologische Aufnahmen im Gschnitztal auf Blatt NL 32-03-28 Neustift im Stubaital .....	161
WEBER, M.: Bericht 2018 über geologische Aufnahmen im Lüsenstal auf Blatt NL 32-03-28 Neustift im Stubaital .....	163
ZASADNI, J.: Bericht 2016 über geologische Aufnahmen quartärer Sedimente auf Blatt NL 32-03-30 Mayrhofen .....	167
BRYDA, G.: Bericht 2017 über geologische Aufnahmen auf Blatt NL 33-02-03 Waidhofen an der Ybbs.....	170
PAVLIK, W.: Bericht 2016–2017 über geologische Aufnahmen auf Blatt NL 33-02-03 Waidhofen an der Ybbs .....	171
HUET, B.: Bericht 2017 über geologische Aufnahmen in den „prä-neogenen“ Einheiten auf Blatt NL-33-05-11 Leibnitz .....	172
IBELE, T.: Bericht 2018 über geologische Aufnahmen auf Blatt NM 33-10-29 Vöcklabruck .....	176
RUPP, C.: Bericht 2016–2018 über geologische Aufnahmen auf Blatt NM 33-11-19 Linz.....	181
GEBHARDT, H.: Bericht 2016 über geologische Aufnahmen im Paläogen/Neogen auf Blatt NM 33-12-13 Hollabrunn .....	183
GEBHARDT, H.: Bericht 2017 über geologische Aufnahmen im Paläogen/Neogen auf Blatt NM 33-12-13 Hollabrunn .....	186
GEBHARDT, H.: Bericht 2018 über geologische Aufnahmen im Paläogen/Neogen auf Blatt NM 33-12-13 Hollabrunn .....	190
LOTTER, M. & GEBHARDT, H.: Bericht 2018 über geologische Aufnahmen quartärer Sedimente und Formen (Solifluktion, gravitative Massenbewegungen) auf Blatt NM 33-12-13 Hollabrunn .....	197

## Buchbesprechungen / Book Reviews

MADER, B. (2018): Die Prähistorische Kommission der Kaiserlichen Akademie der Wissenschaften 1878–1918 .....	201
RIOSMENA-RODRÍGUEZ, R., NELSON, W. & AGUIRRE, J. (Eds.) (2017): Rhodolith/Maërl Beds: A Global Perspective .....	201
GOSTENTSCHNIGG, K. (2018): Wissenschaft im Spannungsfeld von Politik und Militär. Die österreichisch-ungarische Albanologie 1867–1918 .....	202
RIEDL-DORN, C. (2019): Ein <i>uomo universale</i> des 19. Jahrhunderts und sein wissenschaftliches Netzwerk .....	203
MATIS, H. & REITER, W.L. (Hrsg.) (2018): Darwin in Zentraleuropa – Die wissenschaftliche, weltanschauliche und populäre Rezeption im 19. und frühen 20. Jahrhundert.....	204
REICH, K. & ROUSSANOVA, E. (2018): Karl Kreil und der Erdmagnetismus – Seine Korrespondenz mit Carl Friedrich Gauß im historischen Kontext .....	205

**Ass.-Prof. i.R. Dr. phil. Wolfgang Vettters,  
Begründer der Kulturgeologie und Geologe aus Leidenschaft  
25. Jänner 1944 – 31. Dezember 2017**

Anfang Jänner 2018 wurde der österreichischen Geologenschaft die traurige Mitteilung kundgetan, dass unser geschätzter lieber Freund und Kollege, Prof. Dr. Wolfgang Vettters, von uns gegangen ist. Er verstarb am Silvestertag des Jahres 2017.

**Familie**

Wolfgang Vettters wurde am 25. Jänner 1944 als zweiter Sohn des Archäologen o. Univ.-Prof. Dr. Hermann Vettters jun. (1915–1993) und dessen Gemahlin Dr. Melanie Vettters, geborene Hierath (1912–1998), in Wien geboren. Wolfgang hatte zwei Geschwister, den älteren Bruder Hermann und die jüngere Schwester Margrit. Sein Großvater (väterlicherseits) war der Geologe Bergrat Dr. Hermann Vettters sen. (1880–1941). Dieser wirkte als Chefgeologe der Geologischen Bundesanstalt in Wien und schuf unter vielem anderen die „Geologische Karte der Republik Österreich und der Nachbargebiete 1:500.000“. Über seinen berühmten Geologen-Großvater vermochte Wolfgang so manche Anekdote schmunzelnd zu erzählen, besonders gerne dann, wenn eine Geologenrunde nach anstrengendem Geländetag bei Speis und Trank gemütlich zusammensaß.

1970 heiratete Wolfgang nach mehrjährigem Werben Mag. Herlinde Rothe, die aus einer bereits etliche Generationen tätigen AHS-Lehrerdynastie stammt. Dieser Ehe entsprossen die drei Kinder Gudrun, Martin und Ingrid, welche selbst allesamt verheiratet sind und Wolfgang bislang vier reizende Enkelkinder bescherten. Wolfgang kümmerte sich liebevoll und sehr weitsichtig um seine große Familie, auf die er mächtig stolz war. Dies gab er auch bei jeder passenden Gelegenheit mit Nachdruck zu erkennen.

Bisweilen wurde ihm seine familiäre Prioritätenorientierung als Hintansetzung dienstlicher Obliegenheiten angekreidet (beispielsweise fuhr Wolfgang zur Tagesmitte nach Hause, um das Mittagessen im Kreise seiner Familie einzunehmen). Diese Bemäkelung entbehrte aber letztendlich jeglicher Grundlage, zumal Wolfgang der Erfüllung seiner Dienstplichten stets gewissenhaft nachkam. Dieselben Kritiker übersahen dabei geflissentlich, dass Wolfgang Vettters oft bis 20 Uhr abends und länger arbeitete so-



*Dr. W. Vettters*

wie an Samstagen, Sonntagen und Feiertagen Vorlesungen vorbereitete und zu Exkursionen und Gelände-Lehrveranstaltungen unterwegs war! Als Wolfgang einmal von einer Dienstreise nach Hause kam, begrüßte ihn klein Gudrun mit den Worten: „Vati, kommst Du auf Urlaub nach Hause?“ Dieser Ausspruch traf ihn tief, weshalb er sich fortan bemühte, seiner Familie so viel Zeit wie nur möglich zu widmen.

**Schulbildung**

Von 1950 bis 1954 besuchte Wolfgang die Volksschule in Wien sowie von 1954 bis 1962 das Piaristengymnasium in Wien VIII (Jodok-Fink-Platz 2), das Bundesrealgymnasium für Knaben in Wien VIII (Albertgasse 18–22) und das Gymnasium in Wien XVI (Maroltingergasse 69–71). Die ersten beiden Gymnasien in der Josefstadt bzw. in Altliechtenfeld besuchte er aber nur kurz. Zu seinen Mitschülern zählte unter anderem

Ewald Nowotny (später Professor für Finanzwissenschaft an verschiedenen Universitäten, gegenwärtig Gouverneur der Österreichischen Nationalbank). Wolfgang Vettters wies sehr vielseitige Begabungen auf und hatte daher (allzu) viele außerschulische Interessen, weshalb nach seinen eigenen Angaben für die gymnasialen Pflichten nur mehr ein mäßiges Quantum Fleiß übrigbleiben konnte. Und so absolvierte er das Gymnasium schnurstracks und maturierte am 10. Juni 1962.

Seine Augenschwäche (Myopie) erforderte ungewöhnlich starke Brillen mit über 20 Dioptrien. Aufgrund dieses Handicaps war Wolfgang daher untauglich zum Dienst im Österreichischen Bundesheer. Vettters betonte wiederholt, er hätte diese extreme Kurzsichtigkeit nur allzu gerne gegen den Präsenzdienst (heute Grundwehrdienst) getauscht. Er hatte auch stets eine positive Einstellung zur Landesverteidigung. So trat er 1981 der von Josef-Michael Schramm initiierten Arbeitsgruppe „Wehrgeologie“ der Österreichischen Geologischen Gesellschaft als Gründungsmitglied bei und brachte nachhaltige Ideen ein. Für den späteren Leiter des Militärischen Geo-Dienstes im Österreichischen Bundesheer, Brigadier i. R. Prof. Dr. Gerhard L. Fasching, arbeitete er an geologisch relevanten Teilen der „Alpinvor-

schrift für das Bundesheer 1972“ mit (Anhang I: Gesteine der Ostalpen sowie Kartenbeilage „Verbreitung der Gesteine in Österreich 1:1.000.000). Auch zu dessen Nachfolger, Brigadier Mag. Dr. Reinhard Mang (1950–2014), pflegte Dr. Wolfgang Vettters gute regelmäßige Kontakte.

### **Studium**

Ab dem Wintersemester 1962/1963 widmete sich Vettters dem Studium der Fächer Geologie, Mineralogie und Paläontologie an der Universität Wien. Das Thema seiner Dissertation lautete „Zur Geologie des westlichen Wechselgebietes zwischen Rettenegg und Feistritzsattel“, welches er 1965 bis 1968 bearbeitete. Seine akademischen Lehrer bzw. Betreuer waren u.a. die Ordinarien Christoph Exner (1915–2007), Eberhard Clar (1904–1995), Hans Wieseneder (1906–1993) und Felix Machatschki (1895–1970).

Im nördlich anschließenden Nachbargebiet dissertierte zum gleichen Zeitraum Peter Faupl, welcher später zum Ordinarius für Geologie an der Universität Wien berufen wurde. Weitere Studienkollegen von Wolfgang Vettters waren unter anderem Anton Beran, Heiner Bertle, Tillfried Cernajsek, Gudrun Daxner, Ilse Draxler, Erdogan Erkan, Wolfgang Frisch, Werner Furlinger, Walter Grün, Katalin Gyurits, Helmut Halbmeier, Paul Herrmann, Volker Höck, Dirk van Husen, Gerhard Huska, Gerhart Lauer, Richard Lein, Peter Lemberger, Harald Lobitzer, Gerhard Malecki, Heinz Maurer, Norbert Mitsch, Herbert Pirkl, Julian Pistotnik, Gunther Riedmüller, Georg Riehl-Herwirsch, Gerhard Schäffer, Otmar Schermann, Wolfgang Schnabel, Helmut Schwarzböck, Dieter Sommer, Michael Sturm, Peter Theyer, Gottfried Tichy, Ludwig Wagner, Werner Wascher und Ulrike Weigert. Zu vielen seiner Studienkolleginnen und Studienkollegen pflegte Vettters zeitlebens gute Kontakte.

Die Promotion von Wolfgang Vettters zum Doktor der Philosophie fand am 11. Februar 1969 statt.

### **Tätigkeit als Geologe in der Wirtschaft**

Nach Abschluss seines Studiums war Vettters zunächst bei einem Büro für Ingenieurgeologie (Büro Dr. Heinrich Häusler) tätig und befasste sich im Zuge der Planungsphase der Südautobahn A2 mit Trassenvarianten durch die Bucklige Welt (Seebenstein, Grimmenstein, Aspang). Wiederholt erzählte Wolfgang über das damalige Spannungsfeld zwischen Bauingenieuren und Geologen, wobei über jede einzelne Erkundungsbohrung gerungen und die Notwendigkeit geringerer Böschungswinkel bei Problemhängen im periglazialen Bereich angezweifelt wurde.

Im August 1967 führte Vettters geologische Gelände- und Quellaufnahmen im Bereich von Badgastein durch.

Sodann arbeitete er ab dem 2. November 1968 bis zum Frühjahr 1971 als Geologe bei der Rohöl-Gewinnungs AG (heutige RAG Austria AG) in Oberösterreich. Der damalige Direktor der Abteilung Geologie, Dr. Robert Janoschek (1906–1986), bemerkte dazu: „... Also wieder ein Vettters im Erdöl. ... i hob beim Herrn Großvater meine ersten Erfahrungen g'sammelt. ... Sie derf'n si anstrengen, denn der alte Vettters war ein brillanter Kopf. ...“.

Im Frühjahr 1971 wurde Vettters seitens der Universität Salzburg eingeladen, sich um eine Assistentenstelle am dortigen Institut für Geologie und Paläontologie zu bewerben. Dem kam er gerne nach, weil ihm eine Tätigkeit in uni-

versitärer Lehre und Forschung als fordernder Anreiz erschienen.

Das am 29. September 1967 an der Universität Salzburg neu entstandene Institut für Geologie und Paläontologie mit seinem Gründungs-Ordinarius, Univ.-Prof. Dr. Günther Frasl (1924–2003), war ursprünglich nahe dem Salzburger Hauptbahnhof in der Porschestraße 8 untergebracht. Aus insgesamt sechs adaptierten Wohnungen (6. und 7. Etage) übersiedelte das Institut im Frühjahr 1971 in die Akademiestraße 26. Mitten in die Übersiedlungswirren hinein kam Dr. Wolfgang Vettters rechtzeitig als Verstärkung und wurde mit 1. Juni 1971 zum Hochschulassistenten bestellt. Mit Implementierung des Universitäts-Organisationsgesetzes (UOG) 1975 erfolgte seine Ernennung zum Universitätsassistenten, 1977 rückte er zum Oberassistenten und 1981 zum Assistenzprofessor auf.

### **Forschungstätigkeit, insbesondere Kulturgeologie an der Universität Salzburg**

Neben anfänglichen Arbeiten im moravischen Kristallin der Böhmisches Masse (als Auswärtiger Mitarbeiter der Geologischen Bundesanstalt) befasste er sich mit dem Kristallin des Menderes-Massivs (Westanatolien). Auch die Metabasite im Westabschnitt der Grauwackenzone zählten zu seinen Forschungsinteressen. Später wurden bald vielfältige Themen der „Kulturgeologie“ zum Schwerpunkt seines Schaffens.

Aufgrund seines familiären Archäologie-Umfeldes – sein Vater leitete die Ausgrabungen in und um Ephesos – führte Wolfgang 1971 und 1972 eine geologische Detailkartierung in der weiteren Umgebung von Ephesos im Menderes-Massiv an der Ägäisküste der Türkei durch. Dazu musste Vettters zunächst eine topografische Grundlage in einem von giftigem Getier (Schlangen und Skorpione) wimmelnden Gelände erarbeiten, zumal modernes großmaßstäbiges Kartenmaterial in der Türkei, ähnlich wie in den ehemaligen Ostblockstaaten, strikter Geheimhaltung unterlagen. Vettters beabsichtigte sich damals mit Beiträgen zur Metamorphosegeschichte des Menderes-Massivs anhand von Aluminiumoxiden (Diaspor) sowie zur quartären Küstenentwicklung Westanatoliens zu habilitieren, zweifellos ein sehr ambitioniertes Vorhaben. Leider versagte ihm der Institutsvorstand dafür nicht nur die Unterstützung, sondern konterkarierte die Leistungen von Wolfgang Vettters als „unvereinbar mit der langfristigen Institutsentwicklung“ – ein äußerst subjektives Vorgesetzten-Regulativ! Somit musste ein weiterer Karriereschub Wolfgangs leider unterbleiben.

Zu erwähnen ist die Teilnahme von Dr. Vettters am gesamtösterreichischen Forschungsschwerpunkt N25 „Geologischer Tiefbau der Ostalpen“ von 1974 bis 1979 gemeinsam mit Univ.-Prof. Dr. Günther Frasl, Doz. Volker Höck und Dr. Josef-Michael Schramm, wobei Dr. Vettters die niedriggradige Metamorphose basischer Vulkanite der Grauwackenzone untersuchte.

Im Rahmen des Bund/Bundesländer-Rohstoff-Forschungsprojektes S/A-004-78 „Dekorsteine im Bundesland Salzburg“ bearbeitete Vettters bis Anfang der 1980er Jahre mit studentischen Mitarbeitern ausgewählte Vorkommen von Plattenquarziten und Plattengneisen im Penninikum des Tauernfensters sowie im Unterostalpin der Radstädter Tauern.



Prof. Dr. Vettters führt die kulturgeologische Exkursion in der Altstadt von Salzburg (7. Arbeitstagung der Arbeitsgruppe „Geschichte der Erdwissenschaften in Österreich“ der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, 25. Mai 2008).

Weiters leitete Vettters in der ersten Hälfte der 1980er Jahre ein Projekt der Österreichischen Akademie der Wissenschaften mit dem Titel „Bestandsaufnahme kunsthistorisch wichtiger Dekorsteinbrüche Österreichs“.

Ab 1997 organisierte Dr. Vettters zusammen mit Dr. Gerhard Feitzinger und Dr. Horst Ibetsberger das interdisziplinäre Projekt „Schätze aus Salzburgs Boden“, welches vom Land Salzburg anfinanziert wurde und in der Folge als gleichnamiger Verein tätig war.

Die Institution PR & Kommunikation der Universität Salzburg sandte am 18. Juni 2003 unter der Schlagzeile „Rohstoffe aus dem Berg“ folgende Pressemitteilung aus: *„Wie viel Sand, Kies, Zement, Gips, Erze bzw. Metalle verbrauchen Sie pro Jahr? Das ist eine Frage, die wahrscheinlich nur ganz wenige ÖsterreicherInnen beantworten können. Durchschnittlich 10 Tonnen sind es pro Person, informiert Dr. Wolfgang Vettters vom Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Salzburg. ... Bei dieser für Österreich erstmaligen Aktion können zahlreiche aktive Bergwerke sowie Schauhütten und Bergbaumuseen besucht werden. Die Idee für die Öffnung der Bergwerke stammt von Vettters. Verwirklicht wurde sie von der „Aktion Salzburger Kulturgüter“ (Landesregierung und Salzburger Sparkasse) und dem „Verein Schätze aus Salzburgs Boden“ als Trägerorganisationen. ...“.*

Dr. Vettters zielte darauf ab, eine Vernetzung von Geotopen in Verbindung mit der Kulturgeschichte zu einer Kulturgeologie des Landes Salzburg herzustellen. Die Bedeutung der Geowissenschaften für das Land Salzburg von der Prähistorie bis heute dokumentieren Schaubergwerke, Schmelzplätze und Schmelzhütten mit montanarchäologischen Forschungen, Museen, aber auch Themenwege zur Entstehung von Höhlen, Klammern und Wasserfällen. Alle diese Objekte wurden vernetzt und für die Öffentlichkeit aufbereitet, wobei Vettters Ideengeber und Mitwirkender zugleich war. Überhaupt war Wolfgang stets ein unermüdlicher Lieferant guter Ideen und Themen!

Wolfgang Vettters fokussierte sein Wirken im Sinne Humboldt'scher Vorstellungen, also breit gestreut, und verknüpfte archäologische Erkenntnisse mit geologischen Fakten (z.B. die Gewinnung von altägyptischen Obelisken, basierend auf gesteinskundlichen und strukturgeologischen Beobachtungen), er vermochte somit eine neue Sparte der Geologie, nämlich die Kulturgeologie, zu begründen. Vettters definierte den Begriff „Kulturgeologie“ wie folgt: *„Kulturgeologie ist die Vernetzung der Geowissenschaften mit den Kulturwissenschaften unter dem Aspekt, dass allgemeine geologische Phänomene Voraussetzung für die Entwicklung der Kulturgeschichte sein*

*können“.* Eine weitere Begriffsdefinition lautet: *„Nach Wolfgang Vettters schafft die Kulturgeologie eine Verbindung zwischen Erdwissenschaften und Kulturgeschichte; durch die Betrachtung aus kulturgeschichtlichem und geologischem Blickwinkel ergibt sich für Vorhandenes ein neues Bild“* (<http://deacademic.com/dic.nsf/dewiki/1320693>).

Als wesentliche Beiträge zu „seiner“ Kulturgeologie sind neben dem Projekt „Schätze aus Salzburgs Boden“ die Forschungen von Wolfgang Vettters über die Gewinnung altägyptischer Obelisken, über antike und mittelalterliche Stollenbauten (u.a. Almkanalsystem durch den Mönchsberg) sowie Steinpflege im urbanen Bereich (Auswahl von Pflastersteinen in der Salzburger Altstadt, schonende Rundumerneuerung der 15 Zwerge im Zwergerlgarten im Park von Schloss Mirabell) zu nennen.

Die eingangs erwähnte Augenschwäche führte leider mehrmals zu fatalen Stürzen mit Frakturen, sodass Wolfgang ab den 1990er Jahren gezwungen war, seine Tätigkeit im Gelände auf ein Minimum zu beschränken. Deshalb fokussierte er seine Forschungstätigkeit auf Themen zur Geschichte der Geologie, mit denen er sich bis zuletzt befasste.

Von 2002 bis 2004 arbeitete Wolfgang Vettters am FWF-Projekt P 15669 (Leitung: Wolfgang Wohlmayr und Norbert Heger) mit: *„Stein – Relief – Inschrift. Die Kombination von Bild und Beischrift auf den römischen Steindenkmälern der Provinz Noricum. Teil 1: Noricum ripense“.*

Auch auf dem populärwissenschaftlichen Sektor war Vettters sehr aktiv. So wirkte er an der Gestaltung mehrerer naturwissenschaftlicher Lehrpfade im Land Salzburg mit und verfasste für einige Ortschroniken bzw. Heimatbücher geologische Beiträge.

#### **Lehrtätigkeit an der Universität Salzburg**

Die Lehrtätigkeit von Dr. Vettters umfasste geologische Kartierungsübungen, montangeologische Kartierungsübungen untertage (meist gemeinsam mit den Kollegen Schramm und Tichy), geologische Zeichenpraktika, vor allem aber Vorlesungen zur regionalen Geologie, Erdölgeologie, Wirtschaftsgeologie und Kulturgeologie. Neben den Lehrveranstaltungen für Fachstudierende unterrichtete er Lehramtskandidaten der Fächer Geografie und Naturgeschichte (später Biologie und Umweltkunde).

Eine besondere Stärke Wolfgangs war die leicht verständliche Vermittlung geowissenschaftlicher Inhalte, insbesondere an der Schnittstelle zu den verschiedenen Nachbar- und Randdisziplinen (Paläontologie, Mineralogie, Petrografie, Geografie, Geomorphologie und Archäologie).

Mit Leidenschaft ermunterte er sein Auditorium, fachliche Scheuklappen abzulegen, das Sichtfeld unkonventionell zu erweitern und regte zu interdisziplinär vernetztem Denken an.

Sowohl für Kollegen, als auch für Studierende stand seine Tür stets offen und er nahm sich geduldig Zeit für fachliche Ratschläge, aber ebenfalls zu Problemlösungen, egal welcher Art auch immer. Dass er auch konstruktive Kritik offen äußerte, wenn es angebracht war, schmälerte seine Beliebtheit nur wenig. Wer bei Wolfgang Vettters eine Prüfung ablegte, bekam es mit einem durchaus strengen, jedoch gerechten Prüfer zu tun. Wenn er (mit treffendem Spürsinn rasch) erkannte, dass jemand bloß oberflächlich vorbereitet antrat und mit größeren Wissenslücken zu hasardieren versuchte, dann blitzten seine Augen und er reagierte mit mehr oder weniger feiner Ironie.

Wolfgang Vettters organisierte und führte zahlreiche Exkursionen in verschiedene Regionen Österreichs, aber auch in das nahe und ferne Ausland, beispielsweise zu den süditalienischen Vulkanen, nach Frankreich, Island, Polen, Rumänien, Schweden, Spanien, Ägypten, Anatolien, Israel, Jordanien, Hawaii und Neuseeland.

Bei einer seiner Exkursionen inspirierte ihn 1988 der stimmungsvolle Sonnenuntergang am Gipfel des aktiven Vulkans Stromboli zu folgendem Gedicht (publiziert 2006 in einem launigen Aufsatz „So kam die Exkursion auf den Hund“, 65-Jahre-Goldschmidt-Festschrift):

*„Weiße Quadern an schwarzem Strand,  
einem Kegel gleichend steht er vor mir,  
unruhiger Boden, unsicheres Land,  
in gleißender Sonne eine Wolke zur Zier.*

*Schwärzlicher Staub knirscht unter dem Schritt,  
der dem windenden Pflaster nun folgt.  
Des Rohres Sang klingt mit dem des Ginsters  
uns steil empor begleitend den Tritt.*

*Zurück weicht plötzlich das freundliche Grün,  
schwarz gähnt eine schräge Hölle empor.  
Weit unten glitzert das glänzende Meer,  
auf blauschwarzen Wellen Schiffe zieh'n.*

*Wüst scheint die Spitze des Kegels zu sein,  
grollend und fauchend der Erde entfliehen  
weiß-schwarze Wolken und Asche.  
Du kleiner Mensch bist mit Gaia allein.*

*Brüllend und tosend schleudert weit um sich her  
die Erde rotglühenden, flüssigen Stein.*

*Weiß dampfend und beizend raucht heiße Asche,  
indessen sinkt glühend die Sonne ins Meer.*

W.V.88“

Der Kontakt zu den Lehrenden höherer Schulen war ihm ein besonderes Anliegen. Er war in den 1980er Jahren mehrere Jahre Leiter der Arbeitsgruppe „Geologie im Schulunterricht“, später „Geowissenschaft im Schulunterricht“. Vettters hatte frühzeitig erkannt, dass das Interesse für die geologischen Wissenschaften bereits bei Unterstufen-Schülern der Allgemeinbildenden Höheren Schulen zu wecken sei und dies mit der entsprechenden Motivation der AHS-Lehrer verknüpft war. Deswegen wirkte Vettters maßgeblich an einem AHS-Lehrbuch mit und entfachte bei vielen Absolventen eine Leidenschaft für die ansonsten eher ungeliebten Erdwissenschaften!

Um die fachliche Aktualisierung der AHS-Lehrer zu forcieren, räumte er geowissenschaftlichen Fortbildungsseminaren große Bedeutung ein und engagierte sich gerne für solche Veranstaltungen, z.B. 1976 in Raach (NÖ.) und 1987 in St. Arbogast bei Götzis (Vbg.). Dabei kamen ihm seine „Familienkutschen“ – wie er seine traditionell großen Kombis der Marke Peugeot zu bezeichnen pflegte – sehr zugute, zumal jedes Mal eine Menge an Lehrbehelfen, Fachliteratur, Gesteinsproben, aber auch Binokulare, Mikroskope und Zubehör zu transportieren waren. Mit diesem „X-large Transport-Equipment“, welches sogar zum Übersiedeln größerer Möbel tauglich war, vermochte Wolfgang vielen dankbaren Kollegen und Studierenden dienstlich und privat tatkräftig zu helfen.

Besonders erwähnenswert sind die von Dr. Vettters im Südtrakt (3. Stockwerk) des Fakultätsgebäudes in Freisaal sehr informativ und gut gestalteten Ausstellungen, beispielsweise zu den Themen „Süditalienischer Vulkanismus“ und „Menderes-Massiv, Anatolien“.

### Nationale und internationale Vortragstätigkeit

Seine zahlreichen Vorträge hielt Wolfgang mit einer besonderen Gabe, nämlich die Aufmerksamkeit seiner Zuhörer bis zum Schluss spannend zu halten. Bisweilen trugen zufällige Effekte bei, die soeben vorgetragene Inhalte unvergesslich zu machen. Beispielsweise zeigte Vettters am 6. Mai 1976 um 20 Uhr 59 bei einem Vortrag über Anatolien gerade ein Dia mit Erdbebenschäden an antiken Bauwerken von Ephesos, als zeitgleich die Auswirkungen des verheerenden Friaul-Bebens – sogar im großen Hörsaal der Salzburger Akademiestraße 26 deutlich spürbar – das Publikum verängstigten. Wolfgang hielt sich am Podium fest, kommentierte diese Situation mit der lapidaren Bemerkung „soeben bekamen Sie die beeindruckende Vorstellung, wie sich ein Erdbeben anfühlt“ und beruhigte das Auditorium zugleich.

Zu Beginn der 1980er Jahre leitete Vettters zusammen mit den Universitätsprofessoren Dr. Wolfgang Frisch (Universität Tübingen) und Dr. Walter Pohl (TU Braunschweig) einen geowissenschaftlichen Fortbildungskurs für Geologen und Bergleute in Mexiko (Universidad de Guanajuato). Es war eine Entwicklungshilfe der besonderen Art, wobei die Vortragenden zuerst geologisches Basiswissen vermitteln und sich mangels geeigneter Lehrmittel mit einfachstem Anschauungsmaterial behelfen mussten. Abgesehen vom rein Fachlichen kam Wolfgang, dank einiger Spanischkenntnisse, die fordernde Aufgabe zu, Deutsch in das Spanische zu übersetzen und umgekehrt. Wie er später anmerkte, empfand er dies als sehr mühsam.

Neben unzähligen Vorträgen in Österreich referierte Wolfgang in Deutschland, Belgien, Griechenland, Spanien und in der Türkei (meist auf Einladung der Tagungsorganisations), unter anderem in Stuttgart beim 2. Kolloquium zur historischen Geographie des Altertums (11.–13. Oktober 1984) über „Geologische Landformung in historischer Zeit am Beispiel von Ephesos (Ursachen, Auswirkungen und Fakten für die Archäologie)“ sowie in Leon/Spanien beim 20<sup>th</sup> International Congress of Roman Frontier Studies (4.–11. September 2006) über „Roman inscribed Stones in Noricum“, um nur zwei ausgewählte Beispiele zu erwähnen.





Freundschaftliche Diskussion der Professoren Celal A.M. Sengör (Universität Istanbul) und Wolfgang Vettters während einer Vortragspause der Tagung „Geschichte der Erdwissenschaften in Österreich“ der Österreichischen Geologischen Gesellschaft am 22. Mai 2008.

### **Mitgliedschaft in Fachvereinigungen**

Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Wien. Geologische Gesellschaft in Wien, ab 1976 Österreichische Geologische Gesellschaft. Vettters war Vorsitzender der Arbeitsgruppe „Geologie im Schulunterricht“ sowie Mitglied der Arbeitsgruppen „Salzburg“ und „Wehrgeologie“.

Geologische Vereinigung (BRD).

Anselm Desing Verein (Zweck: Förderung der naturwissenschaftlichen Sammlungen der Sternwarte Kremsmünster). Verein „Schätze aus Salzburgs Boden“. Gründung im Dezember 1996. Vettters war Gründungs- und Vorstandsmitglied.

Verein „Historische Kupferzeche am Larzenbach“. Vettters war neben Rainer Mrazek und Rupert Bergmüller Vorstandsmitglied.

Verein „Montandenkmal Arthurstollen“: Vettters war Gründungsmitglied.

### **Administrative Tätigkeiten an der Universität Salzburg**

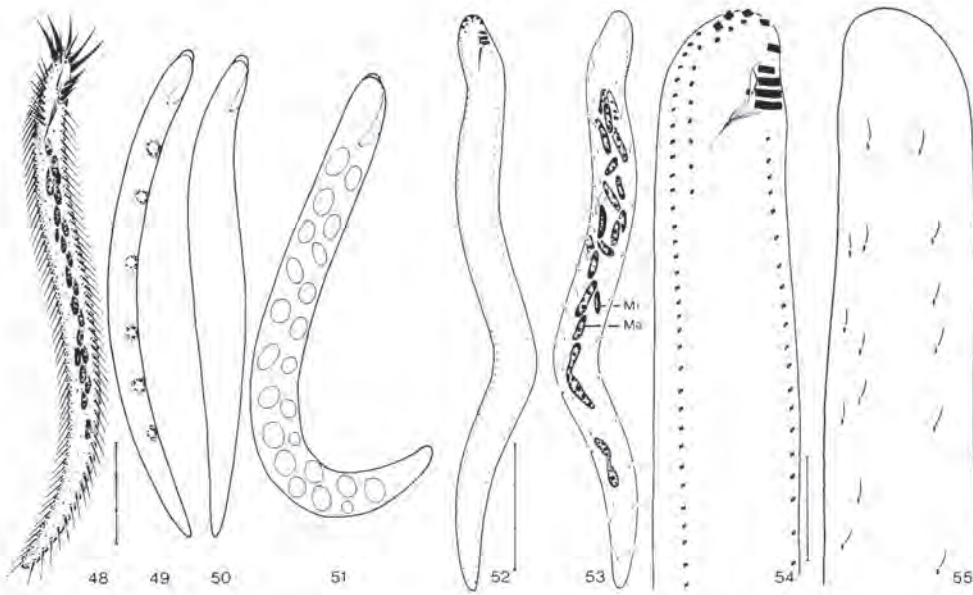
Vettters betreute langjährig die Mikroskopie, organisierte die stetig wachsenden Gesteinssammlungen und hatte auch die Dienstaufsicht über die Gesteinsschneid- und Schleiflaboratorien. Mit großem Engagement pflegte er Kontakte zu den einschlägigen Laborfirmen und sorgte für optimale Geräteausstattung und Arbeitsmittel. Vettters wirkte 15 Jahre in diesem Fertigteile-Plattenbau und ab Sommer 1986 (zweite Übersiedlung des Instituts) bis zu seiner Pensionierung 2007 im naturwissenschaftlichen Fakultätsgebäude in Freisaal (Hellbrunner Straße 34).

Vettters war auch in die Planungsarbeiten für die so genannten Jahrhundertbauten der Stadt Salzburg (Neubau Freisaal, Umbau Toskanatrakt sowie Neubau Polizeidirektion Alpenstraße) eingebunden. Besonderes Augenmerk widmete er dabei der Erhaltung historischer Bausubstanz (Toskanatrakt), aber auch der Anpassung von Infrastruktur

an die zu erwartende Nutzerfrequenz. Der Toskanatrakt ist ein Teil der ehemals fürsterzbischöflichen Residenz, wurde nach der Säkularisierung des Erzstiftes Salzburg ärarisch unterschiedlich genutzt (u.a. Bundespolizeidirektion) und beherbergt gegenwärtig die rechtswissenschaftliche Fakultät der Universität Salzburg. Da Wolfgang Vettters während der gesamten Planungs- und Ausführungszeit die qualitativollen und denkmalgerechten Restaurierungsarbeiten begleitete, hatte er zu diesem Gebäude eine besondere Beziehung. Eine kunsthistorische Besonderheit stellt im heutigen Lesesaal der juristischen Fakultätsbibliothek eine „Landkartengalerie“ aus dem 16. Jahrhundert dar. Oftmalige Nutzer- bzw. Nutzungswechsel brachten viele bauliche Eingriffe mit sich, weshalb die originären Wandmalereien aus dem Blickfeld verschwanden und über Jahrhunderte verborgen blieben. Ab den späten 1980er Jahren wurden die Landkartenmalereien im Zuge von Sanierungsarbeiten für die Universität mühevoll aus zentimeterstarkem Putz und diversen Farbschichten herausgearbeitet und wiederhergestellt. Um einen Quadratmeter zu restaurieren, mussten bis zu 800 Arbeitsstunden aufgewendet werden!

Wolfgang Vettters engagierte sich jahrzehntelang in der Personalvertretung (so genannter Dienststellenausschuss I der Universität Salzburg), er diente während zweier arbeitsintensiver Funktionsperioden sogar als Leiter. Zahlreiche Angehörige der akademischen Belegschaft verdanken ihm tatkräftige Hilfe bei dienstlichen Problemen. Sein geradliniges Wirken trug ihm so manche Feindschaft seitens des oberen Endes der Hierarchie ein.

Außer langjähriger Mitgliedschaft in der Institutskonferenz und im Fachbereichsrat „Geographie und Geologie“ war Vettters auch in verschiedenen Kommissionen maßgeblich tätig, etwa in der Studienkommission für das Lehramtsstudium Biologie und Warenlehre an der Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Salzburg.



Figs 48–55 *Hemisincirra vettersi* from life (Figs 48–51) and after protargol impregnation (Figs 52–55). 48, 49 Theronts in ventral view. 50, 51 Trophonts in ventral view. 52–55 Infraciliature in ventral and dorsal view. Ma, macronuclear segment; Mi, micronucleus.

bio-metrical data agree very well with the type-material and the German population (Hemberger, 1985; Berger & Foissner, 1987).

*In vivo* about  $115 \times 15 \mu\text{m}$ , not flattened, very flexible. Subpellicular granules ellipsoid, about  $1 \mu\text{m}$  long, orange-yellow, arranged around the cirri and dorsal cilia only. Cytoplasm with many *c.*  $1 \mu\text{m}$  large, colourless fat granules. Vivacious movement.

#### *Hemisincirra vettersi* nov. spec.

**DIAGNOSIS.** Theront *in vivo* about  $150 \times 9 \mu\text{m}$ , extremely vermiform. Trophont *in vivo* about  $125\text{--}160 \times 14\text{--}25 \mu\text{m}$ . About 6 contractile vacuoles near the left body margin. 27 macronuclear segments and 8 adoral membranelles on average. 3 dorsal kineties of body length.

**TYPE LOCATION.** Soil under a tuft of *Alchemilla alpina* near Dettifoss, Neisland, Iceland.

**DEDICATION.** This species is named in honour of Dr Wolfgang Veters, University of Salzburg, who collected the soil samples from Iceland.

**DESCRIPTION** (Figs 48–55, Tables 1, 9). Theront usually s-shaped, posteriorly tapered. Trophont distinctly twisted, nematode-like. Frontal area very thin, remaining body not flattened, very fragile. Macronuclear segments and micronuclei usually elongated and of similar size. Subpellicular granules absent. Cytoplasm colourless, in trophonts with

many about  $10 \mu\text{m}$  large, fat globules. Theronts with worm-like movements, trophonts nearly motionless.

Adoral zone of membranelles about 6% of body length only! Distal adoral membranelles loosely arranged. Very probably the adoral membranelles consist of 2 rows of basal bodies only. Buccal area very small. Buccal cirrus inserted near the posterior end of the very small undulating membranes whose structures, thus, could not be seen clearly in the light microscope. All cirri very thin. Conspicuously more right than left marginal cirri. Transverse and caudal cirri very probably absent. Distance between dorsal kinety 1 and 2 distinctly smaller than between kineties 2 and 3.

**COMPARISON WITH RELATED SPECIES.** *Hemisincirra vettersi* differs from the other vermiform congeneric species viz. *H. vermiculare* Hemberger, 1985; *H. interrupta* (Foissner, 1982) Foissner, 1984; *H. filiformis* (Foissner, 1982) Foissner, 1984; *H. polynucleata* Foissner, 1984; and *H. muelleri* Foissner, 1986, in the number of dorsal kineties, adoral membranelles, macronuclear segments, and contractile vacuoles.

#### *TERRICIRRA* nov. gen.

**DIAGNOSIS.** Vermiform to long ellipsoid Oxytrichidae with green to blue subpellicular granules and spindle-shaped food vacuoles containing parallel arranged bacteria. Undulating membranes short, forming an acute angle. 1 short frontoventral row.

Faksimile aus dem *Bulletin of the British Museum of Natural History*, Zoology Series, vol. 55, no. 1, S. 35 "... named in honour of Dr Wolfgang Veters ...".

## Ehrungen

Im Jahr 1989 benannten die Salzburger Biologen Dr. Helmut Berger und Univ.-Prof. Dr. Wilhelm Foissner zu Ehren von Dr. Wolfgang Veters eine Hypotricha (Unterordnung der Wimpertierchen). Er hatte während einer Exkursion nahe dem Wasserfall Dettifoss im Nordosten Islands eine Bodenprobe aufgesammelt, in welcher die genannten Biologen mit *Hemisincirra vettersi* nov. spec. einen neuen Organismus aus der Klasse der Einzeller nachweisen konnten.

Publiziert wurde dies im „Bulletin of the British Museum of Natural History“, Zoology Series, volume 55, no. 1, auf Seite 35 (*“This species is named in honour of Dr Wolfgang Veters, University of Salzburg, who collected the soil sam-*

*ples from Iceland. Description (Figs 48–55, Tables 1, 9)“*. Im World Register of Marine Species (WoRMS) wird unter anderem *Circinella vettersi* (BERGER & FOISSNER, 1989) FOISSNER, 1994 gelistet (<http://www.marinespecies.org/aphia.php?p=taxdetails&id=864115>).

Anlässlich der 150-Jahr-Feier der Geologischen Bundesanstalt am 15. November 1999 wurde Wolfgang Veters zu deren Korrespondenten ernannt. Dieser Festakt fand noch am alten Standort im 3. Wiener Gemeindebezirk (Palais Rasumofsky, Rasumofskygasse 23) statt.

Auf ihrer Homepage benennt die GBA die Gründe für derartige Auszeichnungen (<https://www.geologie.ac.at/ueber-uns/unser-haus/korrespondenten/>):



Dr. Vettors versucht sich im Arthurstollen als stützender „Träger der Firste“ (Geologische Kartierungsübungen im Kupferbergbau Mitterberg, Einöden bei St. Johann im Pongau, Salzburg, 25. Jänner 1977).

„Seit dem Jahr 1850 können Personen, die sich um die Geologische Bundesanstalt verdient gemacht haben, als „Korrespondenten der Geologischen Bundesanstalt“ ernannt werden. Korrespondentinnen und Korrespondenten der Geologischen Bundesanstalt und deren Vorläuferorganisationen sind Personen außerhalb der Geologischen Bundesanstalt, die durch Übergabe von Daten, Fossilien, Mineralien, etc. bzw. durch geowissenschaftliche Fachdiskussionen die Wissensbasis der GBA ausbauen helfen. Die Ernennungen, verbunden mit der Übergabe einer Urkunde, finden meist im Rahmen von Jubiläen der Geologischen Bundesanstalt statt.“

### Wolfgang Vettors – der humorvolle Mensch

Sein Dissertationsgebiet, das Wechselgebirge, wurde von Vettors humorvoll als „montes climacterii“ bezeichnet.

Wolfgang's Körpergröße erreichte Gardemaß, zudem war er sehr schlank. Deshalb nannten ihn Studien- und später Fachkollegen liebevoll „Ripperl“, was ihn aber nicht im Geringsten störte. Vielleicht war diese Schlankheit die Folgewirkung eines nachhaltigen „Lasters“, dem Wolfgang zeit lebens mit Genuss frönte. Von früh bis spät begleitete ihn das Rauchen von Zigaretten sämtlicher Sorten. Er bezeichnete dies als „Beitrag zur Sanierung des Budgetdefizits“.

Die oben erwähnte Körpergröße von Wolfgang war bei Exkursionen vorteilhaft, weil er als Führender aus der Studentenschar wie ein „Turm in der Schlacht“ herausragte. Hingegen erzwang die Firste bei Kartierungsübungen unter Tage Wolfgang meist zu einer gebückten Haltung. Dieses Dauer-Buckeln kommentierte Wolfgang nach Rückkehr aus den verschiedenen Grubengebäuden (Altaussee, Bleiberg, Hallein, Hohentauern, Mitterberg) als „staatsbürgerliche Übung“ sowie „beamtenhierarchische Schulung“, was sein Vorgesetzter nicht gerade goutierte, sondern eher persönlich nahm.

Das unvermeidliche frühe Aufstehen bei Kartierungsübungen versuchte Wolfgang Vettors mit der (für ihn) unvermeidlichen Morgenzigarette zu kompensieren. Dazu verknüpfte er seinen morgentlichen Toilettengang mit dem

Genuss eines Glimmstängels und verqualmte die Lokalität sehr zum Leidwesen nachfolgender nichtrauchender „Häuselbenützer“. Wolfgang selbst bezeichnete dies als „wohltuende Lufterfrischung ...“.

Wolfgang hatte auch die Angewohnheit, bei längeren Telefonaten witzige Dinge zu zeichnen, man könnte sagen, das war konsequentes Multitasking mit starker Humorkomponente. Wenn ihn kurz zuvor etwas geärgert hatte, dann konnte schon ein subtiles Gebilde entstehen wie beispielsweise der „schleimfüßige Speichellecker“ (als Hommage an einen opportunistischen Kollegen). Alleine die Darstellung des einem Insekt entströmenden hauchdünne Fäden ziehenden Sekrets ließ dessen Konsistenz fast spürbar werden, sodass dem Betrachter grausen musste.

Demgegenüber stellte sich der „fernmündliche Stundenklau“ als eher bizarre Grafik dar. Die von Wolfgang zum „Horaraptus teleoralis“ latinisierte Art zeigt sich als Kreuzung aus Trilobit und Küchenschabe. Er hat zu dieser Zeichnung sogar einen Text verfasst und als humorigen Beitrag in einer Festschrift publiziert: „Gedanken zum stadtgeographischen Verteilungsmuster der Parasitengruppe Teleoralia (nov. gen; nov. spec.) im Lichte neuerer Stadtplanungskonzepte“.

Bei manchen Ausstellungen im Gebäude der naturwissenschaftlichen Fakultät, etwa über die regionale Geologie Österreichs, saß Vettors – gemeinsam mit seinen Kollegen Tichy und Schramm – bisweilen der Schalk im Nacken. So fügte er Exponate ein, welche aufmerksame Betrachter zu stillem Schmunzeln und bisweilen zu lautem Gelächter reizten.

Dazu ausgewählte drei Beispiele:

- Eine mit Lamellenstopfen verschlossene, jedoch völlig leere Glasphiole erläuterte Vettors am Etikett mit dem Text „Fossile Luftblase in nicht erhalten gebliebenem Bernstein. Fundort St. Blasius am Großen Knall“. So umschrieb er ein naturwissenschaftliches Nichts.

- Der großformatige Schnittmusterbogen aus einer Modezeitschrift wurde von Wolfgang Veters als „Karte der textilen ostalpinen Tektonik“ ausgestellt. Die veranlasste einen deutschen Gastprofessor zu folgender Reaktion: „dat is’ aber toll Mann“. Ein überaus vergnügliches Wortspiel, denn tatsächlich war auf einen oberflächlichen ersten Blick durchaus eine Ähnlichkeit zu den von Prof. Dr. Alexander Tollmann (1928–2007) publizierten tektonischen Karten erkennbar.
- Ein Bohrkern durch Haselgebirge (evaporitisches oberpermisches Mischgestein) mit etwa 154 mm Durchmesser ähnelte auffallend einer italienischen Brühwurst (Mortadella) und wurde folglich als „Evaporella austriaca“ präsentiert. Oft dauerte es Monate bis zur (zufälligen) Entdeckung dieser dezent eingeordneten Kuriositäten, worauf der Institutsvorstand geziemenden Ernst einmahnte und die unverzügliche Entfernung der Exponate anordnete ...

Wolfgang pflegte seine Sprachenkenntnisse wie folgt aufzuzählen: Englisch, Italienisch, Spanisch, Türkisch, etwas Französisch, sowie vor allem Wienerisch. So sehr er das Salzburger Ambiente auch schätzte, lag ihm „sein“ Wien stets am Herzen.

Über seinen Wortwitz, sei es nun in seiner analogen Korrespondenz oder in seinen E-Mails, ließe sich ein vergnüglicher dicker Wälzer schreiben. Reime und besonders Schüttelreime über Situationen des dienstlichen Alltages, aber auch in subtiler situationskomischer Nutzung vermochte Wolfgang in gekonnter Form zu schöpfen. Hervorgehoben sei, dass seine Elaborate stets punktgenau trafen, aber nie verletzend waren.

### Tätigkeit im Unruhestand

Prof. Dr. Wolfgang Veters beendete seine aktive Laufbahn mit der Pensionierung am 31. März 2007. Aber auch in den anschließenden Ruhestandsjahren besuchte er regelmäßig seine ehemalige Wirkungsstätte sowohl zum wissenschaftlichen Arbeiten, als auch zum Gedankenaustausch mit Kollegen. Er nahm an regionalen, nationalen und internationalen Fachtagungen teil, hielt Vorträge und publizierte. Er hatte die Gabe, komplexe Themen gut verständlich zu vermitteln. Während seiner Aktivzeit wurde dies von manchen vorgesetzten „Zeitgenossen“ leider kritisiert und konterkarierte seine Karriere, frei nach dem Motto *„wer wissenschaftliche Fakten nicht kompliziert und unverständlich präsentieren kann, ist kein ernstzunehmender Wissenschaftler ...“*.

Wolfgang schätzte bei Zusammentreffen – egal zu welchen Anlässen – besonders die gemütliche Seite mit einem guten Schluck. Der Austausch von Erinnerungen an heitere, aber auch ernste Begebenheiten bei Exkursionen und Lehrveranstaltungen mit Absolventen (sowohl ehemalige Fachstudenten als auch Lehramtskandidaten) war ihm stets willkommen.

Englisch, Italienisch, Spanisch und Türkisch waren Veters als Fremdsprachen geläufig. Dies kam ihm bei Auslandsexkursionen sowie beim Kontakt mit ausländischen Gaststudenten zugute. Auf Spanisch konnte er sogar Witze erzählen, Französisch musste er radebrechen, aber es reichte, um sich zu verständigen.

Seine geologischen Kenntnisse und Ideen vermochte Wolfgang grafisch in gekonnter Manier darzustellen, be-

gonnen mit Paneel-Diagrammen (= kreuzweise verbundene Längenschnitte) und in perfektionierter Form durch Blockbilder (= Frühform der 3D-Geologie). Das erforderte räumliches Vorstellungsvermögen und eine künstlerische Ader, welche er gerne pflegte. Darüber hinaus war Wolfgang auch sehr musikalisch, überhaupt schätzte er den Kontakt mit Künstlern. Klassische Musik liebte er besonders, auch als inspirierende Untermalung an seinem Arbeitsplatz. Zum diesbezüglichen Mitpfeifen war seine Begabung jedoch – nach Ansicht seiner unmittelbaren Büronachbarn – eher bescheiden, das allerdings störte Wolfgang kaum und er pfiff mit Begeisterung und Ausdauer.

### Der Kreis schließt sich ...

Anlässlich der Vollendung seines 70. Lebensjahres lud Wolfgang seine große Familie sowie eine verlesene Schar von Freunden und Kollegen zu einem besonderen Fest: Am 18. Jänner 2014 fand im Kellertheater unter dem Wiener Café Prückl eine Matinée statt, gestaltet von den bekannten Schauspielern Brigitte Karner und Peter Simonishek sowie der Pianistin Hemma Tuppy. Es war berührend zu sehen, wie Wolfgang im Kreise seiner Lieben strahlte, es war ein Kunstgenuss ganz in seinem Sinne! Ebenso die *Après Matinée*, bei der Wolfgang liebgewordene alte Schwänke und Schnurren vor Vergnügen sprühend aufstichtete.

In seinem letzten Lebensjahr besuchte Dr. Veters seine ehemalige Wirkungsstätte zunehmend seltener. Als die Frontinus-Gesellschaft, eine Internationale Gesellschaft für die Geschichte der Wasser-, Energie- und Rohrleitungstechnik, vom 8. bis 10. September 2017 eine technisch-historische Exkursion nach Salzburg durchführte, ließ es sich Veters – bereits auf eine Gehilfe angewiesen und von seiner Erkrankung gezeichnet – nicht nehmen, den Einführungsvortrag über den Almkanal, ein 12 km langes, mittelalterliches Wasserversorgungssystem aus dem 12. Jahrhundert, zu halten.

Leider verhinderten seine eingeschränkten Möglichkeiten auch die anschließenden Exkursionen entlang des Almkanals sowie des Almkanalstollens durch den Mönchsberg selbst zu leiten. Sowohl bei diesen Begehungen, als auch dem kulturgeologischen Spaziergang durch Salzburgs Innenstadt übernahmen seine Frau, Mag. Herlinde Veters, und Manfred Strauß die Führungen.

Danach zog sich Veters aus dem Vortrags- und Tagungsgeschehen völlig zurück. So nahm er wegen zunehmender gesundheitlicher Beschwerden weder an der Jubiläumsfeier „50 Jahre Geologie an der Paris Lodron Universität Salzburg“ (13. Oktober 2017, Salzburg), noch an der Jahrestagung der Arbeitsgruppe „Geschichte der Erdwissenschaften“ (15. Dezember 2017, Wien) teil.

Letztlich dürfte wohl der langjährige Tabakkonsum seinen Tribut in Form gravierender Lungenprobleme gefordert haben, denen Wolfgang Veters am 31. Dezember 2017 im Krankenhaus der Barmherzigen Brüder in Salzburg erlag.

Zu seiner Verabschiedung in der Zeremonienhalle des Krematoriums am Salzburger Kommunalfriedhof stellten sich am 12. Jänner 2018 neben den Familienangehörigen und Freunden hunderte Fachkollegen, Absolventen sowie Mitarbeiter aus Nah und Fern ein. Die Beisetzung der Urne fand auf dem evangelischen Friedhof Simmering am 16. Februar 2018 statt.



Prof. Vetter beim gemütlichen Treffen mit Fachkollegen anlässlich eines runden Geburtstages von Univ.-Prof. Dr. Elisabeth Kirchner (Gasthof „Überfuhr“ in Salzburg-Aigen, 11. Juli 2015).

Unser beliebter Kollege Wolfgang ist zu früh von uns gegangen. Seine fundierte Expertise, sein Humor und vor allem sein freundliches Wesen fehlen uns. Wir verdanken ihm mehr als fünf Jahrzehnte freundschaftliche und kollegiale Begleitung, er verbleibt als guter Freund in unserer Erinnerung.

#### **Biografisches über Prof. Dr. Wolfgang Vetter**

CERNAJSEK, T. (2018): Wolfgang Vetter – ein Leben für die Kulturgeologie. \*25. Jänner 1944 – +31. Dezember 2017. Wolfgang Vetter – a life for cultural geology. \*January 25, 1944 – +31 December 2017. – In: ODER, K., KODRIN, A.C. & HAUSER, C. (Eds.): 14<sup>th</sup> International ERBE-Symposium: The cultural heritage in the geosciences, mining and metallurgy Libraries – Archives – Collections: Ravne na Koroskem, Slovenia, 4<sup>th</sup> June 2018 – 9<sup>th</sup> June 2018: Book of Abstracts, 14. mednarodni simpozij ERBE: Geoloska, rudarska in metalurska kulturna dediscina Knjiznice – Arhivi – Muzeji: Ravne na Koroskem, Slovenija, 4. do 9. junij 2018: Knjiga povzetkov, 167–170; 31–34 (english abstract), 1 (slovenian abstract), Wien (Verlag der Geologischen Bundesanstalt).

FRONTINUS-GESELLSCHAFT E.V., INTERNATIONALE GESELLSCHAFT FÜR DIE GESCHICHTE DER WASSER-, ENERGIE- UND ROHRLEITUNGSTECHNIK (2018): Dr. Wolfgang Vetter verstorben. – Frontinus-Gesellschaft, Bonn. Bearbeitungsstand: 18. März 2018 (<http://www.frontinus.de/Index-2018.html>).

GEOLOGISCHE BUNDESANSTALT (2018): Dr. Wolfgang Vetter (1944–2017). – News, 08.01.2018 12:38, 1 S., 1 Bild, Wien. Bearbeitungsstand: 22. Januar 2018, 11:38 UTC ([https://www.geologie.ac.at/news/news-artikel/article/dr-wolfgang-vetter-1944-2017/?no\\_cache=1&cHash=cd-16456d7e1932475a94488a0f5fed98](https://www.geologie.ac.at/news/news-artikel/article/dr-wolfgang-vetter-1944-2017/?no_cache=1&cHash=cd-16456d7e1932475a94488a0f5fed98)).

HEMMERS, C. & TRAXLER, S. (2018): Wolfgang Vetter † Nachruf. – Sonius, Archäologische Botschaften aus Oberösterreich, Winterausgabe, **22**, 6, 1 Bild, Leonding (Gesellschaft für Archäologie in Oberösterreich).

KRACKOWIZER, P. (2018): Wolfgang Vetter. – Salzburgwiki, Salzburg (Salzburger Nachrichten Verlagsgesellschaft m.b.H. & Co. KG). Bearbeitungsstand: 22. Januar 2018, 12:37 UTC ([http://www.sn.at/wiki/index.php?title=Wolfgang\\_Vetter&oldid=628135](http://www.sn.at/wiki/index.php?title=Wolfgang_Vetter&oldid=628135)).

WIKIPEDIA (2018): Wolfgang Vetter. – Wikipedia, Die freie Enzyklopädie, San Francisco (Wikimedia). Bearbeitungsstand: 2. Februar 2018, 14:20 UTC ([https://de.wikipedia.org/w/index.php?title=Wolfgang\\_Vetter&oldid=173592666](https://de.wikipedia.org/w/index.php?title=Wolfgang_Vetter&oldid=173592666)).

ZOBODAT (2018): Dr. Wolfgang Vetter. – Zobodat, Linz (Oberösterreichisches Landesmuseum, Biologiezentrum Linz) (<http://www.zobodat.at/personen.php?id=54792&bio=on>).

JOSEF-MICHAEL SCHRAMM

## Werkeverzeichnis von Wolfgang Vettters

(Zusammenstellung: Josef-Michael Schramm. Für ergänzende Informationen wird Mag. Herlinde Vettters und Mag. Dr. Gudrun Kieweg-Vettters herzlich gedankt)

### 1964

VETTTERS, W. (1964): Geologische Aufnahme des Eisensteinbergbau Radmer, Steiermark. – Unveröffentlichte Karte, handschriftliche Legende. [„Vorarbeit“, war bis 1970 (Einführung des Diplomstudiums) Bedingung zur Erlangung eines Dissertationsthemas]

### 1965

VETTTERS, W. & THIEDE, J. (1965): Kartierungsübungen in Bad Aussee vom 31.1.–6.2.1965. – 6 S., Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 18181-R.3]

### 1968

VETTTERS, W. (1968): Zur Geologie des westlichen Wechselgebietes zwischen Rettenegg und Feistritzsattel. – Unveröffentlichte Dissertation, Philosophische Fakultät der Universität Wien, V + 117 S., Wien.

FAUPL, P. & VETTTERS, W. (1968): Geologische Karte des westlichen Wechsel-Gebietes (Trattenbach – Rettenegg) 1:25.000. – 1 Karte, Wien.

### 1970

VETTTERS, W. (1970): Zur Geologie des SW-Abschnittes des Wechselgebietes zwischen Rettenegg und Feistritzsattel (Steiermark, Österreich). – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Wien, **19**, 71–102, Wien.

### 1973

HÖCK, V. & VETTTERS, W. (1973): Bericht 1972 über geologische Aufnahmen auf Blatt Horn (21). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1973**, A 26–A 28, Wien.

### 1974

VETTTERS, W. (1974): Das Menderes Massiv. Zur Frage der Metamorphose und Altersstellung. – Anatolien-Forschungsfahrt 25.8.–28.9.1974, herausgegeben vom Institut für Geologie und Paläontologie sowie vom Institut für Mineralogie und Petrographie der Universität Salzburg, 38–42, Salzburg (Eigenverlag).

VETTTERS, W. (1974): Die Smirgellagerstätten in der SW-Türkei. – Anatolien-Forschungsfahrt 25.8.–28.9.1974, herausgegeben vom Institut für Geologie und Paläontologie sowie vom Institut für Mineralogie und Petrographie der Universität Salzburg, 43–44, Salzburg (Eigenverlag).

HÖCK, V. & VETTTERS, W. (1974): Bericht 1973 über geologische Aufnahmen auf Blatt Horn (21). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1974**, A 61–A 62, Wien.

HÖCK, V. & VETTTERS, W. (1974): Phasenpetrologie der metamorphen Sedimente der mittleren Hohen Tauern. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1974**, A 141, Wien.

SCHRAMM, J.-M. & VETTTERS, W. (1974): Metamorphose in der Grauwackenzone und in den anschließenden Nördlichen Kalkalpen. – Jahreszwischenbericht 1974 an den Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung in Österreich, Projekt N 25/IV, 3 S., Salzburg.

### 1975

VETTTERS, W. (1975): Geologische Übersichtskarte der Umgebung von Ephesus-Selcuk 1:25.000. – 1 Karte, Salzburg.

HÖCK, V. & VETTTERS, W. (1975): Bericht 1974 über geologische Aufnahmen auf Blatt Horn (21). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1975**, A 22–A 26, Wien.

FRASL, G., HÖCK, V., KIRCHNER, E., SCHRAMM, J.-M. & VETTTERS, W. (1975): Metamorphose von der Basis der Nördlichen Kalkalpen bis in die tiefsten Einheiten der Ostalpen im Profil Salzburg – mittlere Hohe Tauern. – Geologischer Tiefbau der Ostalpen (Hochschulschwerpunkt N 25), 2. Bericht 1974, 6–8, Graz.

### 1976

VETTTERS, W. (1976): Bericht 1975 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 21, Horn. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1976**, A 66–A 67, Wien.

FRASL, G., HÖCK, V., KIRCHNER, E., SCHRAMM, J.-M. & VETTTERS, W. (1975): Bericht 1974 über Arbeiten der Salzburger Arbeitsgruppe am Forschungsschwerpunkt N 25 "Tiefbau der Ostalpen". – Jahresbericht 1974 an den Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung in Österreich, Projekt N 25/IV, 25 S., 4 Taf., Salzburg.

NIEDERMAYR, G., KIRCHNER, E., KOLLER, F. & VETTTERS, W. (1976): Über einige neue Mineralfunde aus den Hohen Tauern. – Annalen des Naturhistorischen Museums in Wien, **80**, 65–66, Wien.

### 1977

VETTTERS, W. (1977): Contributions to the cover series of the Menderes Crystalline Complex in the Area of Selcuk (Western Turkey). – VI Colloquium on the Geology of the Aegean Region, 19.09.–04.10.1977, List of Papers and Abstracts, 97, Izmir.

VETTTERS, W. (1977): Zur Genese des Tuffes von Pertlstein bei Feldbach (Steiermark). – Der Karinthin, **76**, 274–320, Salzburg.

FRASL, G. & VETTTERS, W. (1977): 2. Exkursionstag, Haltepunkt 15: Maigen: Thema B: Injizierter Zweiglimmerschiefer aus dem parautochthonen Dach des Thaya-Batholiths. – Tagungsband zur Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1977, Waldviertel (15. bis 20. Mai 1977), 62, Wien (Verlag der Geologischen Bundesanstalt).

HÖCK, V. & VETTTERS, W. (1977): Bericht 1976 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 21, Horn. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1977**, A 41–A 43, Wien.

### 1978

VETTTERS, W. (1978): Bericht der Anatolien-Forschungsfahrt der Geowissenschaftlichen Institute der Universität Salzburg 1975. – Jahrbuch der Universität Salzburg, **1975–1977**, 119–125, Salzburg.

VETTTERS, W. (1978): Die Süd-Italien-Exkursion der Geowissenschaftlichen Institute der Universität Salzburg 1977. – Jahrbuch der Universität Salzburg, **1975–1977**, 126–134, Salzburg.

KIRCHNER, E.C., SCHRAMM, J.-M., TICHY, G. & VETTTERS, W. (1978): Geological excursion to Austria. – 191 S., Salzburg (Universität Salzburg).

### 1979

VETTTERS, W. (1979): Plattenquarzite im Bundesland Salzburg (Zwischenbericht). – Mitteilungen der Abteilung Geologie, Paläontologie und Bergbau am Landesmuseum Joanneum, **40**, 71–74, Graz.

HÖCK, V. & VETTTERS, W. (1979): Bericht 1977 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 21, Horn. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1978**, A 49–A 51, Wien.

## 1980

FRASL, G., BECHTOLD, D., BERNROIDER, M., HÖCK, V., KLEBERGER, J., STEYRER, H.P. & VETTERS, W. (1980): Suche und Beurteilung natürlicher Dekorsteine im Bundesland Salzburg, Abschlußbericht. – Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt S-A-004/78, 77 S., 1 Beilageband, Salzburg. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 05162-R]

HOFER, A., CASARI, K., HARTL, H., PFLIGERSDORFFER, G. & VETTERS, W. (1980): Biologie und Umweltkunde. Arbeitsblätter zu Biologie und Umweltkunde für die 4. Klasse der AHS. – 241 S., Graz–Wien.

STÜBER, E. (Red.), VETTERS, W., HERBST, W., TÜRK, R. & PATZNER, A. (1980): Naturkundlicher Führer Naturlehrweg „Rauriser Urwald“. Uriger Blockwald mit zahlreichen Moortümpeln. – 54 S., Salzburg (Österreichischer Naturschutzbund).

## 1981

VETTERS, W. (1981): „Albit-Rhyolith“ aus dem Burgenland. Relikt einer Anatexis? – Der Karinthin, **84**, 250–262, Salzburg.

SCHRAMM, J.-M., TICHY, G. & VETTERS, W. (1981): Bericht 1978 über geologische Aufnahmen am Südrand des Steinernen Meeres (Nördliche Kalkalpen) auf Blatt 124, Saalfelden. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1979**, A 121–A 123, Wien.

## 1982

VETTERS, W. (Red.) (1982): Vulkane in Süd-Italien: Interdisziplinäre Exkursion des Institutes für Geowissenschaften, Geographie und Botanik der Universität Salzburg, 15. April–29. April 1982. – 190 S., Salzburg (Selbstverlag).

BECHTOLD, D., BERNROIDER, M., FRASL, G., HÖCK, V., KLEBERGER, J., STEYRER, H.P. & VETTERS, W. (1982): Suche und Beurteilung von Dekorgesteinen (Plattenquarzit und Plattengneis) im Bundesland Salzburg. – Archiv für Lagerstättenforschung der Geologischen Bundesanstalt, **1**, 19–28, Wien.

## 1983

VETTERS, W. (1983): Der Kapuzinerberg. – Das Salzburger Jahr 1982/83, Eine Kulturchronik, 10–14, Salzburg (Residenzverlag).

VETTERS, W. (1983): Haltepunkt 3: Teichwiesenbachtal. – In: HÖCK, V., FRASL, G., STEININGER, F. & VETTERS, W.: Zur Geologie des Kristallins und Tertiärs der weiteren Umgebung von Eggenburg: Exkursion der Österreichischen Geologischen Gesellschaft zum 75jährigen Bestandsjubiläum am 8. Oktober 1983. – Exkursionsführer der Österreichischen Geologischen Gesellschaft (ÖGG), **1**, 31–37, Wien.

HÖCK, V., FRASL, G., STEININGER, F. & VETTERS, W. (1983): Zur Geologie des Kristallins und Tertiärs der weiteren Umgebung von Eggenburg: Exkursion der Österreichischen Geologischen Gesellschaft zum 75jährigen Bestandsjubiläum am 8. Oktober 1983. – Exkursionsführer der Österreichischen Geologischen Gesellschaft (ÖGG), **1**, 59 S., Wien.

## 1984

VETTERS, W. (1984): An emery deposit near Selcuk and its significance for the Geology of the Menderes cover series. – In: TEKELI, O. & GÖNCÜOĞLU, M.C. (Eds.): Proceedings geology of the Taurus Belt, International Symposium on the geology of the Taurus Belt, 26.–29. September 1983, Ankara, Turkey, Abstracts, **31**, Ankara (Maden Tetkik ve Arama Enstitüsü MTA).

VETTERS, W., BECHTOLD, D., DIMOULAS, A., OBENHOLZNER, H. & SÄGMÜLLER, J. (1984): Aufsuchung und Erforschung ausgewählter Diabasvorkommen im Bundesland Salzburg: Abschlußbericht. – Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt S-A-005/79, 53 S., Salzburg. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 05809-R]

## 1985

VETTERS, W. (1985): Die Küstenverschiebungen Kleinasien: Eine Konsequenz tektonischer Ursachen. – Lebendige Altertumswissenschaft: Festgabe zur Vollendung des 70. Lebensjahres von Hermann Vetters dargebracht von Freunden, Schülern und Kollegen, 33–38, Wien (Verlag Adolf Holzhausens Nachfolger).

VETTERS, W. (1985): Die Adneter Steinbrüche, geologische und kulturhistorisch interessante Stätten Salzburgs (Eine Schulexkursion). – Akademisches Gymnasium Salzburg, Jahresbericht 1984/85, 39–44, Salzburg.

VETTERS, W. (Red.) (1985): Island Forschungsfahrt 4.–18. August 1985. – 63 S., Salzburg (Universität Salzburg).

## 1986

VETTERS, W. (1986): 2. Zwischenbericht des Projektes „Karte der historisch wertvollen karbonatischen Dekorgesteinsvorkommen“ in Hinblick auf Vorsorge für Restaurierungsarbeiten; Erfassung in Österreich. Dekorsteinbruch Plöckenmarmor; Ausblick auf Gummern, Treffen, Krastal; Ausblick auf Serpentin und andere Grüngesteine. – Unveröffentlichter Bericht, 2 S., Salzburg.

SLUPETZKY, H., WITTMANN, H., TÜRK, R., VETTERS, W. & GRUBER, W. (1986): Gletscherweg Obersulzbachtal. – Naturkundlicher Führer zum Nationalpark Hohe Tauern, **4**, 80 S., Innsbruck (Österreichischer Alpenverein).

## 1987

VETTERS, W. (1987): Gedanken zum stadtgeographischen Verteilungsmuster der Parasitengruppe Teleoralia (nov. gen; nov. spec.) im Lichte neuerer Stadtplanungskonzepte. – In: SUIDA, H. (Hrsg.): Zwischen Tradition und Innovation. Festschrift für Guido Müller zum 50. Geburtstag, 51–60, Salzburg (Selbstverlag des Instituts für Geographie).

VETTERS, W. (1987): Bericht 1986 über geologische Aufnahmen auf Blatt 104 Mürzzuschlag. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **130/3**, 302–303, Wien.

VETTERS, W. (1987): Vereinsmitteilungen. 7. Arbeitsgruppe „Geowissenschaft im Schulunterricht“. – Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **80**, 366, Wien.

VETTERS, W. (1987): Geologie des Raurisetales. – In: MOSER, A. (Hrsg.): Kulturwertekatalog. Marktgemeinde Rauris im Nationalpark Hohe Tauern, 21–29, Salzburg (Salzburger Institut für Raumforschung, SIR).

HÖCK, V., FRASL, G. & VETTERS, W. (1987): Geologische Manuskriptkarte, Blatt 21 Horn 1:25.000, Stand 1987. – 2 Blätter, Salzburg. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 06524-ÖK25V/21-1]

## 1988

VETTERS, W. (1988): Die Äolischen Inseln. – Vulkanismus in Süd-Italien: Interdisziplinäre Exkursion des Institutes für Geowissenschaften der Universität Salzburg, 6.–20. April 1988, 92–103, Salzburg.

SLUPETZKY, H., WITTMANN, H., TÜRK, R., VETTERS, W. & GRUBER, W. (1988): Gletscherweg Obersulzbachtal. – Naturkundlicher Führer zum Nationalpark Hohe Tauern, **4**, 2., teilweise veränderte Auflage, 80 S., Innsbruck (Österreichischer Alpenverein).

STÜBER, E. (Red.), VETTERS, W., HERBST, W., TÜRK, R. & PATZNER, A. (1988): Naturlehrweg „Rauriser Urwald“. Uriger Blockwald mit zahlreichen Moortümpeln. – Naturkundlicher Führer zum Nationalpark Hohe Tauern, 2. Auflage von 1980, 54 S., Salzburg (Österreichischer Naturschutzbund).

## 1989

VETTERS, W. (1989): Zur Geologie des erweiterten Gerichtsbezirkes Werfen. – Schriftenreihe des Museumsvereins Werfen, **6**, 5–17, 79–82, Werfen (Museumsverein Werfen).

VETTERS, W. (1989): Zusammenfassung der Berichte 1985–1989 über das Projekt: Bestandsaufnahme kunsthistorisch wichtiger Dekorsteinbrüche Österreichs. Mit Beiträgen von NEBELSICK, J., HANDL, M., ZEIDLER, K. & GÖTZENDORFER, K. – Unveröffentlichter Bericht, 19 S., Salzburg–Wien.

FISCHER, G., KIRCHNER, E., URBANEK, E., VETTERS, W. & WOLF, G. (1989): Schätze der Berge. Mineralien, Erze, Fossilien aus der geologischen Vergangenheit der Gegend um Werfen. – Schriftenreihe des Museumsvereins Werfen, 6, 84 S., Werfen (Museumsverein Werfen).

## 1990

VETTERS, W. (1990): Ancient quarries around Ephesus and examples of ancient stone-technologies. Carrieres antiques autour d’Ephese et exemples de technologies anciennes d’exploitation de la pierre. – In: MARINOS, P.G. & KOUKIS, G.E. (Eds.): The Engineering Geology of Ancient Works, Monuments and Historical Sites. Preservation and Protection. – Proceedings of an International Symposium organized by the Greek National Group of IAEG, Athens, 19–23 September 1988, 4, 2067–2078, Rotterdam (Brookfield Balkema).

VETTERS, W. (1990): Jahresbericht 1990 für das Projekt Bestandsaufnahme kunsthistorisch wichtiger Dekorgesteinsvorkommen. – Bericht zum Projekt „Erfassung der Reserven von kunsthistorisch wertvollen karbonatischen Dekorgesteinen“, Kommission der Mineralrohstoff-Forschung der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, 1–3, Salzburg–Wien.

SCHRAMM, J.-M. & VETTERS, W. (1990): Über die Geologie des Arthurstollens, Südrevier der Kupfererzlagstätte Mitterberg (Land Salzburg Österreich). – Manuskript, 10 S., Salzburg. [Beitrag zum Führer durch das Schaubergwerk Arthurstollen, München (Christian Weise Verlag), nicht gedruckt, da keine behördliche Genehmigung für das Schaubergwerk erteilt wurde]

VETTERS, W. & SCHRAMM, J.-M. (1990): Zur Entwicklungsgeschichte der Grauwackenzone. – Manuskript, 10 S., Salzburg. [Beitrag zum Führer durch das Schaubergwerk Arthurstollen, München (Christian Weise Verlag), nicht gedruckt, da keine behördliche Genehmigung für das Schaubergwerk erteilt wurde]

## 1991

VETTERS, W. (1991): Zwei Profile durch den Mittelabschnitt des Moravikums. – Tagungsband zur Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1991, Geologie am Ostrand der Böhmisches Masse in Niederösterreich, Schwerpunkt Blatt 21 Horn, 75–88, Wien (Verlag der Geologischen Bundesanstalt).

VETTERS, W. (1991): Exkursion 1. 17. September 1991. Haltepunkt 2 Eggenburg Lateinfeld-Eisenbahneinschnitt. – Tagungsband zur Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1991, Geologie am Ostrand der Böhmisches Masse in Niederösterreich, Schwerpunkt Blatt 21 Horn, 165, Wien (Verlag der Geologischen Bundesanstalt).

FRASL, G., FUCHS, G., HÖCK, V., ROETZEL, R., STEININGER, F., VASICEK, W. & VETTERS, W. (1991): Geologische Karte Blatt 21 Horn. – 1 Karte, Maßstab 1:25.000, Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 08063-ÖK25V/21-3]

## 1992

VETTERS, W. (1992): Auf den Spuren des Salz- und Eisenhandels zwischen Salzburg und Kärnten. – Exkursionen im Bundesland Salzburg und in Nachbargebieten, 143–152, Salzburg (Selbstverlag).

VETTERS, W. (1992): Eine Idee zur Gewinnung der Obelisken in Assuan. – Gemeinschaftliche Tagung der Arbeitskreise „Archäometrie und Denkmalpflege“ der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft und „Archäometrie“ der Gesellschaft Deutscher Chemiker 9.–12. September 1992 in München. – Zusammenstellung der Kurzfassungen der Vorträge und Poster nach alphabetischer Reihenfolge der Erstautoren, 3 S., München.

## 1993

VETTERS, W. (1993): Der geologische Lehrpfad im Habachtal. – In: SLUPETZKY, H., WEISSENBÖCK, P., PEER, T. & KIRCHNER, E. (Red.): Nationalparkforschungen an der Universität Salzburg. Informativonstagung am 20.11.1991. – Salzburger Geographische Materialien, 19, 45–46, Salzburg (Selbstverlag Institut für Geographie).

VETTERS, W. (1993): Kleine Geologie von Bramberg. – In: HÖNIG-SCHMID, H.: Bramberg am Wildkogel, 20–23, Bramberg (Gemeinde Bramberg am Wildkogel).

VETTERS, W. & UHLIR, C. (1993): Der geologische Pfad im Habachtal. Ein-Blick in das Tauernfenster. – Poster, 2. Österreichischer Geologentag '93 am 7. und 8. Mai 1993, Salzburg.

## 1994

VETTERS, W. (1994): Vom Salz der Erde, den Geheimnissen des Dürrnberges und den Menschen, die sie zu Tage bringen. – 24 S., Hallein-Dürrnberg (Salzbergwerk Dürrnberg).

VETTERS, W. (1994): Le sel de la terre, les mystères du mont Dürrnberg et les hommes qui les découvrirent. – 24 S., Hallein-Dürrnberg (Salzbergwerk Dürrnberg).

VETTERS, W. (1994): Der Taupo und das Klima in Europa um 200 A. D. – In: FRIESINGER, H., TEJRAL, J. & STUPPNER, A. (Hrsg.): Markomannenkriege – Ursachen und Wirkungen. – VI. Internationales Symposium „Grundprobleme der frühgeschichtlichen Entwicklung im nördlichen Mitteldonaugebiet“, Wien 23.–26. November 1993, 457–462, Brno (Spisy Archeologického Ústavu AV CR Brno).

VETTERS, W. (1994): Buchbesprechung. WALTER, R. (mit Beiträgen von GIESE, P., WALTHER, H.W. & DILL, H.): Geologie von Mitteleuropa. 5. Auflage, Stuttgart (Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung Nägele u. Obermiller), 1992. – Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, 86, 199, Wien.

VETTERS, W. (1994): Begreife den Stein – Salz. Die Geschichte mit und von dem Salz. – Konzept für die Salzburger Landesausstellung, 13 S., Salzburg. (<https://docplayer.org/37844883-Begreife-den-stein-salz-die-geschichte-mit-und-von-dem-salz-von-dr-wolfgang-vetters-konzept-fuer-die-salzbuerger-landsausstellung-1994.html>)

VETTERS, W. (1994): Exkursionsführer der Süd-Schweden Exkursion. Bornholm, Öland, Gotland, Südschweden, 21.05.–05.06.1994, Institut für Geologie und Paläontologie der Paris-Lodron Universität Salzburg. – 67 S., Salzburg (Eigenverlag).

SLUPETZKY, H. & VETTERS, W. (1994): Libays Kunst naturwissenschaftlich gesehen. Libay művészete termesztudományos szemmel. – In: BEREZKY, L. (Hrsg.): Karl Ludwig Libay (1814–1888), Malerische Reisen, Ungarische Nationalgalerie November 1994–Februar 1995. Libay Karoly Lajos (1814–1888), Festői utazások, Magyar Nemzeti Galéria; Veröffentlichungen der Ungarischen Nationalgalerie (Magyar Nemzeti Galéria kiadványai), 1994, Heft 2, 43–55; Heft 4, 155–156, Budapest (Magyar Nemzeti Galéria).

## 1995

VETTERS, W. (1995): Geologie und Montanwesen in den Bildern des Malers Karl Ludwig Libay (1814–1888). – In: JONTES, L. & CERNAJSEK, T. (Hrsg.): 2. Erbe-Symposium: Das kulturelle Erbe in den Montan- und Geowissenschaften. Bibliotheken – Archive – Museen, Leoben, 18.–20. September 1995: Abstracts, 26, Leoben.

VETTERS, W. (1995): Schaubergwerk Kupferbergbau Mühlbach a. Hochkönig. – In: KREUTZER, L.H. & SCHÖNLAUB, H.P. (Hrsg.): 3. Jahrestagung der Arbeitsgemeinschaft Geotopschutz in deutschsprachigen Ländern, 10.–17. September 1995 in Österreich. – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, 32, 25, Wien.

LOBITZER, H. & VETTERS, W. (1995): Adneter Steinbrüche. – In: KREUTZER, L.H. & SCHÖNLAUB, H.P. (Hrsg.): 3. Jahrestagung der Arbeitsgemeinschaft Geotopschutz in deutschsprachigen Ländern, 10.–17. September 1995 in Österreich. – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, 32, 25–28, Wien.



KANDLER, M., ZABEHLICKY, H. & VETTERS, W. (1995): Fragile towns in the north of the ancient Roman Empire. A geo-ecological impact for the last quarter of the 2<sup>nd</sup> century A. D. and earthquakes. – *Geologia applicata e idrogeologia*, **30**, 561–568, Bari. [Atti Primo convegno del gruppo nazionale di Geologie applicata con la partecipazione dell'International Association engineering Geology (I.A.E.G.), Sezione Italiana Giardini Naxos (Messina) 11–15 Giugno 1995]

## 1996

VETTERS, W. (1996): Sehr kritische Gedankensplitter zu dem, auf dem wir in der Altstadt tagtäglich geh'n! – *Bastei*, Zeitschrift des Stadtvereines Salzburg für die Erhaltung und Pflege von Bauten, Kultur und Gesellschaft, **44/3**, 15–17, Salzburg.

VETTERS, W. (1996): Ein „wiederentdeckter“ romantischer Maler Salzburgs K.L. Libay (13.5.1814–16.1.1888). – *Bastei*, Zeitschrift des Stadtvereines Salzburg für die Erhaltung und Pflege von Bauten, Kultur und Gesellschaft, **44/4**, 14–16, Salzburg.

VETTERS, W. (1996): Cultural Geology. Examples from Antiquity and Modern Times. Russia and West Europe. Interaction of Industrial Cultures 1700–1950. – In: USTIANSTEV, S.V., LOGUNOV, E.V. & SEMENOV, I.G. (Ed.): International Scientific Conference, Nizhny Tagil, Russia, August 15–18, 1996, Ekaterinburg (Institute of the History of Industrial Culture, Nizhny Tagil Museum-Reserve of Mining and Metallurgy of the Middle Urals).

VETTERS, W. (1996): Buchbesprechung. DOLGINOW, J. & KROPATSCHJOW, S.: Abriß der Geologie Rußlands und angrenzender Staaten. Stuttgart (Schweizerbart), 1994. – *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft*, **87** (1994), 166, Wien.

VETTERS, W. (1996): Buchbesprechung. REIMANN, K.-U.: Geology of Bangladesh. Beiträge zur regionalen Geologie der Erde. Stuttgart (Borntraeger), 1993. – *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft*, **87** (1994), 174–175, Wien.

## 1997

VETTERS, W. (1997): Montanhistorisches in Bildern des Malers Karl Ludwig Libay (1814–1888). Geology and Mining in the Pictorials of the Artist Karl Ludwig Libay (1814–1888). – In: CERNAJSEK, T. & JONTES, L.: 2. Erbe-Symposium: Das kulturelle Erbe in den Montan- und Geowissenschaften: Bibliotheken – Archive – Museen: Internationales Symposium, Leoben, Österreich, 1995. – *Berichte der Geologischen Bundesanstalt*, **41**, 253–256, Wien.

VETTERS, W. (1997): Hydrologie von Ephesos. – Unveröffentlichtes Manuskript, Sammlung Dora P. Crouch, Santa Paula, California.

VETTERS, W. (1997): Buchbesprechung. BLÜHBERGER, G.: Wie die Donau nach Wien kam. Von den Quellen bis zur Hainburger Pforte. Wien (Böhlau), 1996. – *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft*, **88** (1995), 129–130, Wien. [Darauf entgegnete Blühberger „in wohlgesetzten Reimen“ 1998 in den „Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft“, **89** (1996), 233: „FETT – VETTER – VETTERS ... Mancher Pfeil sprang von der Sehne, ging ins Auge, schlug die Zähne, zog nach sich auch Häme. Kapriolen eines Wetters, aus der Feder eines VETTERS“.]

## 1998

VETTERS, W. (1998): Zur Geologie der antiken Steinbrüche von Ephesos. Erläuterungen zur geologischen Übersichtskarte der Umgebung von Ephesos. – Unveröffentlichtes Manuskript, Sammlung Dora P. Crouch, Santa Paula, California.

VETTERS, W. (1998): Buchbesprechung. JÄNICKE, M., BOLLE, H.J. & CARIUS, A.: Umwelt Global. Veränderungen, Probleme, Lösungsansätze. Berlin–Heidelberg–New York (Springer), 1998. – *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft*, **89** (1996), 246–247, Wien.

VETTERS, W. (1998): Buchbesprechung. ROTHE, P.: Kanarische Inseln. Lanzarote, Fuerteventura, Gran Canaria, Tenerife, Gomera, La Palma, Hierro. Sammlung geologischer Führer, Band 81, 2. Auflage, Berlin–Stuttgart (Gebrüder Borntraeger), 1996. – *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft*, **89** (1996), 253, Wien.

VETTERS, W. (1998): Buchbesprechung. TICHY, G. & HERBST, J.: Glasenbachklamm. Naturkundlich-geologischer Führer, Innsbruck–Salzburg (ÖAV & ÖNB), 1997. – *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft*, **89** (1996), 254, Wien.

VETTERS, W. (1998): Buchbesprechung. TRUNKÖ, L.: Geology of Hungary. Beiträge zur regionalen Geologie der Erde, Band 23. Berlin–Stuttgart (Gebrüder Borntraeger), 1996. – *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft*, **89** (1996), 254, Wien.

VETTERS, W. (1998): Buchbesprechung. VOSSMERBÄUMER, L.: Geologie. Wörterbuch Französisch-Deutsch / Deutsch-Französisch. Stuttgart (Schweizerbart), 1996. – *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft*, **89** (1996), 255, Wien.

VETTERS, W. (1998): Buchbesprechung. WOPFNER, H.: Australien. Stuttgart (Ferdinand Enke Verlag), 1997. – *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft*, **89** (1996), 255, Wien.

## 1999

VETTERS, W. (1999): Skizzen der Heimat von Karl Ludwig Libay (1814–1888). – In: KAŠIAROVÁ, E. & ŠIKOROVÁ, E. (Eds.): Tradície banského školstva vo svete / Traditionen des montanistischen Schulwesens in der Welt / World mining education, 4. Erbe-Symposium, Banská Štiavnica, 07.–11.09.1998; zborník prednášok, 301–304, Banská Štiavnica (Štátny ústredný bankský archív). [Kultúrne dedičstvo v bankských, metalurgických a geologických vedách, knižnice – archívy – múzeá / Das kulturelle Erbe in den Montan- und Geowissenschaften, Bibliotheken – Archive – Museen]

VETTERS, W. (1999): City of Salzburg. Walk through the City-Center – Urban Geology. – Excursion Guide for Sveriges Geologiska Undersökning, Austria, September 18–25, 1999, ungezählte Seiten, Wien (Geologische Bundesanstalt).

VETTERS, W. (1999): Johann Andreas Seethaler [1762–1844]. – *Biographische Materialien*, 2 S., Salzburg.

## 2000

VETTERS, W. (2000): Ein Beitrag zur Hydrogeologie von Ephesos. – In: JANSEN, G.C.M. (Ed.): Cura Aquarum in Sicilia: Proceedings of the Tenth International Congress on the History of Water Management and Hydraulic Engineering in the Mediterranean Region, Syracuse, May 16–22, 1998. – *Annual Papers on Classical Archeology, Babesch Supplements*, **6**, 85–89, Leiden (Peeters Publishers).

VETTERS, W. (2000): Buchbesprechung. BAHLBURG, H. & BREITKREUZ, C.: Grundlagen der Geologie. Stuttgart (Ferdinand Enke Verlag), 1998. – *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft*, **91** (1998), 153, Wien.

VETTERS, W. (2000): Buchbesprechung. GREWE, K.: Licht am Ende des Tunnels. Planung und Trassierung im antiken Tunnelbau. Mainz (Verlag P. v. Zabern), 1998. – *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft*, **91** (1998), 153, Wien.

VETTERS, W. (2000): Buchbesprechung. MURAWSKI, H. & MEYER, W.: Geologisches Wörterbuch. 10., neu bearbeitete und erweiterte Auflage, Stuttgart (Ferdinand Enke Verlag), 1998. – *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft*, **91** (1998), 155, Wien.

VETTERS, W. (2000): Buchbesprechung. WAGENBRETH, O.: Geschichte der Geologie in Deutschland. Stuttgart (Enke im Georg Thieme Verlag), 1999. – *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft*, **91** (1998), 156, Wien.

## 2001

VETTERS, W. (2001): Steinzeit – Bronzezeit – Eisenzeit ... und dann hört die Geologie auf? Gedanken zur Kulturgeologie. – In: TENTSCHERT, E. (Hrsg.): Festkolloquium: 140 Jahre Geologie an der TU-Wien, 22. und 23. November 2000. – *Mitteilungen für Ingenieurgeologie und Geomechanik*, **4**, 57–73, Wien.

VETTERS, W. (2001): Das Salzkammergut in Skizzen von Karl Ludwig Libay <1814–1888> (Vortrag). – Geschichte der Erdwissenschaften in Österreich, 3. Symposium, 27.–29. September 2001, Hallstatt. – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **56**, 111–112, Wien.

DOHLE, O. & VETTERS, W. (2001): Johann Andreas Seethaler [1762–1844]. – Biographische Materialien, ÖBL 1815–1950, Bd. 12 (Lfg. 55, 2001), 107–108, Salzburg.  
[http://www.biographien.ac.at/oeb1/oeb1\\_S/Seethaler\\_Johann-Andreas\\_1762\\_1844.xml](http://www.biographien.ac.at/oeb1/oeb1_S/Seethaler_Johann-Andreas_1762_1844.xml)

VETTERS, W. & ZABEHLICKY, H. (2001): Eine Klimakatastrophe um 200 n. Chr. und ihre archäologisch-historische Nachweisbarkeit. – In: FREY, M. & HANEL, N.: Archäologie, Naturwissenschaften, Umwelt. Beiträge der AG „Römische Archäologie“ auf dem 3. Deutschen Archäologenkongress in Heidelberg 25.5.–30.5.1999. – British Archaeological Reports, International Series, **929**, 9–12, Oxford (Archaeopress).

## 2002

VETTERS, W. (2002): Kulturgeologie – eine neue Form der Geowissenschaften? – Workshop Geowissenschaften, Schule und Öffentlichkeit, Stand 2002, Kremsmünster, 18.–20.10.2002: Abstracts, 17–20, Kremsmünster (Österreichische Geologische Gesellschaft).

VETTERS, W. (2002): Das römische Badhaus in Morzger – eine Geschichte. – Morzger Pfarrbrief, Nr. 19 (Mai 2002), 2 S., Salzburg–Morzger. [Ohne Literaturangaben!]

VETTERS, W. & ZABEHLICKY, H. (2002): The northern, southern and eastern frontiers and the climate c. AD 200. – In: FREEMAN, P., BENNETT, J., FIEMA, Z.T. & HOFFMANN, B. (Eds.): Limes XVIII: Proceedings of the XVIII<sup>th</sup> International Congress of Roman Frontier Studies held in Amman, Jordan (September 2000), **1**, 67–70, Oxford (Archaeopress).

CROUCH, D.P., BRÜCKNER, H., KRAFT, J.C., ORTLOFF, C. & VETTERS, W. (2002): Urban design amid flooding and sedimentation: the case of Ephesus. Conception urbaine lors des crues et sedimentation: cas d'Ephesus. – International Commission on Irrigation and Drainage, Eighteenth Congress Montreal 2002, History Seminar R. 14, 1–13, Montreal.

VETTERS, W., VETTERS, H. & ROTHE, E. (2002): Skizzenbücher von Karl Ludwig von Libay. [5]. Katalog zu den 9 Skizzenbüchern des Malers Karl Ludwig von Libay (\* 1814 Neusohl, † 1888 Wien), **17**, 2, 9 S., Salzburg (Selbstverlag).

## 2003

VETTERS, W. (2003): Ephesos. – In: CROUCH, D.P.: Geology and Settlement, Greco-Roman Patterns, 215–241, Oxford–New York (Oxford University Press).

VETTERS, W. (2003): Antike Technikgeschichte und Steintechnologie am Beispiel der „Obeliskender alten Ägypter“. – Naturstein in Kunst, Bau und Technik. – Barbara-Gespräche Payerbach, 20. bis 21. November 2003, Tagungsband, 15–19, Payerbach (Geoschule Payerbach).

VETTERS, W. (2003): Archive – Ökotope der besonderen Art? (Eine Betrachtung im Stil Michael Köhlmeyers) (Vortrag). – Geschichte der Erdwissenschaften in Österreich, 4. Symposium, 22.–25. Oktober 2003, Klagenfurt. – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **89**, 89–95, Wien.

VETTERS, W. (2003): Kulturgeologie – Beispiele aus Antike und Neuzeit. – Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **93**, 181–185, Wien.

VETTERS, W. (2003): Buchbesprechung. FÖRSTER, M.-B., FRAEDRICH, W., RIEGERT, J. & SCHUBERT, M.: Felseninsel Helgoland. Ein geologischer Führer. Stuttgart (Enke), 2000. – Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **94** (2001), 186, Wien.

VETTERS, W. (2003): Buchbesprechung. THÜRY, G.E.: Müll und Marmorsäulen. Siedlungshygiene in der römischen Antike. Mainz (Philipp von Zabern), 2001. – Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **94** (2001), 189, Wien.

VETTERS, W. & ZABEHLICKY, H. (2003): Der lange Winter der Römer. – Terra Nostra, **2003/6**, 453–455, Köln (Selbstverlag der Alfred-Wegener-Stiftung).

CROUCH, D.P., with scientific contributions from AURELI, A., BRUNO, G., ERCOLI, L., GÜNGÖR, T., DE MAIO, M., MARINOS, P.G., ORTLOFF, C., ÖZIS, Ü. & VETTERS, W. (2003): Geology and Settlement. Greco-Roman Patterns. – xii + 372 S., Oxford–New York (Oxford University Press).

FEITZINGER, G., IBETSBERGER, H. & VETTERS, W. (2003): Bergbau und Rohstoffe im Land Salzburg: Die Woche des offenen Bergbaus 27.6.–4.7.2003. – 48 S., Salzburg (Verein Schätze aus Salzburgs Boden).

## 2004

VETTERS, W. (2004): Das geologische Wissen zur Zeit Karl Ritter von Ghegas. – Ingenieurgeologie – Ingenieurkunst – Umwelttechnik. 150 Jahre Semmeringbahn, 100. Geburtstag Univ. Prof. Dr. E. Clar. – Barbara-Gespräche Payerbach, 18.–19. November 2004, Tagungsband, 5–6, Payerbach (Geoschule Payerbach).

VETTERS, W. (2004): Unterlagen für den kulturgeologischen Stadtspaziergang. – Ungezählte Seiten, Salzburg (Selbstverlag). [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 13824-R]

VETTERS, W. (2004): Cultural Geology – a new view of Earth Sciences. – Proceedings ISES International Symposium of earthsystems, Dedicated to the Memory of Professor Sirri Erinç, Istanbul 2004, 169–172, Istanbul (Istanbul Üniversitesi, Deniz Bilimleri ve İşletmeciliği Enstitüsü).

VETTERS, W. (2004): The extraction of an obelisk in ancient Egypt. – Proceedings ISES International Symposium of earthsystems, Dedicated to the Memory of Professor Sirri Erinç, Istanbul 2004, 181–191, Istanbul (Istanbul Üniversitesi, Deniz Bilimleri ve İşletmeciliği Enstitüsü).

VETTERS, W. (2004): Das Helvetikum: Eine Besonderheit von Mattsee. – Mattseer Stiftsblätter, **5/1**, 14, Mattsee.

VETTERS, W. (2004): Die Gewinnung der Obeliskender im alten Ägypten als Beispiel für Gedanken zu einer Kulturgeologie. – Forum Archaeologiae, Zeitschrift für klassische Archäologie, **30/III/2004**, 3 S., Wien (<http://farch.net> sowie <http://homepage.univie.ac.at/elisabeth.trinkl/forum/forum0304/30geo.htm>).

VETTERS, W. & ZABEHLICKY, H. (2004): A climatic disaster around 200 A.D. and its archeological evidence. – Proceedings ISES International Symposium of earthsystems, Dedicated to the Memory of Professor Sirri Erinç, Istanbul 2004, 151–157, Istanbul (Istanbul Üniversitesi, Deniz Bilimleri ve İşletmeciliği Enstitüsü).

VETTERS, W. & ZABEHLICKY, H. (2004): Eine Klimakatastrophe um 200 n. Chr. und ihre archäologische Nachweisbarkeit. – Forum Archaeologiae, Zeitschrift für klassische Archäologie, **30/III/2004**, 3 S., Wien (<http://farch.net> sowie <https://homepage.univie.ac.at/elisabeth.trinkl/forum/forum0304/30taupo.htm>).

IBETSBERGER, H., HÄUPL, M., DOPSCH, H., VETTERS, W. & LACKNER, F. (2004): „Schätze aus Salzburgs Boden“. Entstehung einer Geolandschaft im Land Salzburg. – In: JACOBS, F., RÖHLING, H.-G. & UHLMANN, O. (Hrsg.): GeoLeipzig 2004, Geowissenschaften sichern Zukunft. – Schriftenreihe der Deutschen Geologischen Gesellschaft, **34**, 395, Hannover.

## 2005

VETTERS, W. (2005): Als Ovilava in großer Gefahr war – Ein archäologisches Märchen? – In: FELDINGER, E.M. (Hrsg.): Scherben bringen Glück, Festschrift für Fritz Moosleitner zum 70. Geburtstag; dargebracht von Freunden, Kollegen und Verwandten, 141–145, Salzburg (Selbstverlag Feldinger).

VETTERS, W. (2005): Das Schicksal anonymer Sammlungen – Ausnahmen bestätigen die Regel. – In: CERNAJSEK, T., HAUSER, C. & VETTERS, W. (Red.): Das kulturelle Erbe in den Montan- und Geowissenschaften: Bibliotheken – Archive – Sammlungen. – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **65**, 182–183, Wien.

CERNAJSEK, T., HAUSER, C. & VETTERS, W. (Red.) (2005): Das kulturelle Erbe in den Montan- und Geowissenschaften: Bibliotheken – Archive – Sammlungen: 8. Internationales Symposium (3.–7. Oktober 2005) Schwaz, Geschichte der Erdwissenschaften in Österreich, 5. Arbeitstagung (3.–7. Oktober 2005) Schwaz. – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **65**, 198 S., Wien.

KOTZI, M. (Projektleitung), VETTERS, W., GSTREIN, P. & DARGA, R. (2005): EuRegio Salzburg – Berchtesgadener Land – Traunstein. Erz & Salz. Wege zur Urgeschichte der Industrie [Verzeichnis sehenswerter Industriedenkmale und Museen zu Geologie, Bergbau, Hüttenwesen im Salzburger Land, Berchtesgadener Land, Chiemgau und angrenzenden Tirol]. – 63 S., Oberndorf bei Salzburg (Verlag für Kommunikation Dominik Guggenberger).

VETTERS, W., HÄUPL, M., IBETSBERGER, H. & FEITZINGER, G. (2005): Vom Tropenstrand zum Gletscherrand. 60 Millionen Jahre Geschichte von Mattsee. Sonderausstellung Stiftsmuseum Mattsee 3. Juni–30. Oktober 2005. – Mattseer Stiftsblätter, **6/1**, 19 S., Mattsee.

## 2006

VETTERS, W. (2006): So kam die Exkursion auf den Hund. – In: GOLDSCHMIDT-KRAL, F. (Hrsg.): Das Sammeln geht den Wissenschaften immer voraus. Dem Zoologen Prof. Dr. Alfred Goldschmid zum 65. Geburtstag, 100–106, Graz–Feldkirch (Verlag Neugebauer).

VETTERS, W. (2006): Der erdwissenschaftliche Schulunterricht zur Zeit von Eduard Sueß. – In: CERNAJSEK, T., HUBMANN, B. & SEIDL, J. (Hrsg.): Eduard Sueß (1831–1914) und die Entwicklung der Erdwissenschaften zwischen Biedermeier und Sezession: 6. Wissenschaftshistorisches Symposium „Geschichte der Erdwissenschaften in Österreich“, 1.–3. Dezember 2006, Geologische Bundesanstalt Wien: Abstracts. – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **69**, 78, Wien.

SCHRAMM, J.-M. & VETTERS, W. (2006): Traugott Erich Gattinger (geb. am 20. September 1930, gest. am 11. Jänner 2006) – ein Geologenportrait aus Salzburger Sicht. – Austrian Journal of Earth Sciences, **99**, 91–94, Wien.

## 2007

VETTERS, W. (2007): "De acido ex humoralinae destillato eiusque salibus validis". Die Humoralinsäure (HMS) und ihre Salze. – In: GRUBER, W. (Hrsg.): Beitrag zu Sonderbarer Band der Salzburger Geonarrischen Arbeiten, 1. April 2007. Felix, du glücklicher Pensionist, 36–43, Salzburg (Selbstverlag Geographie).

UHLIR, C. & VETTERS, W. (2007): Vereinfachte Richtlinien zur Gesteinsbestimmung und Namensgebung. – In: HÖCK, V., LANG, F. & WOHLMAYR, W. (Hrsg.): Akten zum 2. Österreichischen „Römerstein-Treffen“ 2006 in Salzburg, 17–32, Wien (Phoibos Verlag).

## 2008

VETTERS, W. (2008): Kulturgeologischer Spaziergang durch die Altstadt Salzburgs. – In: SCHROTT, L., IBETSBERGER, H., STEYRER, H.-P. & HEJL, E. (Hrsg.): Salzburg und Umgebung. Neun Geo-Exkursionen. – Natur- und Kulturerlebnisführer der Universität Salzburg, **1**, 22–39, Vilsbiburg (Verlag Kiebitz Buch).

VETTERS, W. (2008): Naturstein. Sichtbare Ökologie. Ökologisch ist ein Baustoff nur dann, wenn für seine Gewinnung und Verarbeitung wenig Energie verbraucht wird. Und diesbezüglich ist Naturwerkstein seinen konkurrierenden Materialien schon immer um einiges voraus. – Stone Plus, Special: Naturstein + Ökologie, **2008/3**, 36–39, München.

SEIDL, J., VETTERS, W. & CERNAJSEK, T. (2008): Der 7. Arbeitstagung der Arbeitsgruppe „Geschichte der Erdwissenschaften in Österreich“ der Österreichischen Geologischen Gesellschaft zum Geleite. – In: VETTERS, W., SEIDL, J. & CERNAJSEK, T. (Hrsg.): 7. Wissenschaftshistorisches Symposium: „Geschichte der Erdwissenschaften in Österreich“: „Von Paracelsus bis Brauningl/Hejl/Pestal“ – Erdwissenschaftliche Forschung in Salzburg im Laufe der Jahrhunderte. Salzburg, 22.–25. Mai 2008. – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **72**, 3–5, Wien.

VETTERS, W., SEIDL, J. & CERNAJSEK, T. (Hrsg.) (2008): „7. Wissenschaftshistorisches Symposium: „Geschichte der Erdwissenschaften in Österreich“: „Von Paracelsus bis Brauningl/Hejl/Pestal“ – Erdwissenschaftliche Forschung in Salzburg im Laufe der Jahrhunderte. Salzburg, 22.–25. Mai 2008. – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **72**, 80 S., Wien.

## 2009

VETTERS, W. (2009): Die Lehrerdynastie Rothe – Zum erdwissenschaftlichen Schulunterricht zur Zeit von Eduard Suess. – In: SEIDL, J. (Hrsg.): Eduard Suess: und die Entwicklung der Erdwissenschaften zwischen Biedermeier und Sezession. – Schriften des Archivs der Universität Wien, **14**, 255–272, Göttingen (V&R unipress).

VETTERS, W. (2009): Ein „vergessener“ Pionier österreichischer Bergbautechnik – Joseph Emanuel Fischer von Erlach. – In: HUBMANN, B., SCHÜBL, E. & SEIDL, J. (Red.): 8. Wissenschaftshistorisches Symposium „10 Jahre Arbeitsgruppe Geschichte der Erdwissenschaften Österreichs“: 24.–26. April 2009, Abteilung für Mineralogie, Stucksaal Joanneum Graz: Abstracts, Matineeprogramm, Exkursionsführer. – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **45**, 46–49, Wien.

VETTERS, W. (2009): Auf Spurensuche nach dem Großvater Vettters: Ein sehr persönlicher Versuch des Enkels. On the trace search after the grandfather Vettters: A very personal attempt by the grandson. – In: ANGETTER, D. & HOFMANN, T. (Red.): Festschrift zum 66. Geburtstag HR Dr. Tillfried Cernajsek Bibliotheksdirektor i. R. der Geologischen Bundesanstalt. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **149/2+3**, 269–282, Wien.

FEITZINGER, G. & VETTERS, W. (2009): Schaubergwerk „Historische Kupferzeche am Larzenbach“ in Hütttau (Exkursion L am 18. April 2009). – Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen Geologischen Vereines, Neue Folge, **91**, 431–437, Essen.

STÖLLNER, T. & VETTERS, W. (2009): Der Salzbergbau Dürrnberg und sein Schaubergwerk – eine Einführung zur Archäologie des Salzes (Exkursion C am 14. April 2009). – Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen Geologischen Vereines, Neue Folge, **91**, 185–201, Essen.

UHLIR, C. & VETTERS, W. (2009): Die Salzburger Stadtberge – eine kulturgeologische Exkursion (Exkursion A am 14. April 2009). – Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen Geologischen Vereines, Neue Folge, **91**, 115–164, Essen.

VETTERS, W. & HARL, O. (2009): „Wo liegt das Gold der norischen Taurischer?“ Zur geologischen Interpretation eines Textes von Strabon. – 10. Internationales Symposium Kulturelles Erbe in Geo- und Montanwissenschaften, Bibliotheken – Archive – Museen – Sammlungen, Freiberg/Sachsen, 29. September–2. Oktober 2009, Tagungsband, 91, Freiberg in Sachsen (Bergakademie Freiberg).

## 2010

VETTERS, W. (2010): Wo lag das Gold der norischen Taurischer? Eine Neuinterpretation eines Textes von Strabon/Polybios aus geologischer Sicht. – Römisches Österreich (Jahresschrift der Österreichischen Gesellschaft für Archäologie), **33**, 123–139, Wien.

VETTERS, W. (2010): Der Goldrausch der Norischen Taurischer. Eine Neuinterpretation eines Textes von Strabon/Polybios aus geologischer Sicht. – In: KLOPF, J., FRASS, M. & GABRIEL, M. (Hrsg.): Geld – Gott, 177–197, Salzburg (Paracelsus Buchhandlung & Verlag).

VETTERS, W. & KUTZER-SALM, P. (2010): Ernst Kutzer – berühmter Kriegsmaler. – Mitteilungen und Berichte / Österreichisches Schwarzes Kreuz, Kriegsgräberfürsorge, Nr. 130, Ausgabe 1/2010, 36, Wien.

CERNAJSEK, T., SCHRAMM, J.-M. & VETTERS, W. (2010): Die „Geognostische Karte von Deutschland und den umliegenden Staaten in 42 Blättern von Leopold von Buch, 1826“. Die erste mehrblättrige Übersichtskarte von Mittel- und Westeuropa. Eine Spurensuche in der Literatur. – In: HUBMANN, B. & SEIDL, J. (Red.): Workshop der Österreichischen Arbeitsgruppe „Geschichte der Erdwissenschaften“ 19. November 2010 Geologische Bundesanstalt, Beiträge zum Workshop. – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, 83, 9–10, Wien.

## 2011

VETTERS, W. (2011): Traktat über die gemeine Pimpernuss (*Staphylea pinnata*, auch Klappernuss genannt). – Unveröffentlichtes Manuskript, 1 S., Salzburg.

VETTERS, W. (2011): Der keltische „Goldrausch“ – seine archivalischen Quellen und deren Kombination. – In: SEIDL, J. & HUBMANN, B. (Hrsg.): 10. Tagung der Österreichischen Arbeitsgruppe „Geschichte der Erdwissenschaften“. Wissenschaftshistorischer Workshop „GeoGeschichte und Archiv“, 2. Dezember 2011, Festsaal des Archivs der Universität Wien: Beiträge. – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, 89, 67–72, Wien.

VETTERS, W. (2011): Ich bin ein Kind der Stadt. Die Josefstadt nach 1945. – In: Ettl, M. (Red.): Kindheit und Jugend in der Josefstadt, Ein Begleitbuch zur Ausstellung „Kinder in der Josefstadt“, 37–45, Wien (Bezirksmuseum Josefstadt).

HAMILTON, M. & VETTERS, W. (2011): Amüsante Wissenschaftsgeschichte der Geologie. Wiener „Geo-Poesie“ vor mehr als 100 Jahren. – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, 90, 57 S., Wien.

KANDLER, M. & VETTERS, W. (2011): Pflichtschulen. – In: Ettl, M. (Red.): Kindheit und Jugend in der Josefstadt, Ein Begleitbuch zur Ausstellung „Kinder in der Josefstadt“, 118–132, Wien (Bezirksmuseum Josefstadt).

VETTERS, W. & UHLIR, C. (2011): Kulturgeologische Wanderung Mönchsberg. – In: UHLIR, C.F. (Hrsg.): Salzburger Stadtberge (Mönchsberg, Kapuzinerberg, Festungsberg, Nonnberg, Rainberg), 59–79, Borsdorf (edition winterwork).

KANDLER, M., KÖNIG, H. & VETTERS, W. (2011): Allgemein bildende Höhere Schulen. – In: Ettl, M. (Red.): Kindheit und Jugend in der Josefstadt, Ein Begleitbuch zur Ausstellung „Kinder in der Josefstadt“, 133–141, Wien (Bezirksmuseum Josefstadt).

## 2012

VETTERS, W. (2012): Kärntner Keltengold stürzt Goldpreis im alten Rom. – Tagungsband zum 15. Internationaler Montanhistorik- und Bergbau-Workshop Bad Bleiberg 2.–7. Oktober 2012, 56–60, Bad Bleiberg. [Rezension von Ertl, R.F. (2015): Neue Untersuchungen zum Fundort des Tauriskergoldes. – IC-Nachrichten, 97, 47–54, Institutum Canarium, Wien ([http://www.institutum-canarium.org/ic-nachrichten/ICDigital\\_ICN97-2\\_\(2015\).pdf](http://www.institutum-canarium.org/ic-nachrichten/ICDigital_ICN97-2_(2015).pdf)).

VETTERS, W. (2012): Das Gold der Norischen Taurischer – eine Spurensuche in einem antiken Text mit Finderglück. – ÖGW res novae II [Österreichische Gesellschaft für Wissenschaftsgeschichte, Nachrichtenblatt in elektronischer Form], 15–16, Wien ([http://wissenschaftsgeschichte.ac.at/files/resnovae/02\\_2012.pdf](http://wissenschaftsgeschichte.ac.at/files/resnovae/02_2012.pdf)).

VETTERS, W. (2012): Salzburg – Serenade in Stein. Eine kulturgeologische Betrachtung der Mozartstadt. – 46 S., Würzburg (Selbstverlag Helmut H. Hufnagel, Buchbinderei Vinzenz-Werke). [Erstausgabe: 2 Exemplare]

VETTERS, W. & HOFMANN, T. (2012): Eine Balkankarte von 1876 – Vorstudie zur Militäargeologie des 1. Weltkriegs? – In: ANGETTER, D., HUBMANN, B. & SEIDL, J. (Hrsg.): „Geologie und Militär: Von den Anfängen bis zum MilGeo-Dienst“. 11. Wissenschaftshistorische Tagung der Österreichischen Arbeitsgruppe „Geschichte der Erdwissenschaften“ 14. Dezember 2012, Landesverteidigungsakademie Sala Terrena, Stiftgasse 2A, A-1070 Wien, Beiträge. – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, 96, 51, Wien.

VETTERS, W. & POHL, W.L. (2012): Das Gold der „Norischen Taurischer“. Die Geologie des Vorkommens von Polybios/Strabon. – Carinthia II, 122, 273–286, Klagenfurt.

## 2013

VETTERS, W. (2013): Weather, Climate and Volcanoes – Two historic mega-eruptions in the Antipodes and their impact on Europe. Temps, climat et volcans – Deux éruptions volcaniques gigantesques sur les antipodes et leur conséquence en Europe. Wetter, Klima und Vulkane – Zwei historische Megaausbrüche auf den Antipoden und ihre Auswirkungen auf Europa. – In: BAUMGARTEN, B., KUSTATSCHER, E. & HAUSER, C. (Hrsg.): 12<sup>th</sup> International Erbe Symposium Bozen/Bolzano, 30. September–4. Oktober 2013: Cultural Heritage Symposium in Geosciences, Mining and Metallurgy Libraries – Archives – Collections: Contributions / Abstracts. – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, 101, 133–137, Wien.

VETTERS, W. (2013): Das Ausseerland in Skizzen von K.L. Libay (1814–1888). – Da schau her, die Kulturzeitschrift aus Österreichs Mitte, 34/1, 21–23, Pürgg–Trautenfels.

VETTERS, W. (2013): Morzg-Gneiser kulturgeologische Geschichte I. Golser Berg (Morzger Hügel. – Der blitzGNEISser, Zeitschrift des Vereins unserGNEIS, 9, 6, Salzburg-Gneis.

VETTERS, W. (2013): Morzg-Gneiser kulturgeologische Geschichte Teil II. – Der blitzGNEISser, Zeitschrift des Vereins unserGNEIS, 10, 6, Salzburg-Gneis.

VETTERS, W. (2013): Morzg-Gneiser kulturgeologische Geschichte Teil III. Morzg und Gneis vor 4000–3000 Jahren. – Der blitzGNEISser, Zeitschrift des Vereins unserGNEIS, 11, 6, Salzburg-Gneis.

## 2014

VETTERS, W. (2014): Salzburg 1834 in den Augen eines spanischen Reisenden. – In: HUBMANN, B., ANGETTER, D. & SEIDL, J. (Hrsg.): 15 Jahre Österreichische Arbeitsgruppe „Geschichte der Erdwissenschaften“: Tagung 12. Dezember 2014, Universalmuseum Joanneum, Joanneumsviertel, Auditorium 8010 Graz, Beiträge. – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, 107, 65–66, Wien.

VETTERS, W. (2014): Morzg-Gneiser kulturgeologische Geschichte Teil IV. Die Römer in Marciacum. – Der blitzGNEISser, Zeitschrift des Vereins unserGNEIS, 12, 6, Salzburg-Gneis.

## 2015

VETTERS, W. (2015): Das Goldvorkommen der Norischen Taurischer. Ergebnis der geologischen Neuinterpretation des antiken Textes durch Kombination diverser Archivalien. – In: LOHNER-URBAN, U. & SCHERRER, P. (Hrsg.): Der obere Donauraum 50 v. bis 50 n. Chr., 351–360, Berlin (Frank & Timme, Verlag für Wissenschaftliche Literatur). [5. Internationales Symposium Region im Umbruch „Der obere Donauraum 50 v. bis 50 n. Chr.“, 17.–20.11.2011, Graz.]

ZIEGLER, R. & VETTERS, W. (2015): Bürgerliche Sommerfrische in Velden am Wörthersee. Notizen zu den Tagebüchern einer jungen Wienerin und zu Zeichnungen des Karl Ludwig Libay. – Archiv für vaterländische Geschichte und Topographie, 107, 184 S., Klagenfurt (Verlag des Geschichtsvereines für Kärnten).

## 2016

VETTERS, W. & STRAUSS, M. (2016): Der Salzburger Almkanal. 880 Jahre Wasser und Energie für die Stadt. – International Symposium on the Occasion of the 40<sup>th</sup> Anniversary of the Frontinus-Society, Water Management during the Time of Frontinus – Buildings – Technique – Culture, Poster Session, P16 (27.05.2016), Trier.

## 2017

VETTERS, W. & KARWIESE, S. (2017): Das Almstollensystem im Mönchsberg von Salzburg. – In: WIPLINGER, G. & LETZNER, W. (Hrsg.): Wasserwesen zur Zeit des Frontinus: Bauwerke – Technik – Kultur. – Tagungsband des Internationalen Frontinus-Symposiums Trier, 25.–29. Mai 2016; Festschrift 40 Jahre Frontinus-Gesellschaft, Babesch Supplements, **32** [= Schriftenreihe der Frontinus-Gesellschaft, Supplement **4**], 219–232, Leuven (Peeters Publishers).

## 2018

ZABEHLICKY, H. & VETTERS, W. (2018): A volcanic eruption around AD 180 and its archaeological evidence. – In: JANEŽIČ, M., NADBATH, B, MULH, T. & ŽIŽEK, I. (Eds.): New Discoveries Between the Alps and the Black Sea – Results From the Roman Sites in the Period Between 2005 and 2015, In Memoriam Iva Mikl Curk, Monografije CPA, 6, 89–92, Ljubljana.



## Neue Fossilfunde im Gailtalkristallin (Kärnten, Österreich)

HANS P. SCHÖNLAUB<sup>1</sup>, BERNHARD HUBMANN<sup>2</sup> & KARL HEINZ OPPL<sup>3</sup>

4 Abbildungen

Österreichische Karte 1:50.000  
 BMN / UTM  
 199 Hermagor / NL 33-04-11 Spittal an der Drau

Kärnten  
 Gailtalkristallin  
 Grünschieferfazies  
 Unterdevon

### Inhalt

Zusammenfassung .....	23
Abstract .....	23
Einleitung .....	24
Das Vorkommen .....	24
Tabulate Koralle .....	27
Literatur .....	28

### Zusammenfassung

Aus dem Gailtalkristallin-Komplex im Süden Österreich östlich von Hermagor werden eine tabulate Koralle der Gattung *Favosites* sp. und Crinoiden-Stielglieder beschrieben und abgebildet. Das Bemerkenswerte an diesen Funden ist ihr relativ guter Erhaltungszustand, da es sich bei den Fundschichten um intensiv geschieferte und isoklinal verfaltete Quarzphyllite mit eingelagerten Kalkdolomitmarmoren handelt, für deren Metamorphose *pt*-Bedingungen in der Grünschieferfazies angenommen werden. Als wahrscheinliches Bildungsalter wird Unterdevon vermutet.

### New fossil discoveries in the Gailtal Crystalline (Carinthia, Austria)

#### Abstract

Following earlier reports on conodont occurrences in the Gailtal Crystalline Complex of Southern Austria, east of the town of Hermagor a rather good preserved tabulate coral and crinoids are recorded from greenschist-metamorphosed dolomitic marbles intercalated in quartzphyllite rocks. These rocks were strongly folded, foliated and metamorphosed during the Variscan Orogeny. Their remarkable well preservation seems to be due to early dolomitization of thin limestone beds with formation of lense-like boudins arranged in the apex of isoclinal folds. For the fossil occurrences, a Lower Devonian age is suggested.

1 HANS P. SCHÖNLAUB: Kötschach 350, 9640 Kötschach-Mauthen. hp.schoenlaub@aon.at  
 2 BERNHARD HUBMANN: Karl-Franzens-Universität Graz, Institut für Erdwissenschaften, Bereich Geologie & Paläontologie, Heinrichstraße 26, 8010 Graz. bernhard.hubmann@uni-graz.at  
 3 KARL HEINZ OPPL: Obervellach 35, 9630 Hermagor.

## Einleitung

Der Gailtalkristallin-Komplex gehört zum tektonisch obersten ostalpinen Deckenstapel, dem Oberostalpin. Sein Gesteinsbestand wurde im Bereich des „Adriatischen Sporns“ als Teil der Adriatischen Platte gebildet und in der kreidezeitlichen „Eoalpidischen Gebirgsbildung“ in einen Orogenkeil eingebaut, der aus verschiedenen tektonischen Einheiten besteht (SCHMID et al., 2004).

Die tiefste Einheit bildet das Ötztal-Bundschuh-Deckensystem, welche aus Decken aufgebaut ist und in den Ötztaler Alpen westlich des Tauernfensters sowie den Gurktaler Alpen im Osten davon auftritt.

Die Bundschuh-Decke wird tektonisch von der Stolzalpe-Decke überlagert. Letztgenannte ist Teil des Drauzug-Gurktal-Deckensystems: Sie baut die Umgebung des Tauernfensters im Gebiet um Steinach am Brenner und tritt in den Gurktaler und Deferegger Alpen sowie in der Kreuzeckgruppe und den Gailtaler Alpen auf.

Innerhalb des metamorphen Gailtalkristallin-Komplexes werden von Helmut Heinisch und Mitarbeitern auf den geologischen Kartenblättern 195 bis 199 (SCHÖNLAUB, 1985, 1987, 1989) vier tektonometamorphe Zonen unterschieden, die in eine nördliche Granatglimmerschieferzone, eine mittlere Phyllonitzone und eine südliche Staurolith-Granatglimmerschieferzone gegliedert werden. Dieser Gliederung folgend, unterscheiden SIEGSMUND et al. (2018) die Einheiten I, II und III, die hauptsächlich aus Glimmerschiefern, granatführenden Paragneisen, Metaquarziten, Quarzphylliten und Phylloniten bestehen. Die südlichste Einheit IV repräsentiert hingegen Grafitphyllite bis Grafitquarzite, Grünschiefer, Quarzite, Bänderkalke und Marmore. Diese Gesteinseinheit wird nach Conodontenfunden im Steinbruch Kühweg westlich von Hermagor und im Nötschgraben von SCHÖNLAUB (1979) als altpaläozoisch angesehen. In der tektonischen Übersicht zur Geologischen Karte, Blatt 199 Hermagor (SCHÖNLAUB, 1989), wird sie als „Zone des metamorphen westlichen bzw. östlichen Gailtal-Paläozoikums“ bezeichnet.

Hier sei darauf hingewiesen, dass für die mit diesem metamorphen Paläozoikum korrespondierenden Metasedimente der Thurntaler Phyllitgruppe ein Sedimentationsalter im Unterordovizium vermutet wird, da in zwischengeschalteten Metavulkaniten ein solches Entstehungs (Protolith)-Alter nachgewiesen wurde (SCHULZ & BOMBACH, 2003; SCHULZ et al., 2004, 2008; SIEGSMUND et al., 2007, 2018). Dazu kommen Altersdaten von Meta-Basiten, Meta-Granitoiden und Meta-Porphyröiden, die einen Magmatismus zwischen 477 und 447 Millionen Jahren, das heißt also im Unter- bis Oberordovizium, anzeigen (SCHULZ et al., 2004, 2008; SIEGSMUND et al., 2007, 2018).

Unsere Neufunde einer Stockkoralle und von Crinoiden in Eisendolomitmarmoren bei Obervellach östlich von Hermagor bestätigen die bisher geäußerte und mit Fossilien und radiometrischen Altersbestimmungen untermauerte Annahme eines altpaläozoischen Alters des Gailtalkristallin-Komplexes. Danach reicht der zeitliche Gesamtumfang dieser Gesteine vom Kambrium bis in das Devon. Anschließend erfolgte in der Variszischen Gebirgsbildung zwischen etwa 350 und 300 Millionen Jahren ihre Deformation und metamorphe Überprägung. Zusätzlich erfassten die tektonischen Prozesse mit dem kreidezeitlichen Kol-

lisionsereignis zwischen der Afrikanischen, Adriatischen und der Europäischen Platte den gesamten ostalpinen Gesteinsstapel und bewirkten eine neuerliche Metamorphose (SCHUSTER & STÜWE, 2010; SCHUSTER et al., 2015). Anders als die Decken des Koralpe-Wölz-Deckensystems waren aber die Gesteine des Gailtalkristallin-Komplexes während dieser alpidischen Prozesse nie in tiefere Krustenstockwerke versenkt.

## Das Vorkommen

Der Fundort der neu gesammelten Fossilien liegt am Ostrand des Eichforstes im Ortsteil Obervellach der Gemeinde Hermagor (Abb. 1, 13°23'21" E / 46°38'12" N). Am Ende der Zufahrtsstraße zu den Häusern Nr. 35 und Nr. 38 führt ein markierter Steig am Südrand des Vellagrabens in Richtung des Ortes Radnig (es sei hier darauf hingewiesen, dass auf der Geologischen Karte 199 Hermagor (SCHÖNLAUB, 1989) das Symbol für einen Steinbruch mit einem Vorkommen von Eisendolomiten an falscher Stelle eingetragen ist. Dieser Steinbruch, im Steinbrucharchiv der Geologischen Bundesanstalt verzeichnet, liegt am Wandfuß der Wetterstein-Formation rund 800 m nordwestlich des eingetragenen Profils und ist identisch mit den Archivvermerken zum Vorkommen 199/010). Am Beginn des Steiges baut den linksseitigen Hang eine schroffe und teils senkrechte Wand mit mehreren Metern Höhe auf, die aus einem Wechsel von grauen Quarzphylliten, dünnen Grünschieferlagen und bräunlichen Dolomitmarmorlagen besteht (Abb. 1a). Diese metamorphen Gesteine sind mit 10–20° nach Süden geneigt, ihre Lagerung ist West–Ost gerichtet (Werte nach dem Clar-Kompass s 145–180/10–20 S). Wenige Meter über dem Steig ist neben diesen Lagerungsverhältnissen entlang der Wand häufig eine intensive Knickfaltung mit nahezu isoklinalen Faltenschenkeln ausgebildet, deren Scheitel häufig von Dolomitmarmorlinsen gebildet werden (Abb. 1b). Es handelt sich hierbei um Phacoide, also linsenförmige Körper, die aus gelblichen, spröde reagierenden Dolomit-Boudins bestehen. Sie entstanden durch Zerrung von gebankten Kalkgesteinen, wobei Bänke in einzelne getrennte Gefügeeinheiten (Boudins) zerfallen, für die eine kantengerundete, ellipsoide Form typisch ist und die vollständig vom vorher anliegenden Gestein umgeben sind. Nach Mitteilung des Lokalbearbeiters Helmut Heinisch (München) sind sie typisch für diese Druck- und Temperaturbereiche, bei denen Kalk schon plastisch ist, der Dolomit sich aber spröde verhält und die Erhaltung von Fossilien begünstigt.

Bei den karbonatischen Gesteinen handelt es sich um grobkristalline weiße bis hellgraue, schwach dolomitisierete, eisenhaltige Kalkmarmore, die im frischen Zustand keine biogenen Komponenten erkennen lassen. Auch Dünn- und Schliffe geben nur schemenhaft Umriss von Crinoiden (Seelilien) wieder. Hingegen sind Schuttanhäufungen von millimetergroßen Stielgliedern von nicht bestimmbarer Crinoiden an stark verwitterten Oberflächen gut sichtbar. Auch Details wie der Achsialkanal und Crenellen zur Verzahnung benachbarter Stielglieder sind mit Lupe oder Binokular deutlich erkennbar (Abb. 2).

Makroskopische Fossilien stellen in metamorphen Gesteinen generell eine große Seltenheit dar, bewirken doch erhöhte Temperatur- und Druckeinwirkungen mechanische Deformationen, Umkristallisationen bis hin zu Mineralneu-



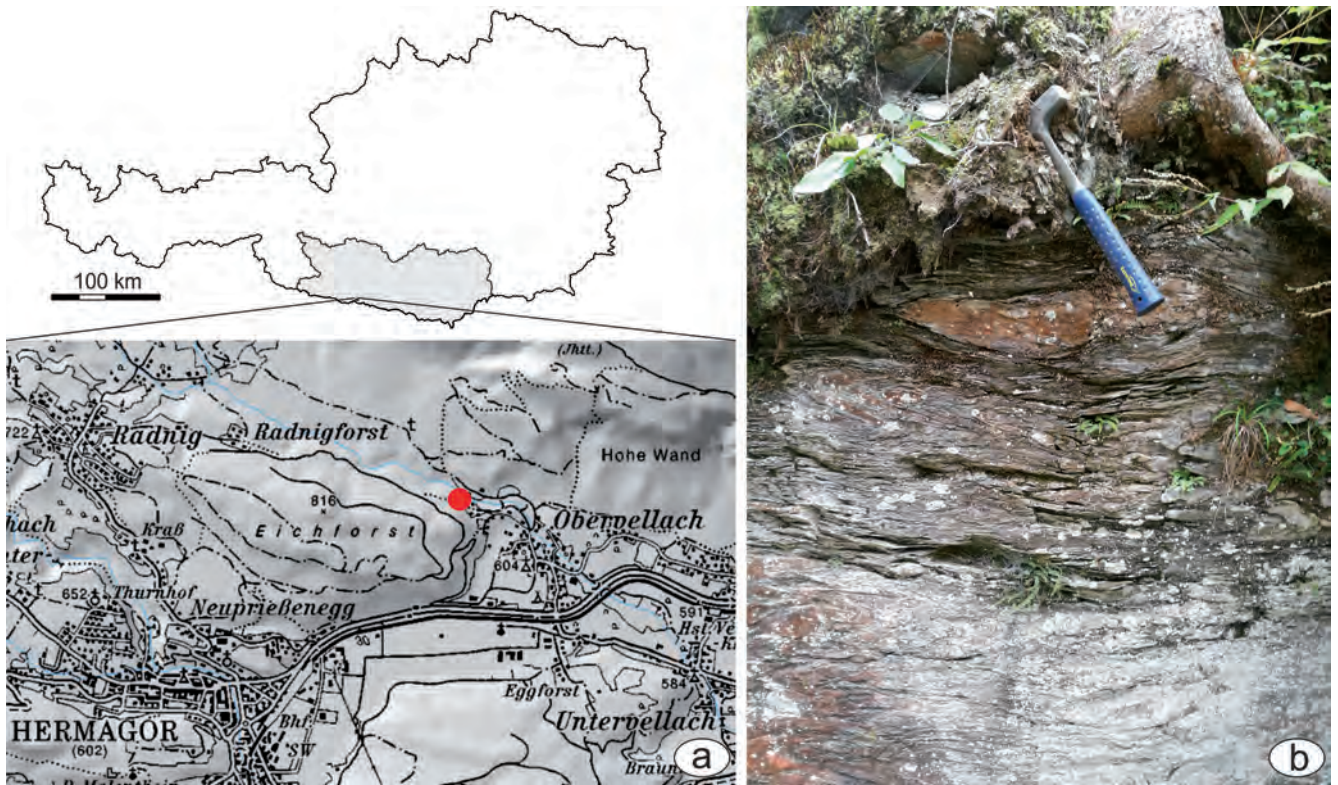


Abb. 1.  
a) Fundpunkt (roter Punkt) nordwestlich von Obervellach bei Hermagor. b) Isoklinal verfaltete Phyllite mit Marmorphacoid im Faltenscheitel.

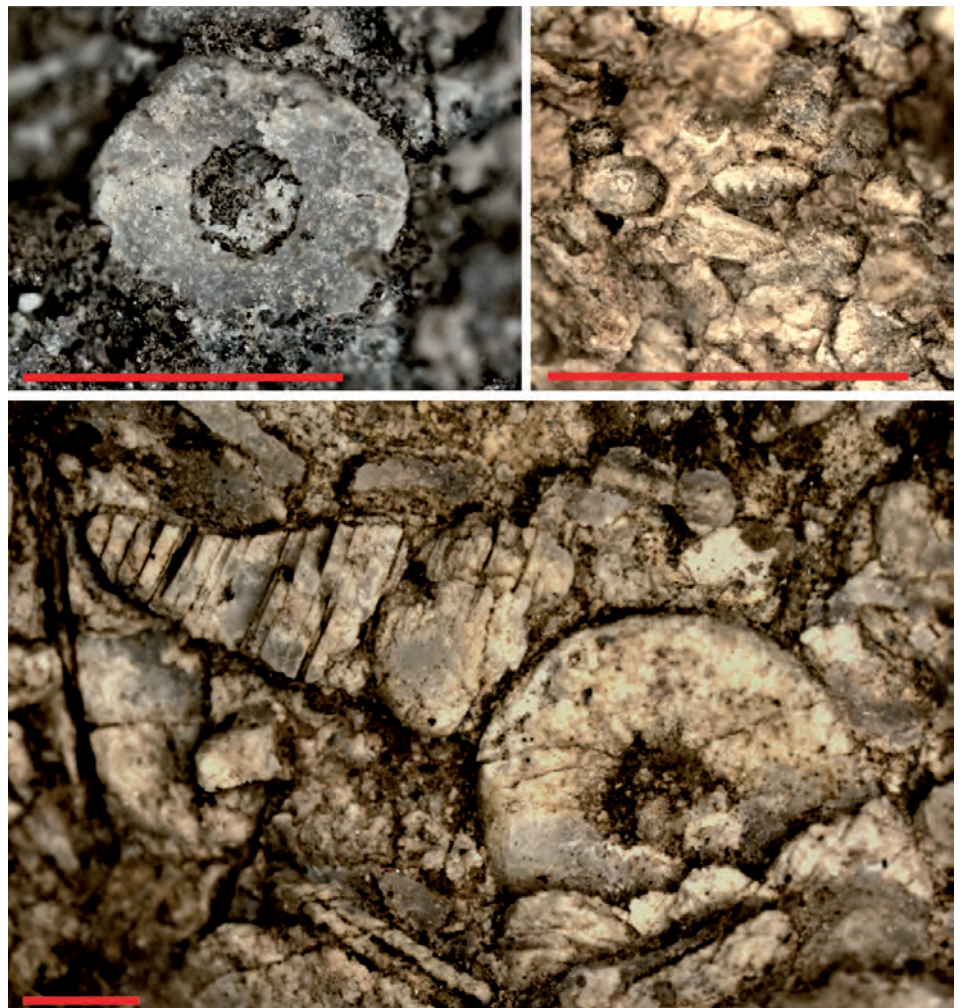


Abb. 2.  
Verwitterungsoberfläche des Dolomitmar-  
mors mit Crinoiden-Bruchstücken. Die Bal-  
kenlängen betragen jeweils 1 mm.

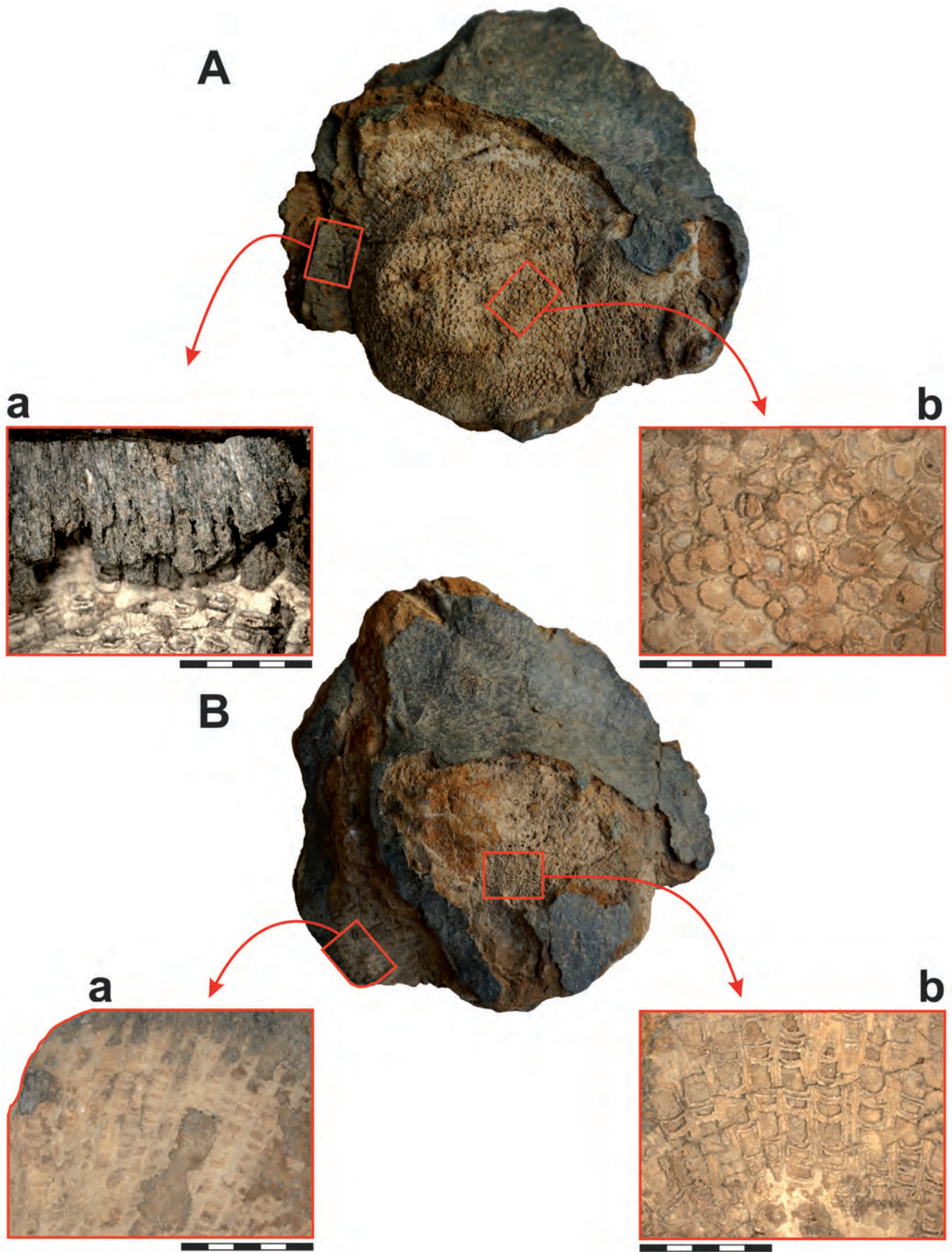


Abb. 3.

*Favosites* sp. aus Obervellach. A: „Oberseite“ des Korallums mit Ansicht auf die Wachstumsrichtung und sechseckigen Korallitenquerschnitten. a) Mit Sediment verfüllte periphere Korallitenprismen. Man beachte, dass die Korallitenwände gelöst sind, die Wände und Wandporen aber als „Geisterstrukturen“ noch erkennbar sind. b) Sechseckige Querschnitte der cerioid angeordneten Koralliten. B: „Unterseite“ mit Längsschnittlagen der Koralliten mit deutlicher Tabulierung. a) Mit Sediment verfüllte Kelche der Kolonie. b) Koralliten in zentralen Längsschnittlagen mit deutlich ausgebildeten Tabulae. Die Balkenlängen betragen jeweils 5 mm.

bildungen und Gefügeänderungen im Gestein. Fossilien werden dabei in der Regel vernichtet. Es gibt aber eine Reihe von Ausnahmen (siehe die klassische Arbeit von BUCHER, 1953; weiters unter anderem von CADY, 1950; TRÜMPY, 1971; BOUCOT & RUMBLE, 1980; HILL, 1985). Vor allem feinkörnige Gesteine, wie Tonschiefer und Grafitschiefer, begünstigen ihre Erhaltung im Vergleich zu Sandsteinen oder Kalken, die bei Anwesenheit von Wasser und höheren Temperaturen rekristallisieren.

Im Sommer 2018 gelang der Fund einer Koralle, deren Erhaltungszustand trotz der ungünstigen taphonomischen Einwirkungen hinreichend gut ist, um eine Beurteilung auf hierarchischer Ebene der Gattung zuzulassen.

### Tabulate Koralle

Bei der Koralle handelt es sich um einen paläozoischen Hexacorallia-Vertreter der Ordnung Tabulata. Die Koralliten, also die an der Basis der Polypen durch die Ausscheidung feinsten radial angeordneter Karbonatkristalle gebildeten Röhren, berühren einander allseitig. Durch diese Anordnung bauen die prismatischen Koralliten, deren Querschnitte fast ausnahmslos sechseckig sind, einen cerioiden Korallenstock (Korallum) auf. Im Längsschnitt sind die Koralliten durch horizontale, dünnwandige Querböden (Tabulae) gegliedert.

Der sehr einfache grundlegende Bauplan von cerioiden Korallenstöcken, die aus im Querschnitt gleichdimensionierten sechseckigen Koralliten bestehen, welche perforiert sind, um die neuronale Vernetzung wie auch ein gemeinsames Verdauungssystem unter den Polypen zu gewährleisten und in der Wachstumsrichtung einfache horizontale Tabulae aufweisen, ist typisch für die Gattung *Favosites* LAMARCK 1816. Dabei treten als weitere artdiagnostische Merkmale Dornen und Squamulae auf, die in Reihen angeordnet radiär in das Lumen gerichtet sind (u.a. BIRENHEIDE, 1985).

Das vorliegende Exemplar hat eine Stockgröße von etwa 13,5 x 11,5 cm und ist auf etwa 5 cm Dicke durch tektonischen Zuschnitt reduziert. Aussagen zur ursprünglichen Morphologie des Korallums sind somit unmöglich, ebenso damit verbundene Wuchsform abhängige Rückschlüsse auf den Lebensraum (KRÖL et al., 2016). Aufwüchse und biogene Krusten fehlen. Hingegen ist an einigen Stellen der ursprüngliche Kontakt der Koralliten(kelche) mit dem Sediment erkennbar und weist darauf hin, dass die Koralle post mortem nicht über längere Zeit freigelegen hat, sondern durch feinkörniges Sediment (Ton, Tuffite?) überdeckt wurde (Abb. 3).

Für eine artliche Zuweisung ist der Erhaltungszustand nicht hinreichend, da weder Aussagen über Skelettstrukturen, noch über Dimensionen der Wandporen und Septaldornen getroffen werden können. Auch fehlen Daten zur intra- bzw. interspezifischen Variabilität (SCRUTTON, 1998). Versucht man eine auf Koralliten-Durchmesser und Tabulae-Abstände reduzierte biometrische Einordnung der vorliegenden Kolonie mit den aus Österreich bekannten *Favosites*-Arten (Grundlage: HUBMANN, 1995), zeigt sich, dass diese nicht völlig mit bisher bekannten Vertretern übereinstimmt (Abb. 4).

Stratigrafisches Alter der Favositen auf österreichischem Staatsgebiet:

- Favosites alpinus* PENECKE, 1894, Emsium–Givetium
- F. bohemicus* (BARRANDE, 1865), Pragium–Eifelium
- F. eifelensis* NICHOLSON, 1879, Eifelium–Givetium
- F. fidelis clavatus* POCTA, 1902, Lochkovium
- F. fidelis fidelis* BARRANDE, 1902, Givetium (?)
- F. forbesi forbesi* MILNE EDWARDS & HAIME, 1851, Pragium–Givetium (?)
- F. forbesi nitidulus* POCTA in BARRANDE, 1902, Pragium
- F. forojuliensis forojuliensis* VINASSA DE REGNY, 1918, Givetium
- F. forojuliensis pinnatus* VINASSA DE REGNY, 1918, Givetium
- F. goldfussi* D'ORBIGNY, 1850, Givetium

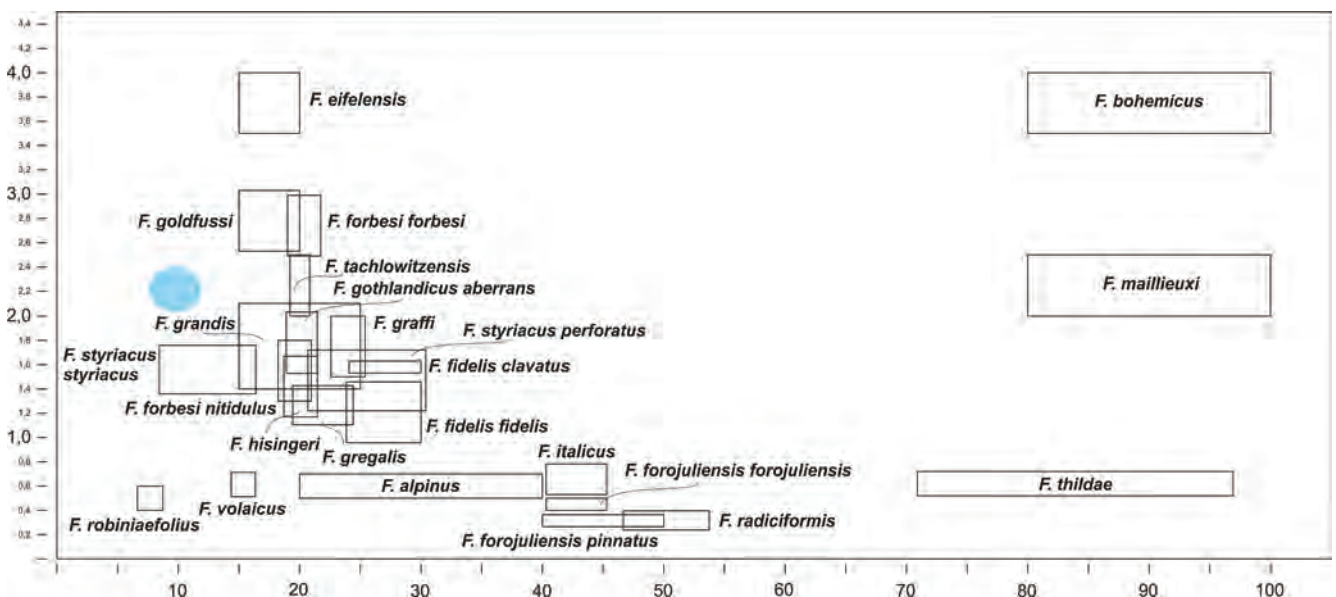


Abb. 4. Auf Korallitendurchmesser und Dichte der Tabulae reduzierter Vergleich der untersuchten *Favosites*-Kolonie mit anderen aus Österreich bekannten Arten. Abszisse: Anzahl der Tabulae auf 10 mm Korallitenlänge. Ordinate: Durchmesser der Koralliten in Millimeter. Hellblauer Bereich: Biometrische Position des *Favosites* sp. aus Obervellach.

*F. gothlandicus aberrans* REGNÉLL, 1941, Pragium  
*F. graffi* PENECKE, 1894, Eifelium–Givetium  
*F. grandis* HERITSCH, 1937, Eifelium  
*F. gregalis* PORFIRIEV, 1937, Emsium  
*F. hisingeri* MILNE-EDWARDS & HAIME, 1851 (Obersilur), Pragium  
*F. italicus* VINASSA DE REGNY, 1918, Devon  
*F. maillieuxi* (LECOMPTE, 1939), Emsium–Eifelium  
*F. radiceformis* (QUENSTEDT, 1881), Eifelium–Givetium  
*F. robiniaefolius* VINASSA DE REGNY, 1918, Givetium  
*F. styriacus perforatus* SCHOUPE, 1954, Emsium–Eifelium  
*F. styriacus styriacus* PENECKE, 1894, Emsium–Eifelium

*F. tachlowitzensis* POCTA BARRANDE, 1902, Lochkovium  
*F. thildae* ANGELIS D'OSSAT, 1901, Givetium  
*F. volaicus* VINASSA DE REGNY, 1918, Givetium

Wir schließen aus den uns vorliegenden Daten im Vergleich mit den oben bekannten Vorkommen von Favositen in Österreich, dass es sich bei unserem Fossilmaterial um Versteinerungen aus der Devon-Zeit handelt. Am wahrscheinlichsten handelt es sich um Unterdevon, das heißt eine Bildung vor rund 400 bis 410 Millionen Jahren. Der Fossilstein ist im Landesmuseum für Kärnten unter der Inventar-Nummer LMK-Pal 6373 hinterlegt und als Leihgabe im Geopark Karnische Alpen in Dellach/Gail ausgestellt.

## Literatur

- BIRENHEIDE, R. (1985): Chaetetida und tabulate Korallen des Devon. – Leitfossilien, **3**, 249 S., Berlin–Stuttgart (Borntraeger).
- BOUCOT, A.J. & RUMBLE, D.III. (1980): Regional metamorphosed (high sillimanite zone granulite facies): Early Devonian brachiopods from the Littleton Formation of New Hampshire. – Journal of Paleontology, **54**, 188–195, Tulsa.
- BUCHER, W.H. (1953): Fossils in metamorphic rocks. A review. – Geological Society of America Bulletin, **64**, 275–300, Boulder.
- CADY, W.M. (1950): Fossil cup corals from the metamorphic rocks of central Vermont. – American Journal of Science, **248/7**, 488–497, New Haven. <https://doi.org/10.2475/ajs.248.7.488>
- HILL, M.L. (1985): Remarkable fossil locality: Crinoid stems from migmatite of the Coast Plutonic Complex, British Columbia. – Geology, **13**, 825–826, Boulder.
- HUBMANN, B. (1995): Catalogus Fossilium Austriae, Anthozoa palaeozoica: Tabulata (inklusive Chaetetida und Heliolitida). – Österreichische Akademie der Wissenschaften, IVc/1b, 111 S., Wien.
- KRÓL, J.J., ZAPALSKI, M.K., JAKUBOWICZ, M. & BERKOWSKI, B. (2016): Growth strategies of the tabulate coral *Favosites bohemicus* on unstable soft substrates: An example from the Hamar Laghdad (Lower Devonian, Anti-Atlas, Morocco). – Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **449**, 531–540, Amsterdam.
- SCHMID, S.M., FÜGENSCHUH, B., KISSLING, E. & SCHUSTER, R. (2004): Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. – Eclogae Geologicae Helvetiae, **97/1**, 93–117, Basel.
- SCHÖNLAUB, H.P. (1979): Das Paläozoikum in Österreich. Verbreitung, Stratigraphie, Korrelation, Entwicklung und Paläogeographie nicht-metamorpher und metamorpher Abfolgen. – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **33**, 124 S., Wien.
- SCHÖNLAUB, H.P. (1985): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 197 Kötschach. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- SCHÖNLAUB, H.P. (1987): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 198 Weißbriach. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- SCHÖNLAUB, H.P. (1989): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 199 Hermagor. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- SCHULZ, B. & BOMBACH, K. (2003): Single zircon Pb-Pb geochronology of the early-Palaeozoic magmatic evolution in the Austroalpine basement to the south of the Tauern Window. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **143**, 303–321, Wien.
- SCHULZ, B., BOMBACH, K., PAWLIK, S. & BRÄTZ, H. (2004): Neoproterozoic to early-Palaeozoic magmatic evolution in the Gondwana-derived Austroalpine basement to the south of the Tauern Window (Eastern Alps). – International Journal of Earth Sciences, **93**, 824–843, Berlin.
- SCHULZ, B., STEENKEN, A. & SIEGSMUND, S. (2008): Geodynamic evolution of an Alpine terrane – the Austroalpine basement south of the Tauern Window as a part of the Adriatic Plate (eastern Alps). – In: SIEGSMUND, S., FÜGENSCHUH, B. & FROITZHEIM, N. (Eds.): Tectonic aspects of the Alpine-Dinaride-Carpathian System. – Geological Society of London, Special Publications, **298/1**, 5–44, London. <https://doi.org/10.1144/SP298.2>
- SCHUSTER, R. & STÜWE, K. (2010): Die Geologie der Alpen im Zeitraffer. – Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark, **140**, 5–21, Graz.
- SCHUSTER, R., DAURER, A., KRENMAYR, H.G., LINNER, M., MANDL, G.W., PESTAL, G. & REITNER, J.M. (2015): Rocky Austria. Geologie von Österreich – kurz und bunt. – 80 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- SCRUTTON, C.T. (1998): The Palaeozoic corals, II: structure, variation and palaeoecology. – Proceedings of the Yorkshire Geological Society, **52**, 1–57, London.
- SIEGSMUND, S., HEINRICHS, T., ROMER, R.L. & DOMAN, D. (2007): Age constraints on the evolution of the Austroalpine basement to the south of the Tauern Window. – International Journal of Earth Sciences, **96**, 415–432, Berlin–Heidelberg.
- SIEGSMUND, S., ORIOLO, S., HEINRICHS, T., BASEI, M.A.S., NOLTE, N., HÜTTENRAUCH, F. & SCHULZ, B. (2018): Provenance of Austroalpine basement metasediments: tightening up Early Palaeozoic connections between peri-Gondwana domains of central Europe and Northern Africa. – International Journal of Earth Sciences, **107/6**, 2293–2315, Berlin–Heidelberg. <https://doi.org/10.1007/s00531-018-1599-5>
- TRÜMPY, R. (1971): Stratigraphy in mountain belts. – The Quarterly Journal of the Geological Society of London, **126**, 293–318, London.

Eingelangt: 9. Oktober 2018, angenommen: 3. Dezember 2018



## Review of the Devonian/Carboniferous boundary in the Carnic Alps

HANS P. SCHÖNLAUB\*

16 Text-Figures

Österreichische Karte 1:50.000  
BMN / UTM  
197 Kötschach / NL 33-04-09 Oberdrauburg  
/ NL 33-04-10 Kötschach-Mauthen

Italy  
Carnic Alps  
Devonian  
Carboniferous  
Conodonts  
Hangenberg Crisis

### Contents

Abstract	29
Zusammenfassung	30
Current knowledge	30
Review of sedimentary and tectonic history	32
Important stratigraphic markers	32
Middle and Upper Ordovician	32
Silurian	32
Devonian	32
Faunal evidences and characteristics of D/C boundary beds	33
Representative sections for the D/C boundary	33
Grüne Schneid Section	33
Kronhofgraben Section	36
Cime di Plotta Section	37
Großer Pal (Pal Grande) Section	39
Mineralogy, geochemistry, stable isotopes and sea-level fluctuations	40
Conclusions	41
Acknowledgements	44
References	44

### Abstract

In this report, the present knowledge about the Devonian/Carboniferous boundary is reviewed. We start with the Ordovician age, because in our view the foregoing time is essential for understanding the geodynamic evolution of this time interval. For the Ordovician to the Devonian Periods an increasing degree of sea-floor mobility can be inferred resulting in more or less distinct regressive and transgressive cycles caused by different endogenic and exogenic factors. The culmination of these perturbations occurred during the second half of the Devonian and the beginning of the Carboniferous Period when the Carnic Alps were affected by strong extensional geotectonics creating a distinct horst-and-graben-like morphology of the seafloor.

Representative sections for the D/C boundary including biostratigraphic marker groups are described in more detail for the Grüne Schneid, Kronhofgraben, Cima di Plotta und Pal Grande sections. The first seems to be a candidate for the type section although the index fossil for the definition of the base of the Carboniferous needs further discussion by a specific Working Group. From the viewpoint of the Carnic Alps at present neither *Protognathodus kockeli* nor *Pr. kuehni* are good choices. As an alternative the former index species for the base of the Carboniferous, *Siphonodella sulcata*, entering in bed no. 6c (personal comment by Sandra Kaiser, Stuttgart State Museum of Natural History), i.e. one subbed below the projected older boundary by SCHÖNLAUB et al. (1992) should be reconsidered as a candidate for the definition of the D/C boundary. The latter is affected by a sequence of events known as Hangenberg Crisis.

\* HANS P. SCHÖNLAUB: Kötschach 350, 9640 Kötschach-Mauthen, Austria. hp.schoenlaub@aon.at

# Eine Übersicht über die Devon/Karbon-Grenze in den Karnischen Alpen (Österreich/Italien)

## Zusammenfassung

In diesem Report wird der gegenwärtige Kenntnisstand über die Devon/Karbon-Grenze in den Karnischen Alpen zusammengefasst. Die Arbeit beschäftigt sich auch mit der Vorläuferzeit vom Ordovizium bis in das Oberdevon, da schon während dieser langen Zeit mehr oder weniger deutliche trans- und regressiv Phasen die geodynamische Entwicklungsgeschichte geprägt haben. Sie sind Ausdruck eines mobilen Krustengeschehens, dessen Höhepunkt im Oberdevon und Unterkarbon im Zuge verstärkter extensionaler Tektonik zum Ausdruck kam. Dabei bildete sich das Sedimentationsbecken in eine deutliche Horst- und Graben-Struktur um.

Als Kandidaten für die Devon/Karbon-Grenze werden die Profile Grüne Schneid, Kronhofgraben, Cima di Plotta und Großer Pal hinsichtlich ihrer biostratigrafischen Besonderheiten ausführlicher behandelt. Insbesondere das Profil an der Grünen Schneid scheint ein guter Kandidat für das Typusprofil dieser Grenze zu sein, auch wenn eine internationale Einigung über eine Conodonten-Leitart für den Beginn des Karbons noch aussteht und es weiterer Diskussionen durch eine Arbeitsgruppe bedarf. Nach dem hier skizzierten Kenntnisstand in den Karnischen Alpen scheinen weder *Protognathodus kockeli* noch *Pr. kuehni* geeignete Kandidaten zu sein. Die lange Zeit als Leitform für den Beginn des Karbons gehandelte Art *Siphonodella sulcata*, die nach einer persönlichen Mitteilung von Sandra Kaiser (Staatliches Museum für Naturkunde Stuttgart) im Profil Grüne Schneid ihr Erstauftreten in der Subbank 6c etwas höher als *Protognathodus kockeli* oder *Pr. kuehni* hat, sollte hingegen erneut als Kandidat diskutiert werden. Dieses Vorkommen liegt nur eine Subbank unter der ursprünglich von SCHÖNLAUB et al. (1992) vorgeschlagenen D/C-Grenze. Letztere wird durch signifikante Veränderungen der Umwelt beeinflusst, die als Hangenberg-Krise weltweit bekannt ist.

## Current knowledge

The time interval between the Devonian and Carboniferous Periods is crucial for the geological history of the Carnic Alps in both Austria and Italy. Since the Middle Ordovician, i.e. almost 470 million years ago, in this region a huge pile of varying sediments accumulated on the sea floor without major breaks (Text-Fig. 1). They reflect different climatic settings from high-latitude cold-water to mid-latitude warm-water realms. During this long time, rich faunas and floras flourished in the sea culminating in highly diverse Devonian reefs followed by moderately deep-water cephalopod limestones across the D/C boundary. Then, rather suddenly, the depositional regime changed to flysch-type siliciclastic sediments named the Hochwipfel Formation. The Devonian/Carboniferous boundary is well defined by index fossils of conodonts, goniatites and trilobites; its exact position, however, has still been a matter of discussion.

The Carnic Alps have been a cradle of geology for almost two centuries. Since the second half of the 19<sup>th</sup> century, the carbonate and siliciclastic successions have been a playground for generations of earth scientists, in particular for palaeontologists, stratigraphers, sedimentologists, and structural geologists from all over the world. Scientific research of this rich heritage is still going on. Meanwhile several hundred papers dealt with almost all fossil groups ranging from eye-catching macroscopic creatures to micro- and nanofossils.

In the Lower Palaeozoic, the record of life comprises different marine environments ranging from shallow water lagoonal deposits to coral-stromatoporoid buildups, fore-reef and slope to offshore pelagic settings. The faunal and floral groups comprise rich occurrences of highly diverse rugose and tabulate corals, stromatoporoids, trilobites, cephalopods, gastropods, bivalves, brachiopods, echinoderms, graptolites, bryozoans, ostracods, radiolarians, algae and a high variety of microfossil groups.

The rich paleontological heritage of both faunas and floras of the Paleozoic strata of the Carnic Alps is documented in several hundred scientific publications.

In comparison with older strata, Middle and Upper Devonian faunas are characterized by a decline of endemism and provincialism and the appearance of cosmopolites. In particular, the Upper Devonian and Lower Carboniferous

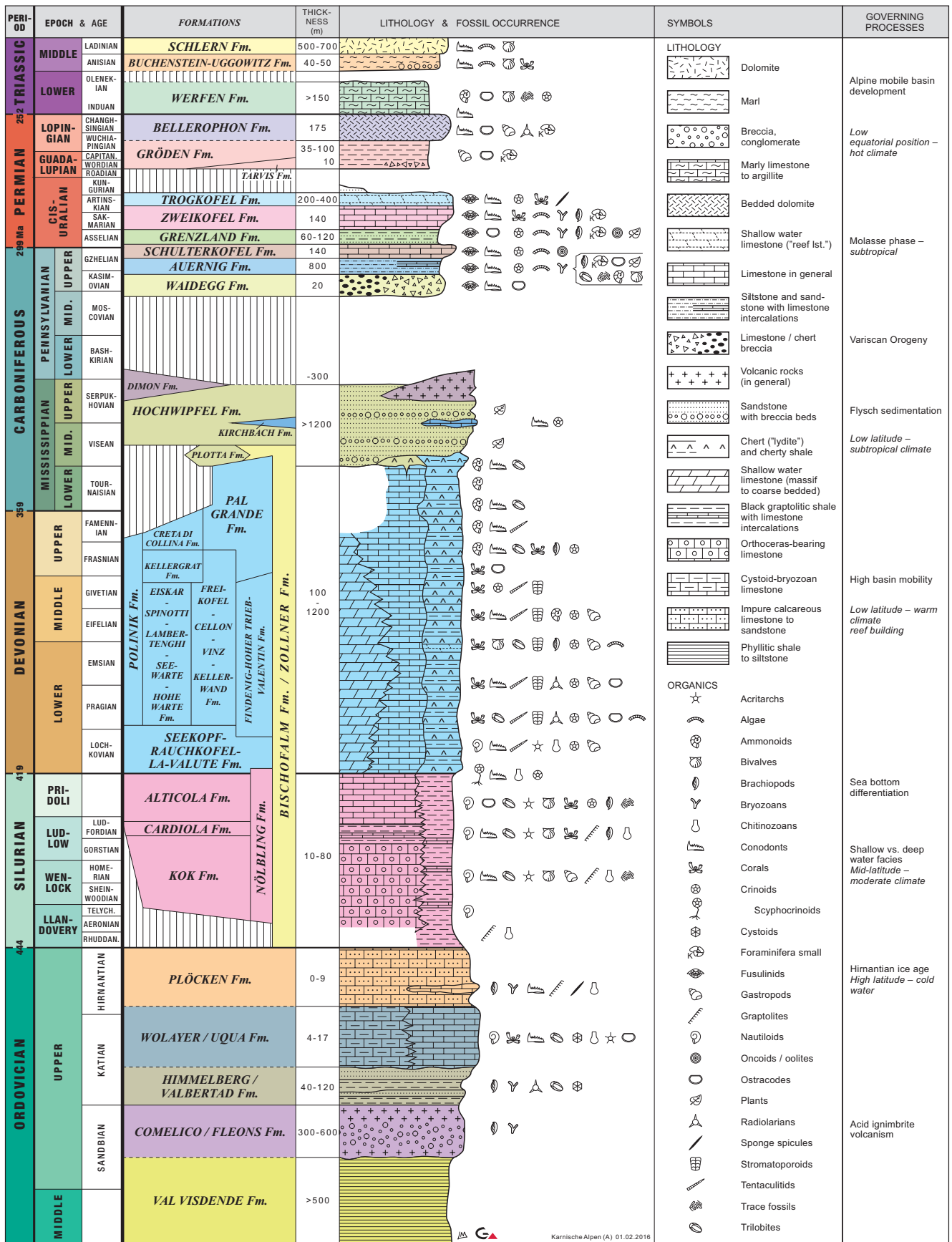
fossil remains (goniatites, trilobites, conodonts) comprise cosmopolites with little biogeographic significance although similarities with coeval occurrences in northern and western Europe are obvious. This is also true for the fossil assemblages from the post-Variscan cover sequence with its typical "Palaeotethyan character" reaching as far as South China and Texas.

During the Variscan Orogeny in the Carboniferous Period some 320 million years ago, the lower Paleozoic rock sequence was compressed, folded and more or less strongly tectonized. These orogenic processes were followed by a short event of crustal uplifting and subsequent subsidence resulting in renewed marine incursions in the late Carboniferous. At the end of the Paleozoic Era, i.e., between 299 and 251 million years ago in the Permian Period, this area was characterized by a warm and temporarily even arid climate in an equatorial position. While to the north of the Gail River the sedimentary rocks of this age are dominated by red colors reflecting continental deposits, the southern part represented a shallow sea rich in all kinds of marine life. The several hundred meters thick limestone successions of mountains Trogkofel and the Reppwand cliff were formed during this time.

The Variscan Orogeny of the Gailtal Alps (to the north of the Gailtal Fault) was more intensive than that of the Carnic Alps, because of high-grade metamorphism resulting in granitic rocks, micaschists, gneisses, amphibolites and marbles. These basement rocks are unconformably covered by continental deposits of Permian age followed by carbonate rocks of Triassic and Jurassic age.

Between the Triassic Period, i.e., between 251 and 229 million years, the continental plates crossed the equator and continued to drift in northern direction during the Mesozoic and Cenozoic Eras. The limestone and dolomite massifs of the Gailtal Alps represent rocks of this age. Between 30 and 20 million years ago, the Alps slowly started to rise to become the present mountain chain.

During the Pleistocene Epoch, which started some 2.6 million years ago, the glaciers formed the Alpine landscape. After its climax in the last Ice Age between 22,000 and 18,000 years ago, the more than 1,000 m thick ice streams started to melt quite rapidly. The meager rocky landscape was settled by pioneering plants, which were succeeded by forests between 14,000 and 13,000 years and finally by men.



Text-Fig. 1. Rock succession of the Carnic Alps with stratigraphic subdivision (left), names of formations, thickness, main lithology, occurrences of fossils and governing processes including palaeogeographic settings and indication of climate (italics). © Monika Brüggemann-Ledolter (Geological Survey of Austria) after Hans P. Schönlaub.

## Review of sedimentary and tectonic history

The time interval from the Middle Ordovician to the end of the Permian has not only resulted in a thick pile of sedimentary rocks and fossils, but also reflects the climatic impact and the crustal responses on the sedimentary rock sequence. In fact, sediments deposited in a cool climate varied significantly from those in mid or low latitudes; opening and closing of oceans through plate movements including subduction processes and volcanism were responsible for thinning or thickening of the underlying continental (or oceanic) crust as were collisional processes on active or passive plate margins. All these processes affected the sedimentary regime and left its traces in the sedimentary record. In addition, the biogeographical distribution of fossils and paleomagnetic reconstructions roughly constrains the position of plates. We briefly discuss this record in the following chapter followed by the focus on the D/C boundary event.

### Important stratigraphic markers

#### Middle and Upper Ordovician

In the Middle and Upper Ordovician, a cold-water influence has been well known in the Carnic Alps for many years (SCHÖNLAUB, 1992, 1993; HAVLÍČEK et al., 1987) although most brachiopods, cystoids, ostracods and conodonts are more closely related to coeval warm water faunas of northern Europe. In particular, the contrasting lithologies of the shallow water Wolayer Formation and the more open-marine Uggwa Formation suggest different settings, which obviously is confirmed by the preceding key elements of the deep-water *Foliomena* fauna of Katian age (HARPER et al., 2009). The latter has strong relationships to Sardinia, Portugal, China and other far-eastern occurrences.

In conclusion, during the Ordovician the sedimentary basin of the Carnic Alps seems to be split into two different realms.

#### Silurian

The subdivision into distinct lithofacies is even enlarged during the following Silurian Period (SCHÖNLAUB, 1979). In fact, three types of lithofacies, each with distinct faunal assemblages, can be recognized:

1. The dominating lithologies are limestones and dolomites of some 60 m thickness. They are divided into the shallow Wolayer facies and the more open marine Plöcken facies. Both are very fossiliferous consisting of abundant nautiloids, trilobites, bivalves, brachiopods and graptolites as well as many microfossils including conodonts and a diverse assemblage of nannofossils (acritarchs, chitinozoans).
2. The graptolitic facies named Bischofalm facies is represented by black siliceous shales, cherts (lydites), alum shales and greenish mudstones. Since the pioneering studies of JAEGER (1975), JAEGER & SCHÖNLAUB (1980) and JAEGER et al. (1975), a continuous record from the base of the Silurian to the Silurian/Devonian boundary and the end of the Lochkovian Stage has been established.

3. The third facies representing an intermediate lithology is named Nölbling facies. It is characterized by a mixture of the above-mentioned two main lithologies, i.e. black shales and marls as well as black and grey limestone intercalations. The fossil content is rather poor and consists of graptolites, few nautiloids and conodonts.

It is worth mentioning that only few sections exhibit a continuous sedimentary rock sequence across the Ordovician/Silurian boundary. In the limestone-dominated facies, a discontinuity is well expressed with several conodont zones missing at the base of the Silurian. Whether or not these sedimentary gaps were caused by local uplifting or by non-deposition in a marine environment is still a matter of discussion.

During the Ludlowian and Pridolian Series, a more or less uniform graptolite fauna developed in Europe exhibiting only minor local modifications. According to JAEGER (1976) and BARCA & JAEGER (1990), strikingly similar and closely contemporaneous shifting of lithofacies occurred between northern Africa and Baltica. This change in facies was controlled by simultaneous sea-level rise and fall, which affected a hypothesized single continental plate along its passive margins.

In conclusion, during the Silurian Period the occurrences of sedimentary basins continued to shift into lower latitudes of approximately 30–35° south. In addition, crustal subsidence increased resulting in different lithofacies. For details of the sequence stratigraphy, the reader is referred to BRETT et al. (2009).

#### Devonian

In the Carnic Alps the Devonian Period is characterized by variably thick limestone sequences, reef development and interfingering facies ranging from lagoonal sediments, carbonate buildups, slope deposits, condensed pelagic cephalopod limestones to deep-water offshore-condensed pelagic mudstones. The ratio of thickness between shallow water limestones and contemporary cephalopod limestones is in the order of 1,200–1,300 m : 100 m and thus indicates differentially subsiding mobile basins affected by extensional tectonics (VAI, 1980; KREUTZER, 1990, 1992a, b; VAI & SPALLETTA, 1982; SPALLETTA et al., 1980; SPALLETTA & VENTURINI, 1988, 1990; SCHÖNLAUB, 1992; VENTURINI, 2006). According to the model presented by VAI & SPALLETTA (1982) in the Upper Devonian the ramp connecting the reef complex with the basin changed to a steep fault-controlled slope followed by the formation of fault scarps with slope breccias, olistostromes, density flows and turbidites.

In conclusion, the Devonian calcareous sediments were deposited in the tropical belt of some 30° south or less. The thick carbonate buildups and associated limestones are composed of typical fabrics and components and all kinds of fossils, e.g. rugose and tabulate corals, stromatoporoids, crinoids, brachiopods, trilobites, algae and stromatolites indicating a warm agitated sea for most of the Devonian ending at the Frasnian/Famennian boundary.

In short, the Southern Alps represented a highly mobile subsiding basin affected by tensional tectonics throughout the Devonian. The temporary southward drifting of the African Plate relative to the South Pole may have caused thinning of the crust.



## Faunal evidences and characteristics of D/C boundary beds

At the end of the Devonian Period, the sedimentary regime changed significantly: After the demise of reefs and its main “guilds”, an overall uniform lime and marly lime deposition occurred which were recently named the Pal Grande Formation (SPALLETTA et al., 2015). It mainly consists of grayish and reddish mudstones and wackestones rich in fossils such as goniatites, clymeniids, brachiopods, trilobites and conodonts (PERRI & SPALLETTA, 1998a, b; PERRI & SPALLETTA, 2001).

According to SCHÖNLAUB et al. (1991), uninterrupted sedimentation across the D/C boundary only occurred at few places. The majority of 47 sections investigated during this study stopped during the Famennian Stage; some 20, however, crossed the D/C boundary or lasted until the very end of the Devonian.

For concluding remarks, this more general succession of events can further be strengthened by faunistic and isotopic data.

## Representative sections for the D/C boundary

In the Carnic Alps there are at least three general types of DCB sections, i.e.,

- (i) continuous carbonate deep-water sections without any obvious stratigraphic gaps,
- (ii) deep-water sections, where the carbonate sedimentation is discontinuous, with argillaceous intercalations around the D/C boundary suggesting the equivalence of the Hangenberg Black Shale in Germany,
- (iii) sections with a hiatus at the DCB due to tectonic activity in the early Carboniferous (?) causing uplift of the basin and a distinct karst formation, and
- (iv) in some other settings the carbonate succession ends in the late Famennian Stage. For more details, we refer to SCHÖNLAUB et al. (1991).

In the following chapter, these four main types occurring at the DCB are described in more detail (Text-Fig. 2). It should be noted, however, that there are more sections available in Austria and Italy in which the limestone succession extends close to the end of the Famennian or the DCB is exposed (e.g., EBNER, 1973a, b; GEDIK, 1974; SPALLETTA et al., 1998, 2017; PERRI & SPALLETTA, 2001; KAISER, 2005; KAISER et al., 2009).

## Grüne Schneid Section

Coordinates: UTM 33, 341110 E, 5163820 N (Text-Fig. 2)

In the Carnic Alps, the best-studied section across the D/C boundary is exposed west of the summit of Cellon mountain at an altitude of 2,142 m on the Austrian, i.e. northern side of the crest forming the Austrian/Italian border some 25 m west of the marker point n-129. It is accessible after some two hours along the trails nos. 146 and 147 running from Plöckenpass (Passo Monte Croce Carnico) on the Italian side of the mountain chain to the crest west of the summit of Cellon mountain (Text-Figs. 3, 4).

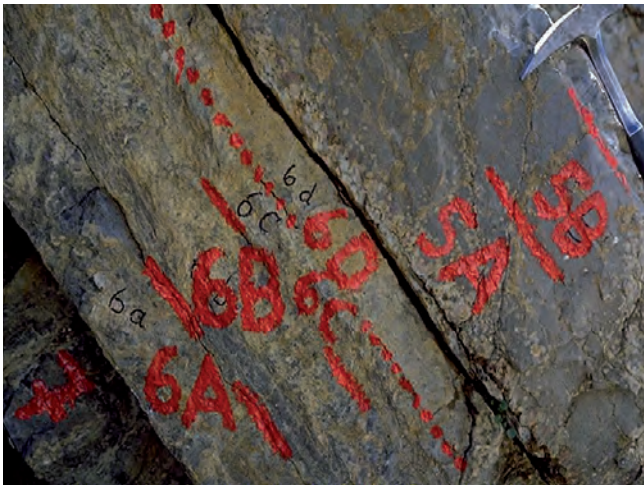


Text-Fig. 3. Willi Ziegler in the early 1990s visiting the Grüne Schneid Section. Photo: Hans P. Schönlaub.

During the past decades at Grüne Schneid Section, several studies have been performed rendering this succession to one of the most important in the world (VON GAERTNER, 1931; SCHÖNLAUB et al., 1988, 1992; SCHÖNLAUB, 1993; KORN, 1992; FEIST, 1992; KAISER, 2005, 2007; KAISER et al., 2006; CORRADINI et al., 2017).



Text-Fig. 2. Topographic map showing the four representative sites for the DCB in the Carnic Alps. 1: Kronhofgraben Section, 2: Großer Pal Section, 3: Grüne Schneid Section, 4: Cima di Plotta Section.



Text-Fig. 4.  
Close-up of the middle portion of the Grüne Schneid Section. Dotted line indicates D/C boundary according to SCHÖNLAUB et al. (1992).

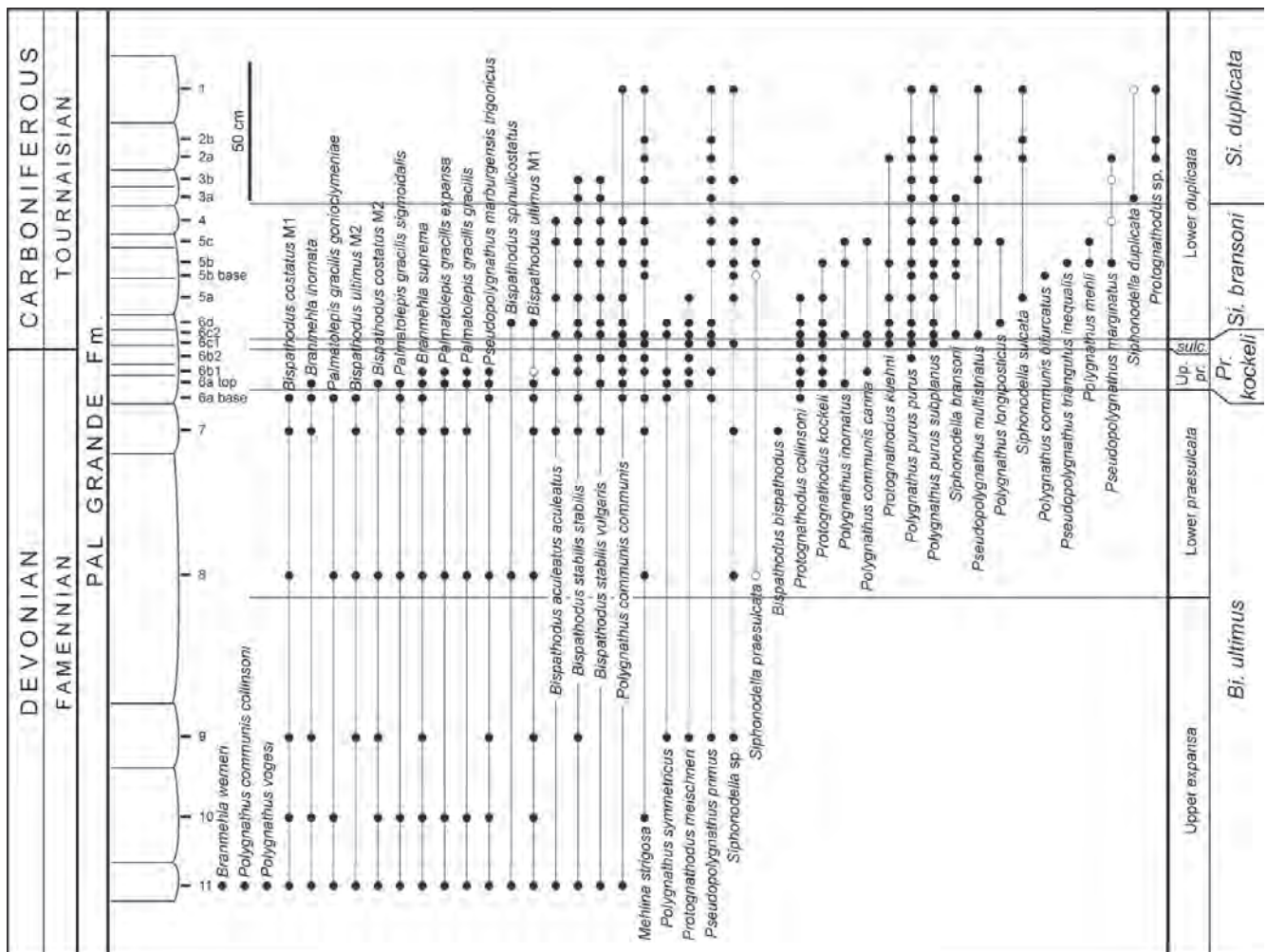
The section comprises light grey limestones of the Pal Grande Formation. Depending on the international agreement about the position of the D/C boundary the studied Famennian part has a thickness of 4.95 m, the basal Carboniferous is 0.965 m thick (SCHÖNLAUB et al., 1988, 1992).

Based on conodonts, ammonoids and trilobites there is no gap in sedimentation across the boundary (Text-Fig. 5, 6).

The new conodont biozonation shown in Text-Figure 5 is the use of a conodont biozonation concept proposed recently by SPALLETTA et al. (2017). Its use at Grüne Schneid was highly and controversially debated, because it assumed that the Hangenberg Event is related to subbed no. 6a due to the occurrence of *Protognathodus kockeli* (collection S.I. Kaiser, SMN Stuttgart) in top of subbed 6a.

It should be noted here that KAISER (2005, 2007) proposed to place the D/C boundary at the base of subbed no. 6c1 with the entry of *Protognathodus kuehni*. This level is one subbed lower than the position preferred by SCHÖNLAUB et al. (1992), i.e. the base of subbed no. 6d with the entry of *Siphonodella sulcata*. Very recently, a well-preserved representative of this species was also found in subbed no. 6c (Sandra I. Kaiser, pers. com., work in progress).

*Pr. kockeli* first appears in bed 6a (Sandra I. Kaiser, work in progress). Up to now three elements of this index species were found among several hundreds of conodonts. Seemingly, there is no indication of reworking or neptunian-dikes present in this part of the section (see also SCHÖNLAUB et al., 1988: Pl. 1, Fig. 2). However, the section is condensed and bed 6 is a single thick bed, subdivided in four sub-beds for stratigraphical purposes (6a-d).



Text-Fig. 5.  
Conodont distribution at Grüne Schneid Section after CORRADINI et al. (2017). Note that the index conodont for the base of the Carboniferous, *Siphonodella sulcata*, already occurs in subbed no. 6c (collection S.I. Kaiser, SMN Stuttgart).

In our opinion, this early occurrence of *Pr. kockeli* excludes this taxon as candidate for the base of the Tournaisian Stage as it co-occurs at Grüne Schneid with several typical late Famennian conodonts (CORRADINI et al., 2017). It is hence recommended to either resample this interval or to choose another conodont species to define the D/C boundary.

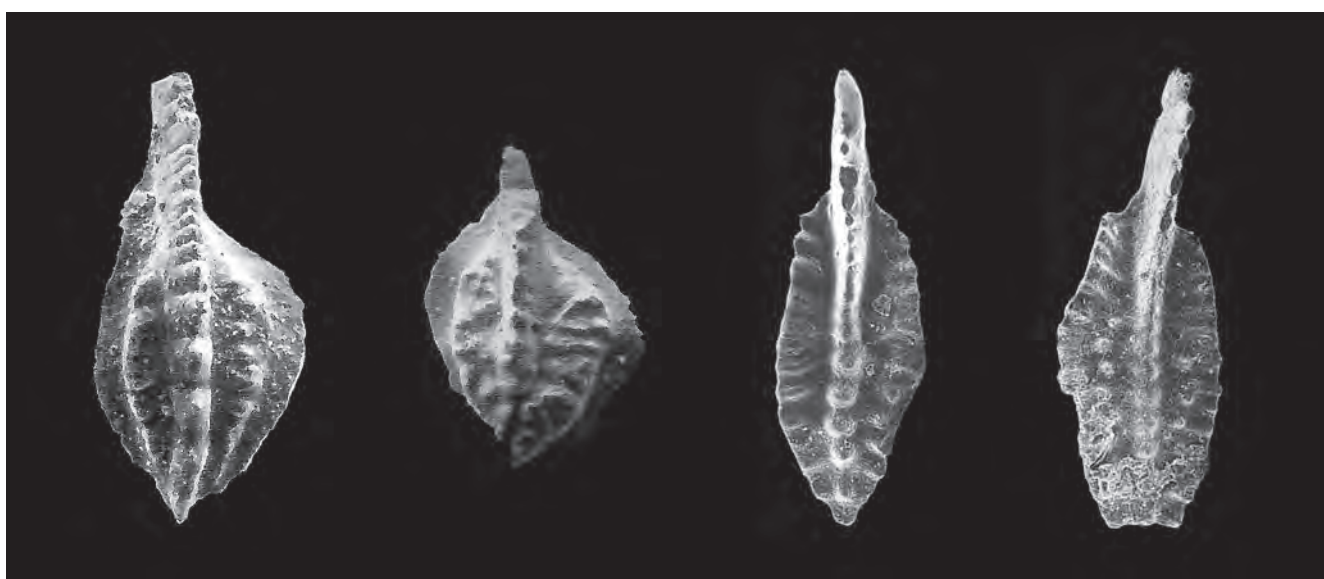
According to D. KORN, the 11 cm thick subbed no. 6b can be subdivided into a lower 4 cm thick more argillaceous ammonoid-free horizon (6b1) which presumably corresponds to the Hangenberg Black Shale of the Kronhofgraben Section further to the east. The following uppermost beds of the Devonian immediately below the proposed boundary (bed nos. 6b2 and 6c) are characterized by small goniatites. Goniatites from the succeeding beds and subbeds indicate the base of the Gattendorfia Stage of the Lower Carboniferous, i.e. the base of the Mississippian. Based on the ammonoid fauna the Lower Carboniferous

portion of the Grüne Schneid Section can easily be correlated with other D/C boundary sections from the northern margin of the Rhenish Massif.

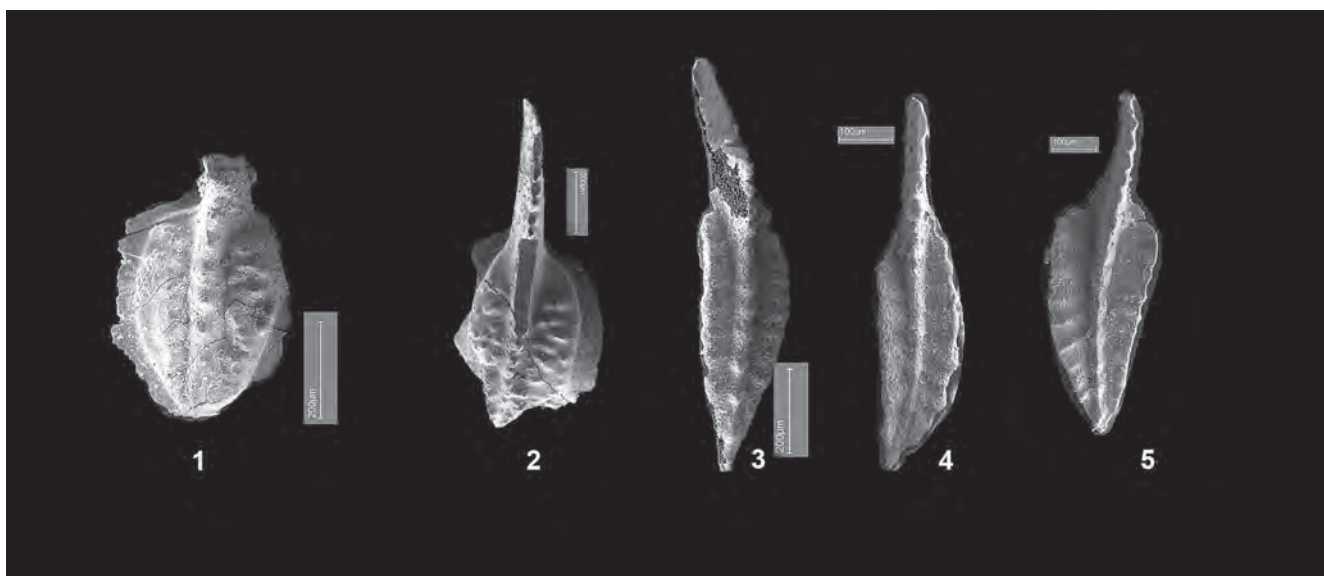
According to R. FEIST (in SCHÖNLAUB et al., 1992; FEIST, 1992) each limestone bed yielded trilobites, which belong to three successive associations:

1. In the late Upper Devonian both blind forms and those with reduced eyes are occurring,
2. followed by those with normally oculated trilobites in a short interval immediately below the D/C boundary (subbeds nos. 6b2 and 6c) and
3. a lowermost Carboniferous association with only oculated forms although the size of the eyes is small.

Raimund Feist pointed out that the reduction of eyes presumably reflects an adaptation to a deeper environment below the photic zone. In addition, these and other characters suggest an endobenthic mode of life. However, this



Text-Fig. 6. Index conodonts of Grüne Schneid Section. From left to right *Protognathodus kockeli* (subbed 6c), *Protognathodus kuehni* (subbed 6c), *Siphonodella praesulcata* (subbed 5c), *Siphonodella sulcata* (subbed 5b). From SCHÖNLAUB et al. (1988, 1992).



Index conodonts from Grüne Schneid Section (from KAISER, 2005, 2007). Figures 1, 2 *Protognathodus kuehni* (subbed 1, 5a), Figures 3, 4, 5 *Siphonodella praesulcata* (subbed 5a, 3b, 1).

habit changed towards exclusively good developed eyes in subbed nos. 6b and 6c suggesting a slightly shallower environment. In general, this bathymetric change reflects the final stage of the end-Devonian regression. Following this shallowing at the beginning of the *duplicata* conodont zone (subbeds nos. 5c, 4, 3, 2, 1) a slight deepening occurred with the appearance of trilobites with reduced eyes together with forms with normal eyes.

At Grüne Schneid the conodont biofacies also changed between the subbeds nos. 6a and 6b: At this horizon a sudden decrease of representatives of *Palmatolepis*, *Pseudopolygnathus* and *Branmehla* contrasted with a striking increase of species of *Polygnathus* and *Protognathodus*. According to DREESEN (in SCHÖNLAUB et al., 1992) this change suggests a sudden lowering of sea-level just before the D/C boundary and coincides with the above-mentioned change of trilobites with blind or reduced eyes to those with normal eyes.

Based on the comprehensive study of KAISER (2005) and KAISER et al. (2008) changes of conodont biofacies are well recognizable in the succession from the Lower *expansa* Zone to the *quadruplicata* Zone. In the *expansa* Zone, a palmatolepid-polygnathid biofacies dominates indicating a shallowing environment. In the Upper *expansa* Zone, a palmatolepid-bispathodus biofacies can be recognized which characterizes a deeper setting, which also prevails during the following palmatolepid-bispathodid-branmehlid biofacies reflecting a transgressive trend. In accordance with previous studies by SCHÖNLAUB et al. (1992), the authors also noted that the topmost beds of the Devonian are characterized by a major faunal change and the onset of a protognathid-polygnathid biofacies in the *kockeli* Zone, which “reflect a complex pattern of oceanographic and climate change in the Upper Famennian-Lower Tournaisian” (KAISER et al., 2008: 256).

## Kronhofgraben Section

Coordinates: UTM 33, 349799 E, 5163211 N (Text-Fig. 2)

This succession east of Plöckenpass is a representative for deeper-water sections, where the carbonate sedimentation is discontinuous, with a 30 cm thick argillaceous intercalation suggesting the equivalence of the Hangenberg Black Shale at or around the presumed D/C boundary (Text-Fig. 7). This section is characterized by a deep-water assemblage of trilobites occurring in black limestone lenses intercalated in cherts of lowermost Viséan age. According to HAHN & KRATZ (1992), all taxa are blind and apparently small. Hence, this fauna represents a trilobite community of the deep and completely dark bathyal part of the water column unknown from the Culm basin of Germany where a low level of light still existed at the sea-bottom.

At this site according to HAHN & KRATZ (1992) the following small and blind trilobite taxa were recovered:

*Diacoryphe* RICHTER & RICHTER 1951

*Liobolina* RICHTER & RICHTER 1951

*Silesiops (Chlupacula)* HAHN & WUNN-PETRY 1983

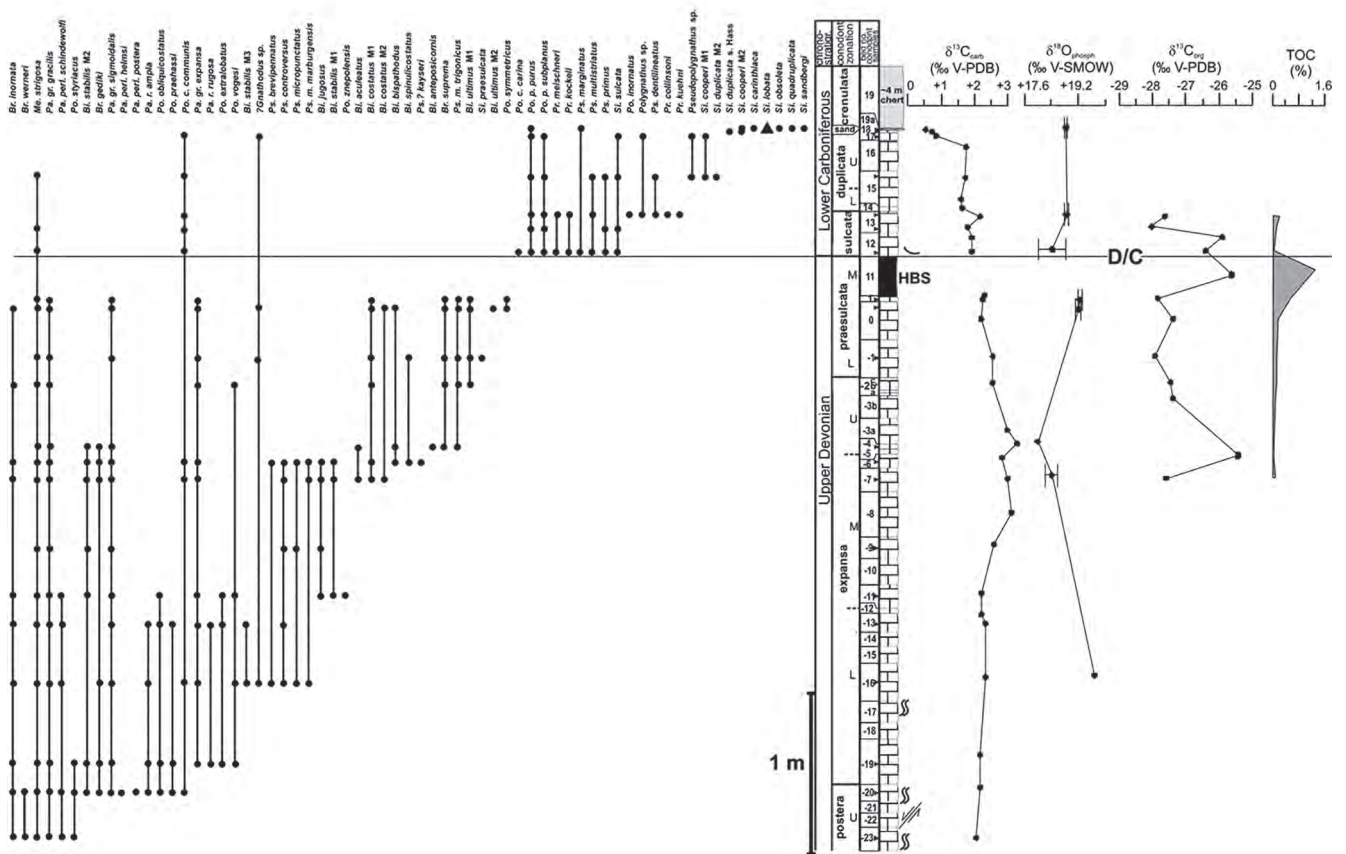
?*Silesiops* CHLUPÁČ 1966

?*Archegonus (Phillipole)* RICHTER & RICHTER 1937

The accompanying conodont fauna mainly comprises representatives of the genus *Siphonodella* indicating a siphonodellid biofacies in ostracod-rich non-bioturbated mudstone lenses (Text-Fig. 8). This setting also characterizes a deep-water environment and thus contrasts to the foregoing *Protognathodus*-*Polygnathus* fauna, which dominates the limestone beds overlying the equivalents of the Hangenberg Black Shale.



Text-Fig. 7.  
The Kronhofgraben Section. Note the black shale at the right side of the hammer. On the left margin of the photo the black cherts overlie the limestone sequence of the Pal Grande Formation. Photo: Hans P. Schönlaub.



Text-Fig. 8. Conodont zonation,  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ ,  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ , and  $\delta^{18}\text{O}_{\text{phosph}}$  values at Kronhofgraben. HBS: Hangenberg Black Shale equivalent (after KAISER, 2005).

### Cima di Plotta Section

Coordinates: UTM 33, 339706 E, 5162243 N (Text-Fig. 2)

With the exception of the Kirchbach Formation, the youngest pre-Variscan limestones of the Carnic Alps occur at section Cima di Plotta east of Marinelli Hut (SCHÖNLAUB & KREUTZER, 1993). At this locality, shallow water limestones

of presumably Middle Devonian age are disconformably overlain by some seven meters of cephalopod limestones of the Pal Grande Formation (Text-Figs. 9, 10). According to SCHÖNLAUB & KREUTZER (1993), they represent the youngest limestones prior to the onset of the flysch-type sedimentation of the Hochwipfel Formation at the end of the pre-Variscan sedimentary cycle.



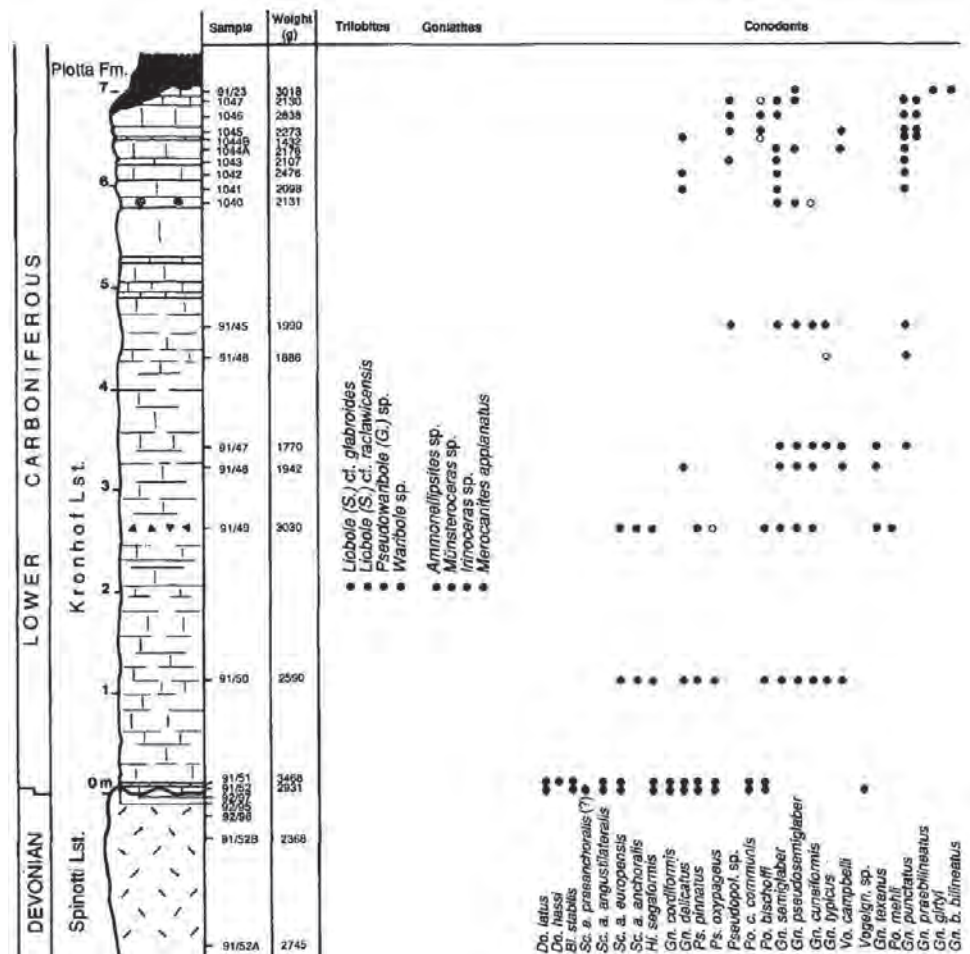
Text-Fig. 9. Cima di Plotta Section in the foreground. The unconformity between the Middle Devonian massive limestones in the foreground and the coarsely bedded Pal Grande Formation is exposed in the upper part of the limestone cliff (see white line). The contact between the Mississippian limestones (Pal Grande Formation) and the overlying Serpukhovian Plotta Formation is exposed near the surface of the grass-grown hill (Text-Fig. 10). Photo: Hans P. Schönlaub.



Text-Fig. 10. Detail of Cima di Plotta Section showing disconformity between greyish Mississippian limestones (Pal Grande Formation) and unconformably overlying blackish Serpukhovian Plotta Formation. Note the distinct relief between both formations. Photo: Hans P. Schönlaub.

Overlying this limestone sequence of presumably lowermost Viséan age (Mississippian) a broad spectrum of distinct paleokarst features has been recognized including an extensive paleorelief, collapse breccias, silcrete horizons, fissures and small strata-bound ore deposits. In the subsurface even caves with cave sediments and paleokarst-related cements occur. According to SCHÖNLAUB et al.

(1991), a drop in sea level (or alternatively uplift) during the late Tournaisian or early Viséan Stage resulted in extensive limestone dissolution and karstification at the surface and the subsurface including the formation of fissures, caves and breccias. At the same time, a high-porosity silcrete regolith developed at the surface exhibiting microporous and alveolar textures and void fillings of quartz, chalced-



Text-Fig. 11. Distribution of trilobites, goniatites and conodonts from the Pal Grande Formation (formerly named "Kronhof Limestone") of Cima di Plotta Section (after SCHÖNLAUB & KREUTZER, 1993).

ony and mosaic quartz. Spar calcite coating of the caves may represent original speleothems, which predate densely laminated fine-grained internal cave sediments. Supposedly, radial fibrous calcite in the fissures was formed in a phreatic environment. Finely, during the transgression of the Hochwipfel Formation a slow rise in sea level promoted the formation of crystal silt and clastic internal sediment in fissures and the formation of breccias. At the end, a strong subsidence resulted in the formation of the flysch trough, which was filled by more than 1,000 m of siliciclastic rocks.

At Cima di Plotta Section the Mississippian part of the section comprise mainly wackestones and less abundantly mudstones and bioclastic packstones. The fauna consists of conodonts, trilobites and some goniatites (SCHÖNLAUB & KREUTZER, 1993). The trilobite assemblage is characterized by mixed blind and those with big or very big eyes; the only provisionally studied goniatites suggest an equivalent of the Erdbach Limestone of Sauerland in Germany and, consequently, belong into the lower part of the Viséan Stage of the type area in Belgium (Molinacean Substage, POTY et al., 2014). Following KERP et al. (2006), they correspond to the Goniatite Stage of *Pericyclus cullyi*. The occurrences of conodonts such as *Gnathodus homopunctatus* and early representatives of *Gnathodus bilineatus bilineatus* and *Gn. praebilineatus*, respectively, are the main arguments for this age assignment (Text-Fig. 11).

### Großer Pal (Pal Grande) Section

Coordinates: UTM 33, 346068 E, 5162664 N near boundary stone n-155a (Text-Fig. 2)

At the famous Großer Pal Section, some 6 km east of Plöckenhaus, the Famennian limestone succession has provided a rich conodont, ammonoid and trilobite assemblage ranging up to the Wocklumeria Stage. The uppermost limestone beds are overlain by the siliciclastic

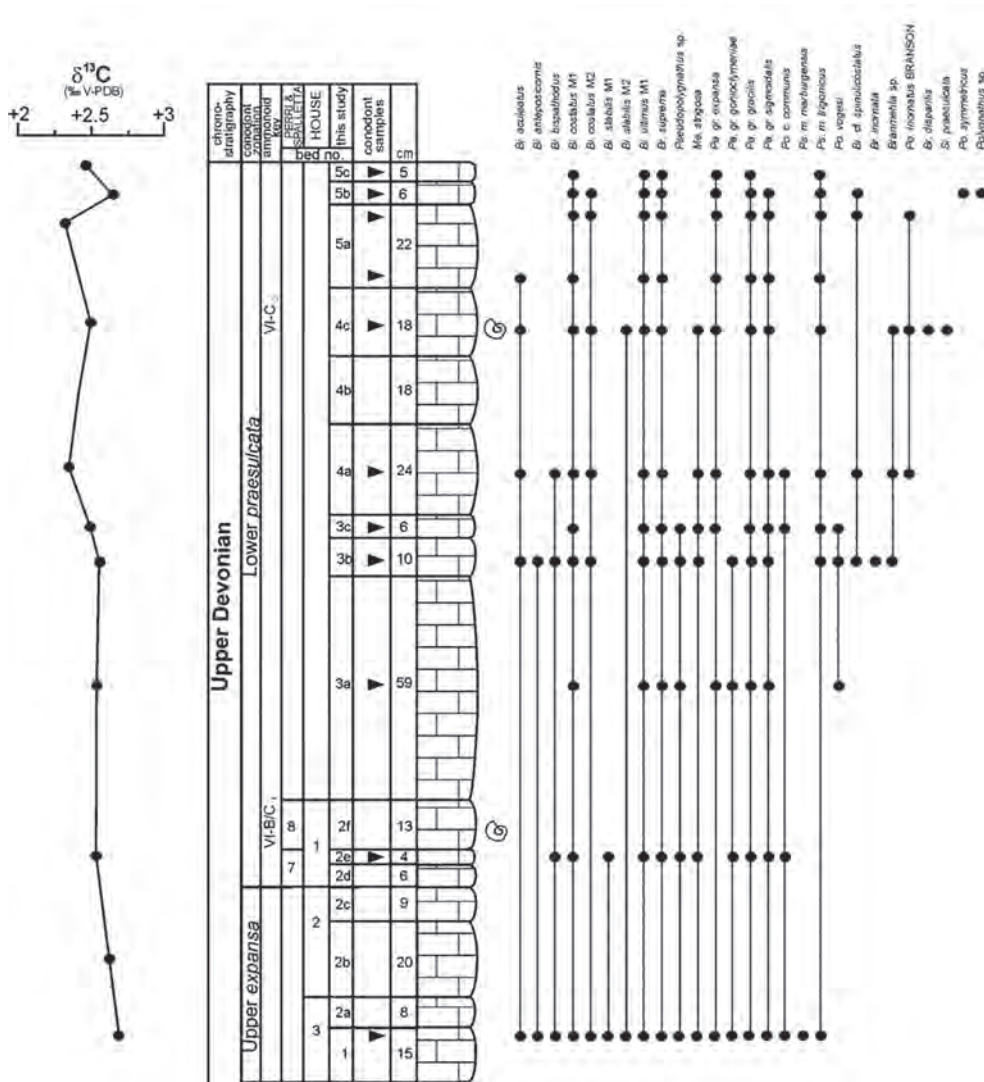
Hochwipfel Formation and thus, the equivalents of the Hangenberg Shale are not exposed (Text-Fig. 12). In the past four sections were studied for conodonts between the boundary stones n-155a and n-156.

Since the beginning of the 20<sup>th</sup> century the ammonoid and trilobite fauna was repeatedly studied by SCHINDEWOLF (1921), RICHTER (1913), RICHTER & RICHTER (1926) and VON GAERTNER (1931) following earlier studies of FRECH (1887, 1894, 1902). For details, the reader is referred to the review of SCHÖNLAUB (1980) and KAISER et al. (2009). In the 1960s, H. Alberti restudied the trilobites but this study was never completed. As far as trilobites are concerned, RICHTER (1913), RICHTER & RICHTER (1926) identified the following taxa: *Skemmatoceras elegans* MÜNSTER, *Phacops wocklumeriae* RICHTER, *Phacops anophtalmus* FRECH, *Typhloproetus carinthiacus* DREVERMANN, *Typhloproetus gortanii* RICHTER, *Drevermannia carnica* RICHTER, *Caunoproetus palensis* RICHTER.

Without new systematic collecting, HOUSE & PRICE (1980) reviewed the Devonian ammonoid faunas of the Carnic Alps and in particular those from Großer Pal. In an up-to-date terminology the old collections of ammonoids from the Clymenia and Wocklumeria Stages comprise the following taxa: *Clymenia laevigata* (MÜNSTER), *Cl. singulata* GÜMBEL, *Cl. spiratissima* (SCHINDEWOLF), *Cymaclymenia striata* (MÜNSTER), *Kosmoclymenia subundulata* (WEDEKIND), *Discoclymenia cucullata* (VON BUCH), *Pr. sulcatum* (MÜNSTER), *Cyrtoclymenia lata* (MÜNSTER), *Progonioclymenia acuticosta* (MÜNSTER), *Kosmoclymenia undulata* (MÜNSTER), *Lobotornoceras escoti* (FRECH), *Imitoceras lineare* (MÜNSTER), *Alpinites kayseri* (SCHINDEWOLF), *Cycloclymenia planorbiformis* (MÜNSTER), *Protoxyoclymenia dunkeri* MÜNSTER, *Kosmoclymenia bisulcata* (MÜNSTER), *Costaclymenia binodosa* (MÜNSTER) and *Gonioclymenia speciosa* (MÜNSTER). The uppermost beds yielded *Kalloclymenia subarmata* (MÜNSTER), *Parawocklumeria distorta*, *Glatziella* sp. and *Cyrtoclymenia angustiseptata* (MÜNSTER). Additional ammonoid faunas are mentioned by KAISER et al. (2009).



Text-Fig. 12.  
The uppermost portion of Pal Grande Section II east of border stone n-155e. Photo: Hans P. Schönlaub.



Text-Fig. 13. Conodont stratigraphy and  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  values of Großer Pal Section II (KAISER, 2005).

Although this fauna has never been described in detail, it became obvious that with few exceptions the whole assemblage consists of dwarf-like small specimens indicating a fairly deep environment for the cephalopod limestones of the Pal Grande Formation. The conodonts were recently reviewed in SCHÖNLAUB (1980) based on unpublished data by Herbert Auferbauer. KAISER et al. (2009) recorded more than a dozen additional taxa from Section II (Text-Fig. 13).

### Mineralogy, geochemistry, stable isotopes and sea-level fluctuations

The studied and approximately 6 m thick Grüne Schneid Section comprises bioturbated wackestones with ostracodes, echinoderms, trilobites, ammonoids, brachiopods, radiolarians and bivalves. There is neither a break in sedimentation nor of any major change of the palaeoenvironment. Moreover, a significant biotic crisis cannot be recognized at the boundary level. Obviously, the successive changes of the faunas available at this section were related to subtle changes of sea level.

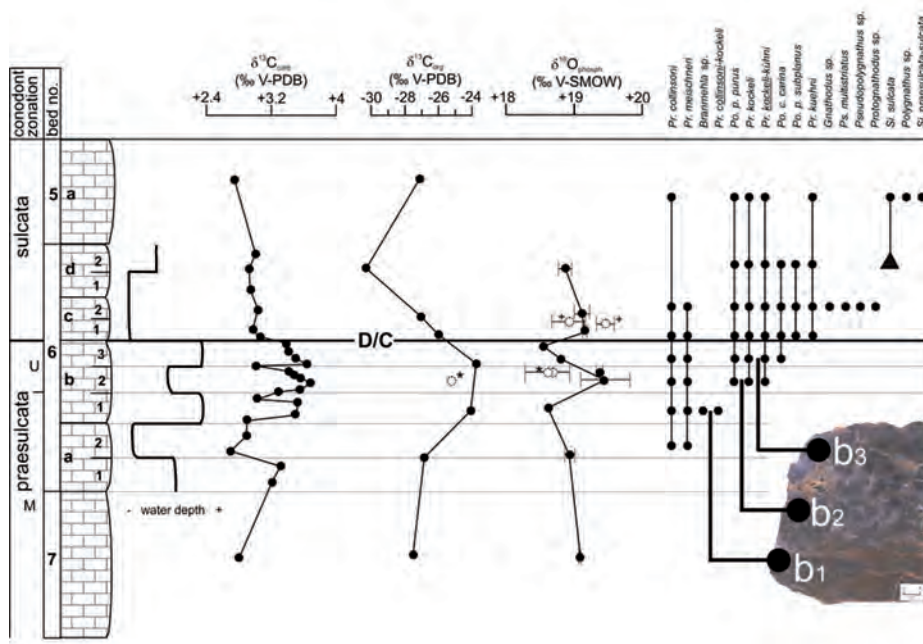
The available geochemical data on common and trace elements and on stable isotopes of carbon and oxygen

at Grüne Schneid and Kronhofgraben sections display a similar pattern and confirm the conclusions drawn above. There is neither a distinct change of isotopes across the D/C boundary indicating major cessation of primary production in the sea or significant temperature changes nor is there any significant change of element distribution at either side of the boundary except for the barium and manganese contents (Text-Figs. 8, 14).

According to KAISER et al. (2008), a weak but significant positive carbon isotope signal in micrites and in the sedimentary organic matter occurs at Malpasso, Rio Boreado and Kronhofgraben sections from the Middle to the Upper expansa Zones, as could also be confirmed by new data from Franconia (KAISER et al., 2017). The positive excursions in the Carnic Alps coincide with a decrease in the oxygen isotope values of conodont apatite.

This signal indicates changes in the global carbon cycle during an episode of high seawater temperatures. Oxygen isotope data of conodont phosphate reflect sea-surface temperatures straddling between 25 and 29° C. However, according to KAISER (2005) and KAISER et al. (2006) at Grüne Schneid Section in the equivalent strata of the Hangenberg Event and the Hangenberg Black Shale, i.e. subbed 6b1 a positive isotope excursion of  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  and  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  was shown including increasing temperatures from the base





Text-Fig. 14. Conodont zonation,  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ ,  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ , and  $\delta^{18}\text{O}_{\text{phosph}}$  values at Grüne Schneid Section (KAISER, 2007). Water depth inferred from microfacies and occurrences of trilobites. Triangle = conodont record from SCHÖNLAUB et al. (1992). \* values measured from Bed 6b (b1–b3), + values measured from Bed 6c (6c1–c2). After KAISER et al. (2006).

of the *S. praesulcata* Zone to the Hangenberg Black Shale horizon (subbed 6b1). The high seawater temperatures in the Lower Tournaisian are in accordance with a postulated warm climate during this time (KAISER, 2005: 90).

According to KAISER et al. (2006), this  $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$  and  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$  isotope excursion at Grüne Schneid in 6b1 apparently correlates with coeval sections in the Rhenish Massif in which prior to the main regressional phase an increase in the deposition of organic matter is indicated. It was explained by redrawn of  $\text{CO}_2$  from the atmosphere and increased formation of black shales (HBS) followed by a global regression of glacio-eustatic origin (KAISER et al., 2015). However, this apparently global event has not been demonstrated for the Grüne Schneid Section although a minor peak of some  $4^\circ\text{C}$  occurs (see also recent geochemical data from Grüne Schneid by KUMPAN et al., 2014 and BABEK et al., 2016).

As pointed out by SCHÖNLAUB et al. (1992) the Grüne Schneid Section suggests an overall stable and moderately deep marine environment at the passage from the Devonian to the Carboniferous. However, depth related changes of trilobites and conodonts can be recognized at the base of subbed no. 6b1. At this level water depth increased until the base of subbed 6c with minor fluctuations. At this horizon coinciding with the appearance of *Siphonodella sulcata* a slight lowering of sea-level occurred which lasted through the basal part of the Lower Carboniferous until the onset of the duplicata conodont zone when a moderately deeper environment was established (Text-Fig. 14).

In comparison with the Kronhofgraben section, the latter represents a deep-water offshore limestone section with the intercalation of the 30 cm thick black Hangenberg Shale at the D/C boundary. At Kronhofgraben data on the lithofacies, conodont biofacies and composition of the macrofauna indicate a deeper environment than at Grüne Schneid.

The 30 cm thick pyritiferous Hangenberg Black Shale at Kronhofgraben intercalated in the Pal Grande Formation corresponds to subbed no. 6b1 at Grüne Schneid, which also displays increased clay content. State-of-the-art geochemical analysis across this shale horizon indicate that it

is moderately to strongly enriched in heavy metals and in particular high contents of cobalt, chromium, copper, nickel and lead. In addition, high contents of organic carbon, sulfur, arsenic, antimony, uranium and lanthanum and selected Rare Earth elements such as Lanthan, Dysprosium and Ytterbium were recorded. Locally, the  $\text{FeS}_2$  content increases to more than 11 %.

In our opinion, this shale intercalation indicates a starvation event that affected the ocean at the end of the Devonian. Apparently, this event – although weaker expressed – can be seen at Grüne Schneid Section. We consider this shale event as a submerged deep-water anoxic deposit formed in an aphotic stagnant basin under reducing conditions. In our concluding remarks the strong subsidence was caused by extensional rifting prior to the Variscan orogenic climax (Text-Fig. 14).

## Conclusions

Based on an international agreement and ratification by the International Commission on Stratigraphy (ICS) the Devonian/Carboniferous boundary was drawn at the La Serre Section E' in the Montagne Noire of Southern France by the first appearance of the index conodont *Siphonodella sulcata* (PAPROTH 1991). However, it was soon realized by experts (e.g., ZIEGLER & SANDBERG, 1996) that this section is not an ideal one since the boundary interval is represented by an oolitic facies, lacks ammonoids and other biostratigraphically important fossil groups (see comprehensive summaries in KAISER et al., 2015 and BECKER et al., 2016). Moreover, an evolutionary lineage from *Siphonodella praesulcata* to *S. sulcata* is not well established (KAISER, 2009), which finally gave rise to a new Working Group on the DCB. Hence, besides the designation of auxiliary stratotypes in China and Germany and the proposal for an event-based boundary characterized by the occurrence of the Hangenberg Black Shale (WALLISER, 1984, 1996) different opinions about the choice and designation of the La Serre Section as type section for the DCB persisted until present times.

Since the establishment of an ICS Working Group to re-define the Devonian/Carboniferous boundary (Montpellier, September 2016), the DCB has been under revision and new criteria for definition are being discussed, e.g., base of *Protognathodus kockeli* Zone, beginning of radiation, top of major regression and end of mass extinction. If these criteria are generally applied and finally ratified most of the worldwide known sections would face a lower position of the DCB than at present state.

According to KAISER et al. (2015), the global Hangenberg Crisis near the Devonian/Carboniferous boundary (DCB) represents a mass extinction comparable to the ‘Big Five’ first-order Phanerozoic events (Text-Fig. 15). It affected the marine and terrestrial environments within a geologically short time span of approximately 100–300 kyr. The sequence of events started (1) with a minor eustatic sea-level fall in the uppermost Famennian and was followed by widespread deposition of black shales (Hangenberg Black Shale). This event is hold responsible for the extinction of ammonoids, trilobites, conodonts, stromatoporoids, corals, deep-water ostracodes and probably also for placoderms, chitinozoans and early tetrapods. Apparently, brachiopods, neritic ostracodes, bryozoans and echinoderms were less severely affected. This phase coincided with a global carbonate crisis and a distinctive positive carbon isotope excursion as a consequence of climate-salinity-driven oceanic overturns and widespread off-shore marine eutrophication.

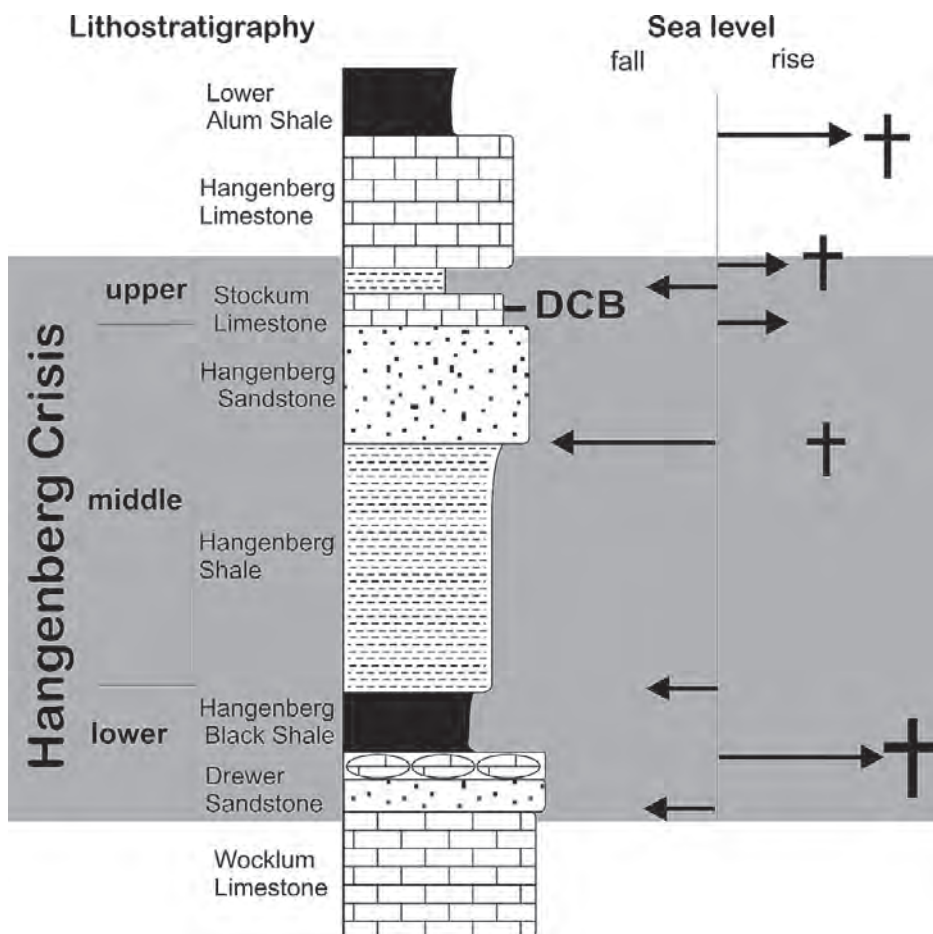
The middle crisis (2) is characterized by a gradual eustatic sea-level fall that caused the progradation of the siliciclas-

tic shallow-water Hangenberg Sandstone, which does not occur in the Carnic Alps. However, it produced widespread unconformities, reworking and hiatuses known also in the Carnic Alps (e.g. sections Cima di Plotta, Pal Grande and many others). According to KAISER et al. (2015) this regression coincided with a regional if not global glaciation and deposition of diamictites in South America and different parts of Africa as well as tropical mountain glaciers in eastern North America. It may have followed the drawdown of atmospheric CO<sub>2</sub> levels due to the massive burial of organic carbon, which are represented as black shale deposits.

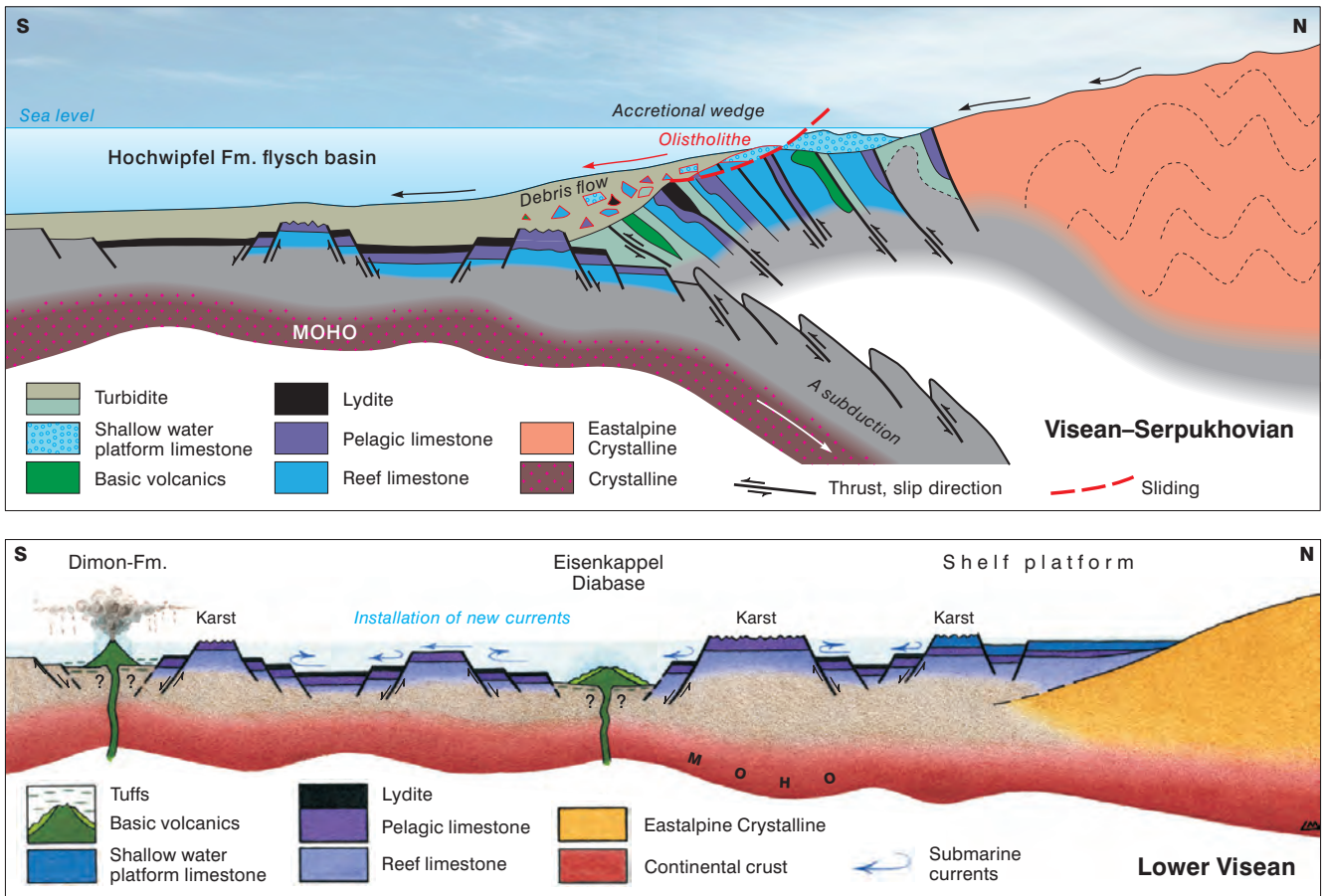
The upper Hangenberg Crisis (3) in the latest Famennian is characterized by a post-glacial transgression and expressed as a second carbon isotope spike and the early radiation of several fossil groups. During this interval, smaller-scale sea-level oscillations and climatic fluctuations are still occurring as well as minor reworking events and unconformities. Still poorly understood are the extinctions of the last clymeniid ammonoids, phacopid trilobites, placoderms and some brachiopod and foraminifera groups.

The post-crisis interval during the Lower Tournaisian is characterized by continuing sea-level rise and significant radiations under greenhouse conditions.

At Grüne Schneid Section, KAISER (2005, 2007) proposed to place the position of the DCB at the base of subbed 6c1 with the entry of *Protognathodus kuehni*. This horizon is one subbed below the original boundary drawn by SCHÖNLAUB et al. (1992) at subbed 6d when *Siphonodella sulcata* was first recognized.



Text-Fig. 15. The Hangenberg Crisis. Extinction episodes, sedimentology and sea-level changes at the Devonian/Carboniferous boundary. Crosses denote extinction episodes (after KAISER et al., 2015: Fig. 2).



Text-Fig. 16.

Tectonic transformation from horst-and-graben-style tectonics during the Devonian to the Lower Carboniferous Viséan Stage of the Carnic Alps (below) to the formation of an accretionary wedge in the Viséan to Serpukhovian Stages of the Carboniferous resulting in mass movements (olistostromes and olistoliths) of shallow water platform sediments into the flysch basin. Graphic strongly modified by M. Brüggemann-Ledolter from LÄUFER et al. (1993, 2001).

From the data described in the introductory chapters for the Ordovician to the Devonian Periods, an increasing degree of sea-floor mobility can be inferred resulting in more or less distinct regressive and transgressive cycles. Whether or not these pulses were solely caused by drifting plates within the Rheic Ocean, subduction processes at active plate margins or enhanced spreading activities cannot be answered from our local perspective. Without doubt, the culmination of these geodynamic perturbations occurred during the second half of the Devonian and the beginning of the Carboniferous Period when the Carnic Alps were affected by strong extensional tectonics creating a distinct horst-and-graben-like morphology of the seafloor. At the beginning of the Variscan Orogeny during the “Middle” Carboniferous, this tectonic turnover increased and changed to an accretionary wedge (Text-Fig. 16).

The Upper Devonian (Famennian) to Lower Carboniferous sediments reflect an off-shore pelagic environment inhabited by pelagic organisms such as cephalopods, trilobites, bivalves, conodonts, radiolarians, foraminifera and some echinoderms.

The results from 47 sections covering the eastern and central Carnic Alps indicate that the limestone sedimentation lasted without major breaks from the Late Devonian to the base of the Viséan Stage. However, this huge pile of calcareous sediments was affected by distinct subsurface and surface karst features, which are related to the uncon-

formity that separates the Late Devonian–Lower Carboniferous limestone sequences from the overlying siliciclastic flysch deposits of the Hochwipfel Formation. At the Cima di Plotta Section east of Marinelli Hut and west of Plöckenpass (Passo Monte Croce Carnico) the unconformity between the limestone succession and the overlying flysch deposits is best displayed (Text-Figs. 8–10). The silcrete horizon atop the limestone sequence apparently reflects a regolith or fossil soil horizon suggesting the development of karst during an emersion associated with this unconformity.

According to KAISER et al. (2008, 2009) the general faunal changes in the Upper Devonian might have been influenced by local tectonics, i.e., short-term repeated regressive-transgressive pulses influencing the environment.

New data on stable isotope data from southern Europe including the Carnic Alps reflect a complex pattern of oceanographic and climatic change in the Upper Famennian–Lower Tournaisian interval. For these changes repeated enhanced  $C_{org}$  burial and fluctuating seawater temperatures are held responsible reflected by positive carbon isotope excursions in micrites (KAISER et al., 2008).

The causal factors for these global changes are explained by a combination of several factors including high marine productivity leading to elevated rates of organic matter burial, increasing seawater temperatures during the Middle to Upper *expansa* Zones, stepwise transgressions, global

spread of swamp vegetation indicating a humid climate and Eo-Variscan tectonic movements resulting in uplift, erosion and re-sedimentation. It should be noted, however, that with the exception of the Hangenberg Black Shale widespread black shale deposition are missing in the Middle *expansa* Zone interval of the Carnic Alps and hence do not apply to this region or support this “black shale idea” from a local perspective.

However, according to Sandra I. Kaiser (pers. comm.) one explanation is coming from the Carnic Alps, which supports the model of enhanced  $C_{org}$  burial probably on a global scale: Although in the Carnic Alps shales of the *expansa* Zone do not occur, enhanced  $C_{org}$  burial resulted in positive carbon isotope excursion during this time. Such an excursion helps to identify events (in this case a globally enhanced  $C_{org}$  burial) even when they are not lithologically expressed (as in the Carnic Alps). Consequently, the Carnic Alps apparently play a key role in recognizing environmental changes in the *expansa* Zone of the Famennian.

Recently, the Frasnian-Famennian (F-F) biotic crises has been linked to climatic perturbations triggered by volcanic cataclysm, which is documented by mercury anomalies as the diagnostic proxy (RACKI et al., 2018). Based on such anomalies at other major extinction events of the Phanerozoic (e.g. LOME, in the Late Ordovician, Permian-Triassic and the Cretaceous-Paleogene boundaries), the general implication was drawn that paroxysmal volcanic activity promoted global warming, marine anoxia and rising sea level as the prime driver of lethal global extinctions (JONES et al., 2017; LÉCUYER, 2018; BJERRUM, 2018; ZOU et al., 2018). At present, the climatic perturbations at the DCB of the Carnic Alps are not well understood as they can either be attributed to a rise in sea-water temperature and a short-termed transgressive phase and warm temperatures during the Hangenberg Black Shale deposition (KAISER et al., 2006) or driven by an opposing short-lived glacio-eustatic sea-level fall.

In the Carnic Alps biofacies changes are reflected in the distribution of ammonoids, trilobites and conodonts. They are well recognizable and can be correlated with environmental changes. With regard to trilobites, the reduction of eyes in the late Upper Devonian presumably reflects an adaptation to a deeper environment below the photic zone. However, this habit changed towards exclusively good developed eyes in subbed nos. 6b2 and 6c at Grüne Schneid Section immediately below the D/C boundary suggesting a slightly shallower environment. In general, this bathymetric change reflects the final stage of the end-Devonian regres-

sion. Following this shallowing at the beginning of the *duplicata* conodont Zone (subbeds nos. 5c, 4, 3, 2, 1) a slight deepening occurred with the appearance of trilobites with reduced eyes together with forms with normal eyes.

The change from a palmatolepid-polygnathid to a palmatolepid-bispatodid-branmehlid conodont biofacies might also be influenced by anoxic conditions and repeated transgressive phases causing changing sedimentary pattern. According to KAISER et al. (2008), enhanced burial of organic matter in the Upper *praesulcata* Zone can be referred to high rates of continental weathering and a glacioeustatic sea-level rise. The protognathids and some polygnathids start to radiate in the Upper *praesulcata* Zone following the main extinction of the Hangenberg Event at horizon 6b1. In the Austrian part of the Carnic Alps, the latter is only locally developed at Kronhofgraben Section; in Italy it has been recognized at Plan di Zermula Section A on the north-western edge of Monte Zermula.

To conclude, in our opinion the first appearance of *Protognathodus kockeli* does not seem to be a good candidate for the base of the Tournaisian Stage as it co-occurs at Grüne Schneid with several typical late Famennian conodonts, goniatites and ammonoids. Based on new data kindly provided by Sandra Kaiser (preliminary results published in KUMPAN et al., 2018) we rather are in favour of the index conodonts *Siphonodella sulcata* and/or *Protognathodus kuehni* to define the base of the Carboniferous to be placed at Grüne Schneid Section at the base of subbed 6c. It thus confirms the position of the DCB originally suggested by KAISER (2005).

## Acknowledgements

This review on the D/C boundary in the Carnic Alps benefitted very much from various authors and previous studies. Most of these are cited in the text but special thanks go to SANDRA I. KAISER (Stuttgart) and CARLO CORRADINI (Cagliari) who kindly provided special information and advice on ranges and revisions on older conodont collections stored at local institutions. In addition, the author is much indebted to MONIKA BRÜGGEMANN-LEDOLTER from the Geological Survey of Austria for the graphics used in this report. We feel this is no final end of the story covering the D/C boundary. However, from the viewpoint of the Carnic Alps a major step has been reached which may serve as solid scientific base for further studies on this subject.

## References

- BÁBEK, O., KUMPAN, T., KALVODA, J. & GRYGAR, T.M. (2016): Devonian/Carboniferous boundary glacioeustatic fluctuations in a platform-to-basin direction: A geochemical approach of sequence stratigraphy in pelagic settings. – *Sedimentary Geology*, **337**, 81–99, Amsterdam.
- BARCA, S. & JAEGER, H. (1990): New geological and biostratigraphical data on the Silurian in SE-Sardinia. – Close affinity with Thuringia. – *Bollettino della Società Geologica Italiana*, **108** (1989), 565–580, Roma.
- BECKER, R.T., KAISER, S.I. & ARETZ, M. (2016): Review of chrono-, litho- and biostratigraphy across the global Hangenberg Crisis and Devonian-Carboniferous Boundary. – In: BECKER, R.T., KÖNIGSHOF, P. & BRETT, C.E. (Eds.): *Devonian Climate, Sea Level and Evolutionary Events*. – Geological Society of London, Special Publications, **423**, 355, London. <http://dx.doi.org/10.1144/SP423.10>
- BJERRUM, C.J. (2018): Sea level, climate, and ocean poisoning by sulfide all implicated in the first animal mass extinction. – *Geology*, **46**, 575–576, Boulder.

- BRETT, C.E., FERRETTI, A., HISTON, K. & SCHÖNLAUB, H.P. (2009): Silurian sequence stratigraphy of the Carnic Alps, Austria. – Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **279**, 1–28, Amsterdam.
- CORRADINI, C., SCHÖNLAUB, H.P. & KAISER, S.I. (2017): The Devonian/Carboniferous boundary in the Grüne Schneid section. – Berichte des Instituts für Erdwissenschaften der Karl-Franzens Universität Graz (International Conodont Symposium 4), **23**, 271–275, Graz.
- EBNER, F. (1973a): Das Paläozoikum des Elferspitz (Ashgill bis Unterkarbon; Karnische Alpen, Österreich). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1973**, 155–193, Wien.
- EBNER, F. (1973b): Die Conodontenfauna des Devon/Karbon-Grenzbereiches am Elferspitz (Karnische Alpen, Österreich). – Mitteilungen der Abteilung für Geologie, Paläontologie und Bergbau am Landesmuseum Joanneum, **33**, 35–49, Graz.
- FEIST, R. (1992): Trilobiten aus dem Devon/Karbon-Grenzprofil an der Grünen Schneid (Zentrale Karnische Alpen, Österreich). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **135**, 21–47, Wien.
- FRECH, F. (1887): Ueber das Devon der Ostalpen, nebst Bemerkungen über das Silur und einem paläontologischen Anhang. – Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, **39**, 659–738, Berlin.
- FRECH, F. (1894): Die Karnischen Alpen. Ein Beitrag zur vergleichenden Gebirgstektonik. – 517 S., Halle.
- FRECH, F. (1902): Über devonische Ammonoiten. – Beiträge zur Paläontologie Österreichs-Ungarns und des Orients, **14**, 27–112, Wien.
- GAERTNER, H.R. v. (1931): Geologie der Zentralkarnischen Alpen. – Denkschriften der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, Abteilung 1, **102**, 113–199, Wien.
- GEDIK, I. (1974): Conodonten aus dem Unterkarbon der Karnischen Alpen. – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **31**, 43 S., Wien.
- HAHN, G. & KRATZ, R. (1992): Eine Trilobiten-Fauna des tieferen Wassers aus dem Unterkarbon der Karnischen Alpen (Österreich) – Vorläufige Mitteilung. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **135**, 217–224, Wien.
- HARPER, D.A.T., HISTON, K. & SCHÖNLAUB, H.P. (2009): Late Ordovician, deep-water *Foliomena* brachiopod fauna from Cellon, Carnic Alps. – 53<sup>rd</sup> Annual Meeting of the Palaeontological Association, Birmingham, UK, December 2009, 53, Birmingham.
- HAVLÍČEK, V., KRÍŽ, J. & SERPAGLI, E. (1987): Upper Ordovician brachiopod assemblages of the Carnic Alps, Middle Carinthia and Sardinia. – Bollettino di Società Paleontologica Italiana, **25**, 277–311, Modena.
- HOUSE, M.R. & PRICE, J.D. (1980): Devonian ammonoid faunas of the Carnic Alps. – Carnic Alps. Field Trip A. – In: SCHÖNLAUB, H.P. (Ed.): Second European Conodont Symposium (ECOS II), Guidebook, Abstracts. – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **35**, 14–15, Wien.
- JAEGER, H. (1975): Die Graptolithenführung im Silur/Devon des Cellon-Profiles (Karnische Alpen). – Carinthia II, **165/85**, 111–126, Klagenfurt.
- JAEGER, H. (1976): Das Silur und Unterdevon vom thüringischen Typ in Sardinien und seine regionalgeologische Bedeutung. – Nova Acta Leopoldina, N.F. **45**, 263–299, Halle.
- JAEGER, H. & SCHÖNLAUB, H.P. (1980): Silur und Devon nördlich der Gundersheimer Alm in den Karnischen Alpen (Österreich). – Carinthia II, **170/90**, 403–444, Klagenfurt.
- JAEGER, H., HAVLÍČEK, V. & SCHÖNLAUB, H.P. (1975): Biostratigraphie der Ordoviz/Silur-Grenze in den Südalpen – Ein Beitrag zur Diskussion um die Hirnantia Fauna. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1975**, 271–289, Wien.
- JONES, D.S., MARTINI, A.M., FIKE, D.A. & KAIHO, K. (2017): A volcanic trigger for the Late Ordovician mass extinction? Mercury data from South China and Laurentia. – Geology, **45**, 631–634, Boulder.
- KAISER, S.I. (2005): Mass extinctions, climatic and oceanographic changes at the Devonian-Carboniferous boundary. – Thesis, Ruhr-University Bochum, Faculty of Earth Sciences, 156 S., Bochum.
- KAISER, S.I. (2007): Conodontenstratigraphie und Geochemie ( $\delta^{13}\text{C}_{\text{carb}}$ ,  $\delta^{13}\text{C}_{\text{org}}$ ,  $\delta^{18}\text{O}_{\text{phosph}}$ ) aus dem Devon/Karbon-Grenzbereich der Karnischen Alpen. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **146**, 301–314, Wien.
- KAISER, S.I. (2009): The Devonian/Carboniferous stratotype section La Serre (Montagne Noire) revisited. – Newsletters on Stratigraphy, **43/2**, 195–205, Stuttgart.
- KAISER, S.I., STEUBER, T., BECKER, R.T. & JOACHIMSKI, M.M. (2006): Geochemical evidence for major environmental change at the Devonian-Carboniferous boundary in the Carnic Alps and the Rhenish Massif. – Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **240/1–2**, 146–160, Amsterdam.
- KAISER, S.I., STEUBER, T. & BECKER, R.T. (2008): Environmental change during the Late Famennian and Early Tournaisian (Late Devonian-Early Carboniferous): implications from stable isotopes and conodont biofacies in southern Europe. – Geological Journal, **43**, 241–260, London.
- KAISER, S.I., BECKER, T., SPALLETTA, C. & STEUBER, T. (2009): High-resolution conodont stratigraphy, biofacies, and extinction around the Hangenberg Event in pelagic successions from Austria, Italy and France. – In: OVER, D.J. (Ed.): Studies in Devonian Stratigraphy: Proceedings of the 2007 International Meeting of the Subcommittee on Devonian Stratigraphy and IGCP 499. – Palaeontographica Americana, **63**, 99–143, Ithaca, N.Y.
- KAISER, S.I., ARETZ, M. & BECKER, R.T. (2015): The global Hangenberg Crisis (Devonian-Carboniferous transition) – review of a first order mass extinction. – In: BECKER, R.T., KÖNIGSHOF, P. & BRETT, C.E. (Eds.): Devonian Climate, Sea Level and Evolutionary Events. – Geological Society of London, Special Publications, **423**, 51 pp., London. <http://doi.org/10.1144/SP423.9>
- KAISER, S.I., JOACHIMSKI, M.M. & HARTENFELS, S. (2017): First evidence for a carbon isotope excursion in the *expansa* Zone (upper/uppermost Famennian) in Franconia (Germany) – understanding palaeoenvironmental changes during pre-Hangenberg Event times. – Münstersche Forschungen zur Geologie und Paläontologie, **109**, 55, Münster.
- KERP, H., KAMPE, A., SCHULTKA, S. & VAN AMEROM, H.W.J. (2006): Makroflora. – In: DEUTSCHE STRATIGRAPHISCHE KOMMISSION (Hrsg.): Stratigraphie von Deutschland VI – Unterkarbon (Mississippium). – Schriftenreihe der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften e.V., **41**, 271–293, Hannover.
- KORN, D. (1992): Ammonoiten aus dem Devon/Karbon-Grenzprofil an der Grünen Schneid (Karnische Alpen, Österreich). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **135**, 7–19, Wien.
- KREUTZER, L.H. (1990): Mikrofazies, Stratigraphie und Paläogeographie des Zentralkarnischen Hauptkammes zwischen Seewarte und Cellon. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **133**, 275–343, Wien.
- KREUTZER, L.H. (1992a): Photoatlas zu den variszischen Karbonat-Gesteinen der Karnischen Alpen (Österreich/Italien). – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **47**, 129 S., Wien.

- KREUTZER, L.H. (1992b): Palinspastische Entzerrung und Neugliederung des Devons in den Zentralkarnischen Alpen aufgrund von neuen Untersuchungen. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **134**, 261–272, Wien.
- KUMPAN, T., BÁBEK, O., KALVODA, J., FRÝDA, J. & MATYS GRYGAR, T. (2014): A high-resolution, multiproxy stratigraphic analysis of the Devonian-Carboniferous boundary sections in the Moravian karst (Czech Republic) and a correlation with the Carnic Alps (Austria). – *Geological Magazine*, **151/2**, 201–215, London.
- KUMPAN, T., KAISER, S., JOACHIMSKI, M. & RASSER, M. (2018): Conodont biostratigraphy and geochemistry of pelagic Devonian-Carboniferous boundary successions at Trolp (Graz Paleozoic) and Grüne Schneid (Carnic Alps). – *The Fossil Week, 5<sup>th</sup> International Palaeontological Congress, July 9<sup>th</sup> to 13<sup>th</sup>, 2018, Abstract Book*, 828, Paris.
- LÄUFER, A.L., LOESCHKE, J. & VIANDEN, B. (1993): Die Dimon-Serie der Karnischen Alpen (Italien). – *Stratigraphie, Petrographie und geodynamische Interpretation*. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **136**, 137–162, Wien.
- LÄUFER, A.L., HUBICH, D. & LOESCHKE, J. (2001): Variscan geodynamic evolution of the Carnic Alps (Austria/Italy). – *International Journal of Earth Sciences (Geol. Rdsch.)*, **90**, 855–870, Stuttgart.
- LÉCUYER, C. (2018): Learning from the past climatic changes. – *Science*, **360**, 1400–1401, Washington.
- PAPROTH, E. (1991): Devonian palaeogeographic development in Germany and adjacent areas. – In: ALBERTSEN, M. (Ed.): *The deeper subsoil of the North West German Basin. Sedimentology – Tectonic – Hydrocarbons*. – *DGMK Report* **468**, 33–52, Hamburg.
- PERRI, M.C. & SPALLETTA, C. (1998a): Updating of the conodont biostratigraphy in the Carnic Alps (Italy). – In: PERRI, M.C. & SPALLETTA, C. (Eds.): *Southern Alps Field Trip Guidebook, ECOS VII*. – *Giornale di Geologia, serie 3*, **60**, Special Issue, 116–119, Bologna.
- PERRI, M.C. & SPALLETTA, C. (1998b): Conodont distribution at the Tournaisian/Viséan Boundary in the Carnic Alps (Southern Alps, Italy). – *Paleontologica Polonica*, **58**, 225–245, Warszawa.
- PERRI, M.C. & SPALLETTA, C. (2001): Hangenberg Event al limite Devoniano/Carbonifero al Monte Zermula, Alpi Carniche, Italia. – *Giornale di Geologia*, **62**, 31–40, Bologna.
- POTY, E., ARETZ, M. & HANCE, L. (2014): Belgian substages as a basis for an international chronostratigraphic division of the Tournaisian and Viséan. – *Geological Magazine*, **151/2**, 229–243, London.
- RACKI, G., RAKOCIŃSKI, M., MARYNOWSKI, L. & WIGNALL, P. (2018): Mercury enrichments and the Frasnian-Famennian biotic crisis: A volcanic trigger proved? – *Geology*, **46**, 543–546, Boulder.
- RICHTER, R. (1913): Beiträge zur Kenntnis devonischer Trilobiten. II. Oberdevonische Proetiden. – *Abhandlungen der Senckenbergischen Naturforschenden Gesellschaft*, **31**, 341–423, Frankfurt.
- RICHTER, R. & RICHTER, E. (1926): Die Trilobiten des Oberdevons. Beiträge zur Kenntnis der devonischen Trilobiten, IV. – *Abhandlungen der Preußischen Geologischen Landesanstalt, N.F.* **99**, 314 S., Berlin.
- RICHTER, R. & RICHTER, E. (1951): Der Beginn des Karbons im Wechsel der Trilobiten. – *Senckenbergiana*, **32**, 219–266, Frankfurt.
- SCHINDEWOLF, O.H. (1921): Versuch einer Paläogeographie des europäischen Oberdevonmeeres. – *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, **73**, 137–223, Berlin.
- SCHÖNLAUB, H.P. (1979): Das Paläozoikum in Österreich. – *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **33**, 124 S., Wien.
- SCHÖNLAUB, H.P. (1980): Carnic Alps. Field Trip A. – In: SCHÖNLAUB, H.P. (Ed.): *Second European Conodont Symposium (ECOS II), Guidebook, Abstracts*. – *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **35**, 5–57, Wien.
- SCHÖNLAUB, H.P. (1992): Stratigraphy, biogeography and paleoclimatology of the Alpine Palaeozoic and its implications for plate movements. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **135**, 381–418, Wien.
- SCHÖNLAUB, H.P. (1993): Stratigraphy, biogeography and climatic relationships of the Alpine Palaeozoic. – In: VON RAUMER, J.F. & NEUBAUER, F. (Eds.): *Pre-Mesozoic Geology in the Alps*, 65–91, Berlin.
- SCHÖNLAUB, H.P. & KREUTZER L.H. (1993): Lower Carboniferous Conodonts from the Cima di Plotta Section (Carnic Alps, Italy). – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **136**, 247–269, Wien.
- SCHÖNLAUB, H.P., FEIST, R. & KORN, D. (1988): The Devonian-Carboniferous Boundary at the section „Grüne Schneid“ (Carnic Alps), Austria: A preliminary report. – *Courier Forschungsinstitut Senckenberg*, **100**, 149–167, Frankfurt.
- SCHÖNLAUB, H.P., KLEIN, P., MAGARITZ, M., RANTITSCH, G. & SCHARBERT, S. (1991): Lower Carboniferous Paleokarst in the Carnic Alps (Austria, Italy). – *Facies*, **25**, 91–118, Erlangen.
- SCHÖNLAUB, H.P., ATTREP, M., BOECKELMANN, K., DRESEN, R., FEIST, R., FENNINGER, A., HAHN, G., KLEIN, P., KORN, D., KRATZ, R., MAGARITZ, M., ORTH, C.J. & SCHRAMM, J.M. (1992): The Devonian/Carboniferous boundary in the Carnic Alps (Austria) – A multidisciplinary approach. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **135/1**, 57–98, Wien.
- SPALLETTA, C. & VENTURINI, C. (1988): Conglomeratic Sequences in the Hochwipfel Formation: A New Paleogeographic Hypothesis on the Hercynian Flysch Stage of the Carnic Alps. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **131**, 637–647, Wien.
- SPALLETTA, C. & VENTURINI, C. (1990): Stratigraphic Correlation Form (SCF) of the Paleozoic sequence in the Carnic Alps (Geotranverse B). – In: SASSI, F.P. & ZANFERRARI, A. (Eds.): *“Pre-Variscan and Variscan events in the Alpine-Mediterranean mountain belts: Stratigraphic Correlation Form”*. – *Rendiconti della Società Geologica Italiana*, **12** (1989), 417–421, Roma.
- SPALLETTA, C., VAI, G.B. & VENTURINI, C. (1980): Il flysch ercinico nella geologia dei Monti Paularo e Dimon (Alpi Carniche). – *Memorie della Società Geologica Italiana*, **20** (1979), 243–265, Roma.
- SPALLETTA, C., PERRI, M.C. & PONDRELLI, M. (1998): Late Famennian conodonts from the Rio Boreado section (Carnic Alps, Italy). – *Giornale Geologia, ser.3<sup>a</sup>*, **60**, Special Issue, ECOS VII, Southern Alps Field Trip Guidebook, 214–219, Bologna.
- SPALLETTA, C., PERRI, M.C., PONDRELLI, M., CORRADINI, C., MOSSONI, A. & SCHÖNLAUB, H.P. (2015): Pal Grande Formation. – *The Pre-Variscan sequence of the Carnic Alps (Austria and Italy)*. – *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **69**, 137–140, Wien.
- SPALLETTA, C., PERRI, M.C., OVER, D.J. & CORRADINI, C. (2017): Famennian (Upper Devonian) conodont zonation: revised global standard. – *Bulletin of Geosciences*, **92/1**, 31–57, Praha.
- VAI, G.B. (1980): Sedimentary environment of Devonian pelagic limestones in the Southern Alps. – *Lethaia*, **13**, 79–91, Oslo.
- VAI, G.B. & SPALLETTA, C. (1982): Devonian palaeo-Tethyan carbonate platform-basin system of the Southern Alps: Evolutionary trend and comparative analysis. – *Terra cognita*, **2**, 109–115, Strasbourg.
- VENTURINI, C. (2006): Evoluzione geologica delle Alpi Carniche. – *Pubblicazione N.48, Edizioni del Museo Friulano di Storia Naturale, comune di Udine*, 207 S., Udine.

WALLISER, O.H. (1984): Pleading for a natural D/C boundary. – In: PAPROTH, E. & STREEL, M. (Eds.): The Devonian-Carboniferous boundary. – Courier Forschungsinstitut Senckenberg, **67**, 241–246, Frankfurt.

WALLISER, O.H. (1996): Global events in the Devonian and Carboniferous. – In: WALLISER, O.H. (Ed.): Global events and event stratigraphy in the Phanerozoic, 225–250, Berlin.

ZIEGLER, W. & SANDBERG, C.A. (1996): Reflections on Frasnian and Famennian stage boundary decisions as a guide to future deliberations. – Newsletter on Stratigraphy, **33/3**, 157–180, Stuttgart.

ZOU, C., QIU, Z., POULTON, S.W., DONG, D., WANG, H., CHEN, D., LU, B., SHI, Z. & TAO, H. (2018): Ocean euxinia and climate change “double whammy” drove the Late Ordovician mass extinction. – *Geology*, **46**, 535–538, Boulder.







## ***Lonsdaleia carnica* n. sp., a new colonial coral from the late Mississippian Kirchbach Formation of the Carnic Alps (Austria)**

SERGIO RODRÍGUEZ<sup>1</sup>, HANS P. SCHÖNLAUB<sup>2</sup> & HERBERT KABON<sup>3</sup>

7 Text-Figures

Österreichische Karte 1:50.000

BMN / UTM

198 Weißbriach / NL 33-04-10 Kötschach-Mauthen

*Lonsdaleia*

Rugose corals

Mississippian

Carnic Alps

Olistolith

### Contents

Abstract . . . . .	49
Zusammenfassung . . . . .	49
Introduction . . . . .	50
Lithology . . . . .	51
Taxonomy . . . . .	52
Discussion . . . . .	55
Conclusions . . . . .	56
Acknowledgements . . . . .	56
References . . . . .	56

### Abstract

A large limestone boulder has been recorded in the Kirchbach Formation (Carboniferous) at the Carnic Alps. It shows reefal facies and contains a diverse assemblage of invertebrates and algae. The main building organisms in the boulder are rugose corals of the genus *Lonsdaleia*, algae and bryozoans. All colonies belong to a single species, *Lonsdaleia carnica* sp. nov. The whole assemblage indicates a Late Viséan to Serpukhovian age for the original sedimentation, but the final deposition in the flysch basin might be somewhat younger.

### ***Lonsdaleia carnica* n. sp., eine neue Korallenkolonie aus der Kirchbach-Formation (Mississippium) in den Karnischen Alpen (Österreich)**

#### Zusammenfassung

In der Kirchbach-Formation (Unterkarbon) wurde ein rund 60 kg schwerer, in der Längsachse 65 cm großer Kalkblock gefunden. Nach seiner Zusammensetzung ist er als Riff-Fazies zu deuten und besteht aus einer diversen Gesellschaft aus Invertebraten und Algen. Die Hauptbildner sind rugose Korallen der Gattung *Lonsdaleia*, Algen und Bryozoen. Alle Kolonien gehören zu einer einzigen Art, nämlich *Lonsdaleia carnica* n. sp. Diese Gesellschaft spricht für ein Sedimentationsalter in der späten Visé bis Serpukhovium-Stufe; die endgültige Ablagerung im Flyschbecken der Hochwipfel-Formation dürfte hingegen etwas später erfolgt sein.

<sup>1</sup> SERGIO RODRÍGUEZ: GEODESPAL-IGEO, Universidad Complutense de Madrid-CSIC, c/José Antonio Novais, 12, 28040-Madrid, Spain. sergrodr@geo.ucm.es

<sup>2</sup> HANS P. SCHÖNLAUB: Kötschach 350, 9640 Kötschach-Mauthen, Austria. hp.schoenlaub@aon.at

<sup>3</sup> HERBERT KABON: Treffner Straße 5, 9500 Villach, Austria. I.H.Kabon@gmx.at

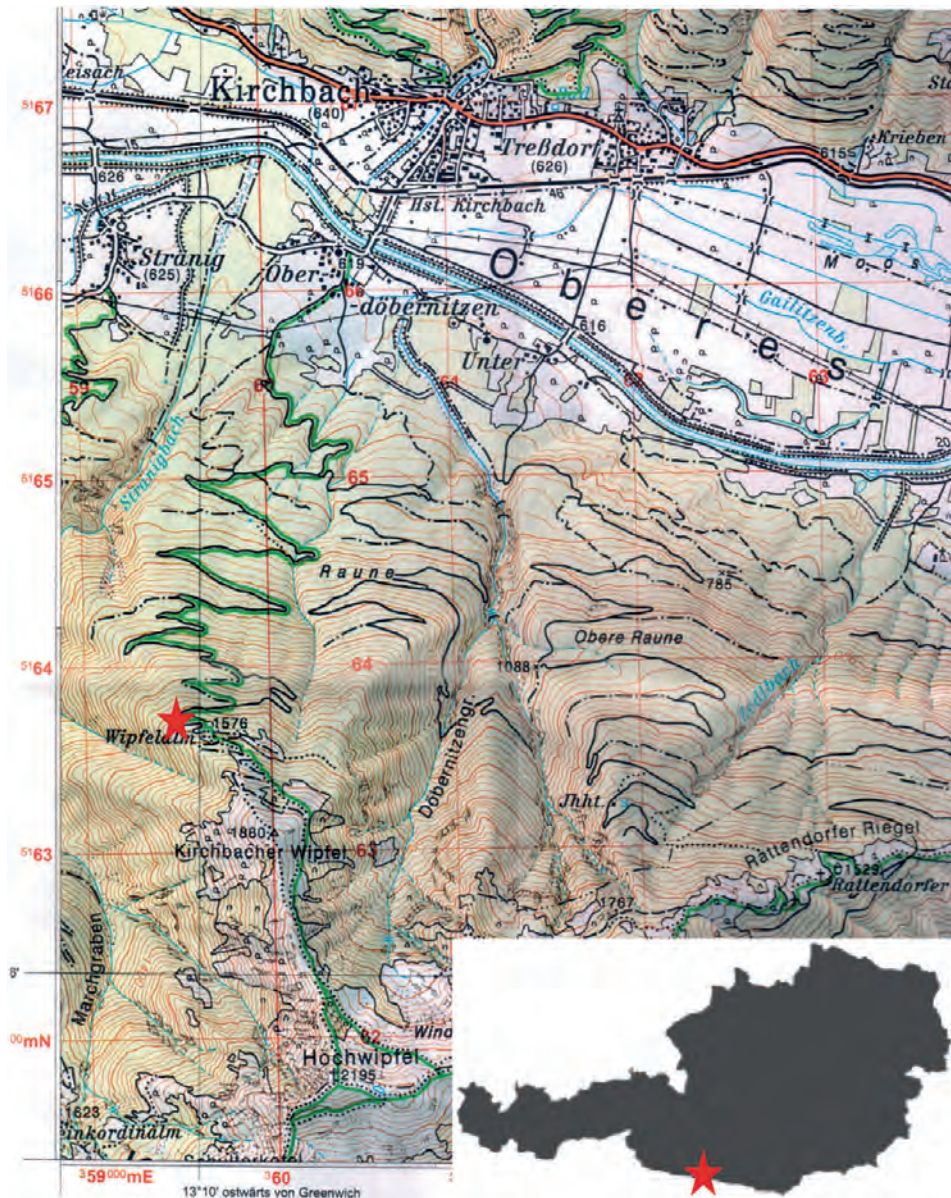
## Introduction

Since the discovery of the bioclastic Kirchbach Formation in the early 1980s, this rock interbedded in the Lower Carboniferous Hochwipfel Formation has attracted Earth scientists in various fields, i.e. biostratigraphy, micro- and macro-palaeontology, sedimentology, geodynamics and palaeogeography (SCHÖNLAUB, 1981, 1983, 1987; FLÜGEL & SCHÖNLAUB, 1990; AMLER et al., 1991; KRÄINER & VACHARD, 2015). During field mapping by one of the authors (SCHÖNLAUB, 1981, 1983) it was regarded as a nodular limestone lense of several meters thickness and length containing late Viséan to early Serpukhovian conodonts. They provided an important age assignment for the siliciclastic flysch-type Hochwipfel Formation in the type area of mountain Hochwipfel. However, it soon turned out that the limestone clasts within the Kirchbach Formation were derived from different shallow-water settings none of which are preserved until today. In contrast to these findings, off-shore and deep water conodonts, ammonoids and trilobites also indicated a deep-water environment for some of the limestone nodules. In conclusion, the new-

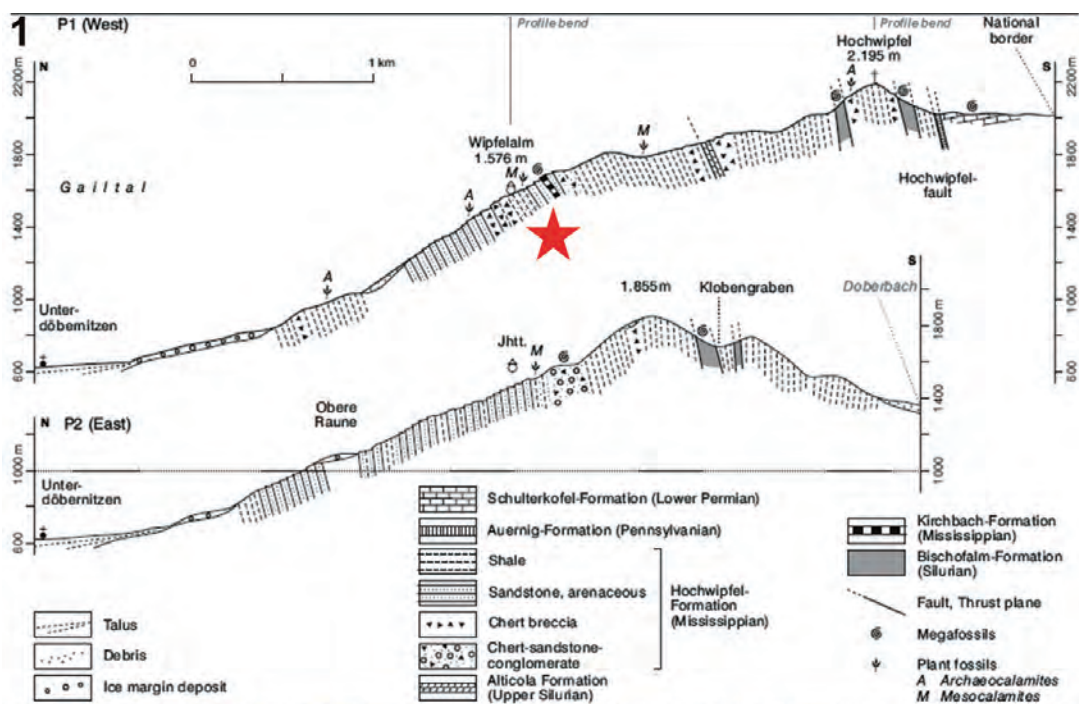
ly defined Kirchbach Formation (SCHÖNLAUB et al., 2015) was regarded as an accumulation of reworked shallow and deep-water bioclastic limestone intercalated within the siliciclastic Hochwipfel Formation which was transported into the flysch basin by debris flows during the late Viséan/lower Serpukhovian interval of the pre-Variscan sequence of the Carnic Alps.

Until present, some solitary corals, crinoids, and ooids have been found in isolated limestone clasts in debris flows occurring in the neighbourhood of the type Kirchbach Formation. To date, an up to 65 cm large and some 60 kg heavy limestone boulder composed of reefal limestone containing abundant coral colonies has not been recorded in the Kirchbach Formation. It was a mere accident when one of us (H.K.) discovered the loose slab on the road acclivity at Plunger turn from Wipfelalm to Kirchbach Wipfel at an altitude of 1,650 to 1,670 m (UTM 33T, 359864 E / 5163448 N) (Text-Figs. 1, 2).

The main aim of this paper is the description of a new species of the genus *Lonsdaleia*, which is the main component of the limestone block.



Text-Fig. 1.  
Location of the studied boulder (red star) in the Gail Valley (Carnic Alps, Austria).

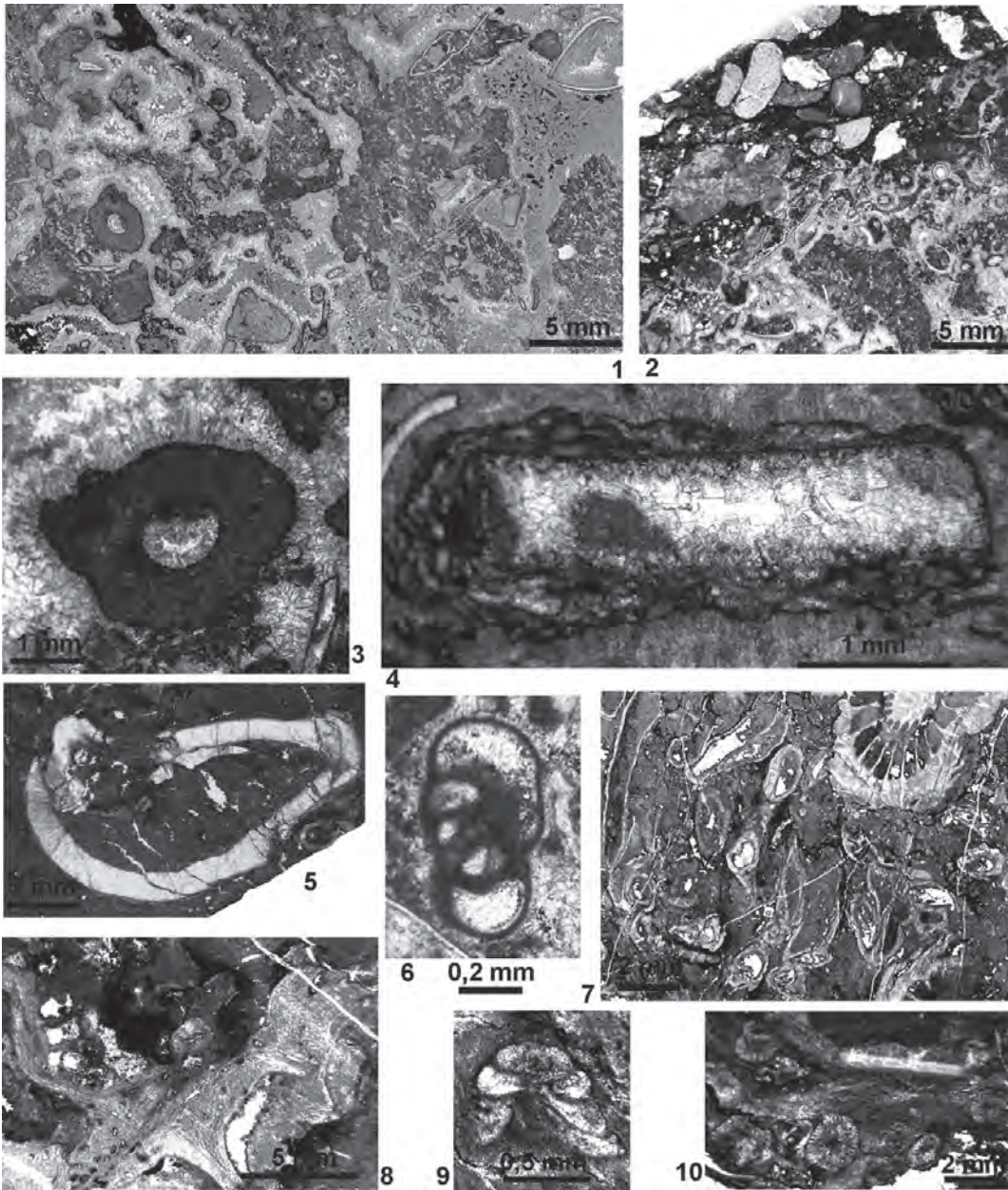


Text-Fig. 2.  
1: Diagrams of the stratigraphical succession in the southern hillside of the Gail Valley indicating the location of the boulder (red star). 2: Picture of the boulder showing the location of some *Lonsdaleia* colonies (red stars).

## Lithology

The studied limestone block shows diverse microfacies changing from bindstone to coral bafflestone and packstone (Text-Fig. 3-1). In some areas those microfacies are in erosive contact with a polymictic limestone breccia containing some clasts of the own building facies plus wackestone and mudstone pebbles (Text-Fig. 3-2). The whole block shows strong recrystallization, cementation and fragmentation of components. The main building organisms in the block are fasciculate rugose corals of the genus *Lonsdaleia* MCCOY, but the whole assemblage is highly diverse (Text-Fig. 3).

In addition to the rugose corals other main building organisms are bryozoans of the genus *Fistulipora* MCCOY (Text-Fig. 3-8) tabulate corals of the genus *Multithecopora* YOH (Text-Fig. 3-7) and varied red (ungdarellaceans), green (*Anatolipora* KONISHI, Text-Fig. 3-10) and incertae algae (*Aphralysia*, Text-Fig. 3-4, *Fasciella*). Cyanobacteria masses of the genus *Girvanella* are also common. Other components of the microfacies are fragments of crinoids, bivalves (Text-Fig. 3-5), ostracods (Text-Fig. 3-2), brachiopods, trilobites and foraminifers (*Endothyra*, Text-Fig. 3-6, *Tetrataxis*, Text-Fig. 3-9). Worm tubes of the genus *Thartharella* are abundant.



Text-Fig. 3. Microfacies and components of the recorded boulder. **1:** Microfacies of the inter-colonies areas, including diverse bioclasts, algal and cyanobacteria mats, *Thartharella* worm tubes and cemented cavities. **2:** Erosive contact of the built microfacies and limestone breccia. **3:** *Thartharella* worm tube. **4:** *Aphralisia* crusting a fragment of mollusc. **5:** Bivalve shell. **6:** *Endothyra* sp. **7:** Colony of *Multithecopora* sp.; Note the close relationship with corallites of *Lonsdaleia*. **8:** *Fistulipora* sp. **9:** *Tetrataxis* sp. **10:** *Anatolipora* sp.

## Taxonomy

Subclass Rugosa MILNE EDWARDS & HAIME, 1850

Suborder Aulophyllina HILL, 1940

Suborder Lonsdaleiina SPASSKY, 1974

Family Axophyllidae MILNE-EDWARDS & HAIME, 1851

### Genus *Lonsdaleia* MCCOY, 1849

**Diagnosis** (modified from POTY & HECKER, 2003): Fasciculate corals. Increase lateral, nonparricidal. Axial column usually well-defined, more or less complex and thickened, comprising a medial plate usually connected to the cardinal septum, radial lamellae, and axial tabellae, or sporadically reduced to a medial plate or absent. Minor septa indistinct to well developed. Dissepimentarium dominated by transeptal dissepiments. Cardinal fossula indistinct.

Periaxial tabellae slightly concave, subhorizontal or declined outward or inward, commonly complete. Microstructure of septa fibrous; thickenings of septa, tabulae and dissepiments lamellar.

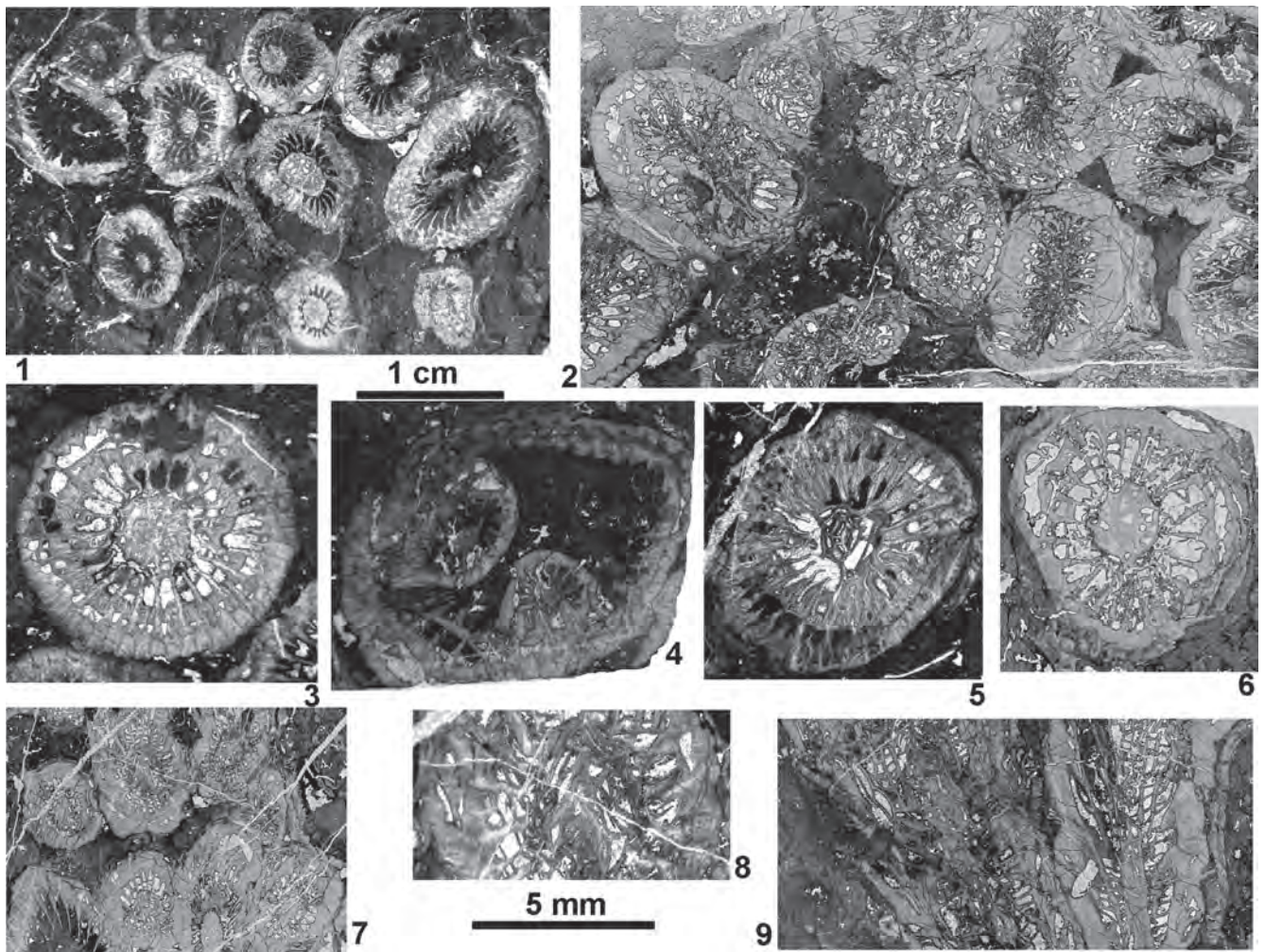
### *Lonsdaleia carnica* sp. nov.

(Text-Figs. 4–7)

**Holotype:** Specimen KRN-5, Kirchbach Formation, Carnic Alps, Austria, Mississippian.

**Derivatio nominis:** The name of the species is dedicated to the Carnic Alps, where the new species have been recorded.

**Material:** A large rock block containing more than 20 fragments of colonies and many loose corallites. Five colonies were sectioned (KRN-1, 2, 3, 4, 5). 12 thin sections including nine transverse and three longitudinal ones. Kirchbach Formation Carnic Alps, Austria, Mississippian.



Text-Fig. 4.

*Lonsdaleia carnica* sp. nov. **1, 3–4:** Specimen KRN-5 (holotype). **1:** Central part of the colony showing corallites in adult and young stages. **3:** Detail of corallite in adult stage showing all diagnostic features of the new species. **4:** Gerontic stage showing two offsets. **2:** Specimen KRN-4 (paratype), showing high degree of fragmentation. **5–6:** Specimen KRN-1 (paratype). Corallite sections showing variants in the development of the axial structure (5) and in the width of the dissepimentarium (6). **7–8:** Specimen KRN-2 (paratype). **7:** Slightly oblique section showing a dense packing of corallites partly due to compression. **8:** Longitudinal section showing the conical shape of axial tabellae and conspicuous thickenings. **9:** Specimen KRN-3 (paratype). Longitudinal section of two corallites. 1 cm scale bar for figures 1, 2, 7 and 9. 5 mm scale bar for figures 3, 4, 5, 6 and 8.

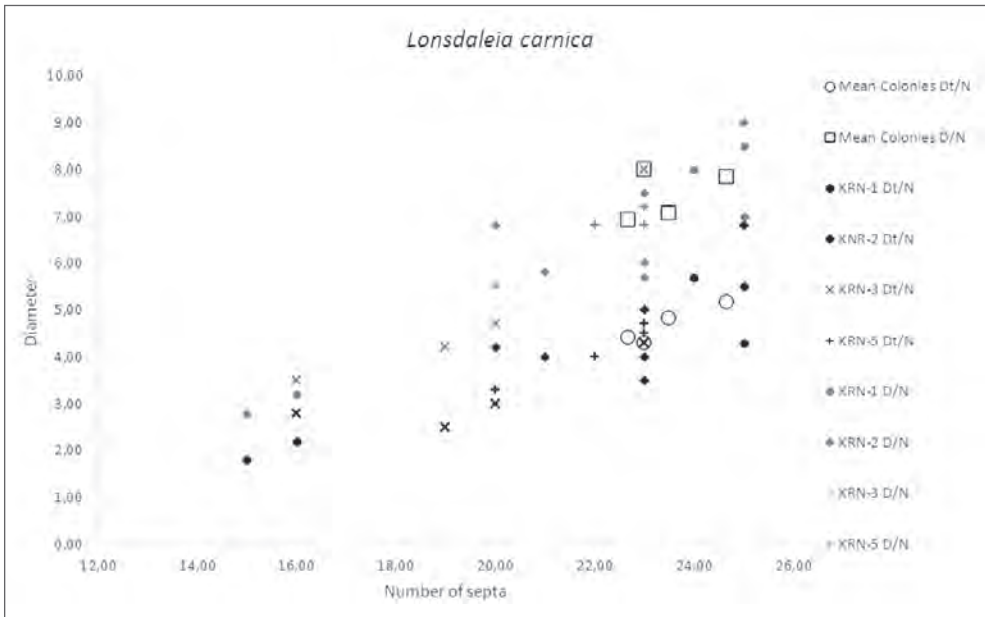
**Diagnosis:** *Lonsdaleia* with adult corallites ranging 5.5 to 8 mm in diameter, 4 to 5.5 mm in tabularium diameter and 22 to 25 septa of both orders. Minor septa well developed, penetrating slightly in the tabularium. Narrow dissepimentarium. Thick outer and inner walls.

**Description:** Fasciculate fragments of colonies of diverse size, but not larger than 20 cm in diameter and 15 cm in high. Most of them show compression and fragmentation (Text-Fig. 4-2). All colonies show a high proportion of young corallites. Adult corallites 5.5 to 8 mm in diameter with 22 to 25 septa of both orders (Text-Fig. 5). Major septa reaching or almost the axial structure. Cardinal septum usually connected with medial plate. Major septa thick, their even thicker peripheral border build the external wall. Some of the septa may be bent or additionally thickened in their inner border. Minor septa usually well developed, somewhat thinner than majors, penetrate slightly in tabularium. Both, major and minor septa may be continuous, reaching the external wall or forming crests on the wall and dissepiments (Text-Figs. 4-1, 3, 5, 6). Axial structure is well developed, usually densely packed, having a medial plate, between 8 and 20 radial lamellae and conical

axial tabellae. Periaxial tabellae complete, sometimes divided, concave, mostly horizontal and upturned near axial corallite (Text-Figs. 4-3, 5, 6, 8, 9). Periaxial cones present. Dissepimentarium narrow, from one-fourth to one-fifth of corallite radius in width, composed of irregular transeptal and interseptal dissepiments. In longitudinal section dissepiments are in one, sometimes two series, abaxially declined, elongate to subglobose. Inner margin of dissepimentarium usually strongly thickened. Outer wall festooned, composed of the thickened peripheral borders of the septa. Young offsets develop at advanced adult stage of parent corallites. Commonly two or three corallites appear simultaneously (Text-Fig. 4-4).

Microstructure is not described in detail because it is mostly recrystallized. Most septa show relicts of fibrous microstructure, thickenings of septa, dissepiments and tabulae show relicts of lamellae.

**Remarks:** The genus *Lonsdaleia* MCCOY has been usually divided in two subgenera, *L. (Actinocyathus)* D'ORBIGNY and *L. (Lonsdaleia)*. An additional subgenus, *L. (Serraphyllum)* POTY & HECKER was described by POTY & HECKER (2003) for intermediate forms. The different colonial habit has been re-



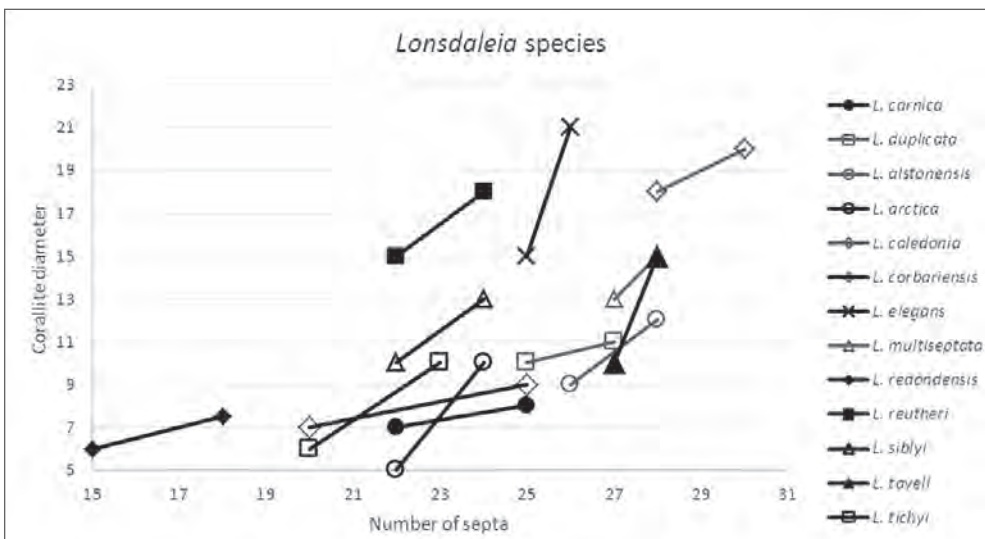
Text-Fig. 5. Relationships between number of septa and corallite and tabularium diameter. Black symbols indicate the N/Dt relationship in *Lonsdaleia carnica*. Grey symbols indicate the N/D relationship. All measurable sections have been included in the graph, but means of each colony have been calculated including only the sections in adult stage. The colony KRN-4 has been not measured, because it is completely broken and compressed. The low number of measured corallites in each colony is due to the same reason, in this case a partial compression and fragmentation.

garded usually as diagnostic for distinguishing genera. So, we consider here only the fasciculate species under the generic name of *Lonsdaleia* regarding *Actinocyathus* as a separate genus. More than forty species have been assigned to the genus *Lonsdaleia* from which nearly thirty have been described in the Central and Western Palaeotethys. Important analysis on the morphology of the genus can be found in SMITH (1915), DOBROLYUBOVA (1958), POTY & HECKER (2003) and HECKER (2010, 2012). The main features used for discriminating species are: 1) development of the minor septa, 2) development of lonsdaleoid (transeptal) dissepiments, 3) size and complexity of the axial structure, 4) thickening of structures, 5) diameter and number of septa. We checked the features 1 and 2 in most if not all the species described in the Central and Western Palaeotethys in order to compare with the specimens from Carnic Alps, and discarded those that show absence or low development of minor septa and wide lonsdaleoid dissepimentarium. Those species showing well-developed minor septa and narrow dissepimentarium were included in the N/D and N/Dt graphs of Text-Figures 6 and 7 for comparison. In addition, the type species and some species that

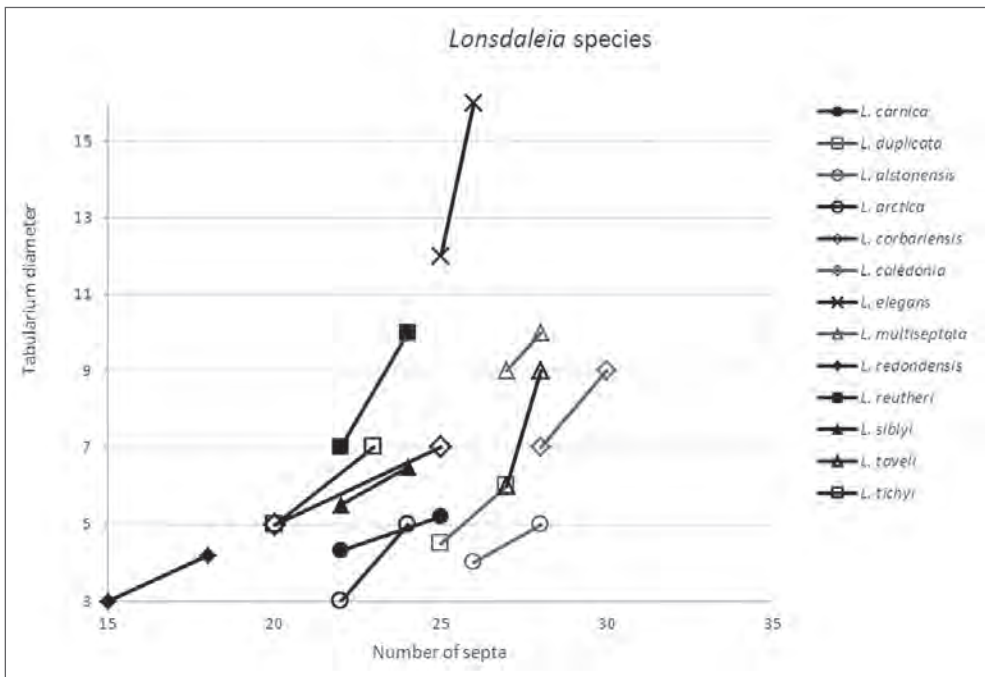
are quite close geographically were also included in the graphs. Both, tabularium diameter and corallite diameter have been used in the comparison because the tabularium diameter is the most reliable dimension to compare with the number of septa, but in some old descriptions this feature is not included.

Most species represented in Text-Figures 6 and 7 are clearly distinguishable from the specimens from Hochwipfel Formation by much higher number of septa or larger diameter (Text-Fig. 6). So, *L. duplicata* (MARTIN), *L. alstonensis* SMITH, *L. multiseptata* DOBROLYUBOVA, *L. taveli* ALTMARK and *L. caledonia* SMITH show much higher number of septa and *L. siblyi* SMITH, *L. reutheri* BOLL and *L. elegans* DOBROLYUBOVA show much larger corallite diameter. *L. redondensis* POTY & HECKER shows smaller diameter and number of septa.

Some other species show similar dimensions and number of septa (*L. arctica* GORSKY, *L. tichyi* DOBROLYUBOVA and *L. corbariensis* SEMENOFF-TIAN-CHANSKY & OVTRACHT) and need further comparisons. Text-Figure 7, where the comparison is made on the basis of the tabularium diameter, shows also conspicuous differences of the Carnic specimens



Text-Fig. 6. Comparison of the relationship number of septa/corallite diameter in some of the species described in the Central and Western Palaeotethys.



Text-Fig. 7. Comparison of the relationship number of septa/tabularium diameter in some of the species described in the Central and Western Palaeotethys.

with *L. tichyi* DOBROLYUBOVA and *L. corbariensis* SEMENOFF-TIAN-CHANSKY & OVTRACHT, which have larger tabularium diameter. Consequently, the most similar species seems to be *L. arctica* GORSKY, which shows well-developed minor septa and similar dimensions. But that species shows much thinner structures, larger development of lonsdaleoid dissepiments and more regular axial structure. Consequently, the specimens from Hochwipfel Formation can be regarded as a new species.

## Discussion

The assemblage recorded in the studied block is quite diverse and can be interpreted as being developed in mounds or reefs. The occurrence of both, micropeloidal texture and skeletal components defines the environment as a cluster or segment reef (RIDING, 2002). As the main skeletal components seem to be coral colonies and algae mats in growth position, it can be regarded as a cluster reef. The complete assemblage and the disposition of components indicate that the block originated in a patch reef or skeletal mound. The presence of abundant algae and cyanobacteria indicates a shallow environment in the photic zone.

Fragmentation is common in many bioclasts, indicating an environment of high energy, but most fragmentation can be interpreted as produced during the shift of the block in submarine debris flows. The presence of abundant micrite and micropeloidal texture of microbial origin indicates long periods of quiet water. If periods of high energy affected to the environment, they were not persistent, allowing the deposition of fine calcareous lime during the quiet periods. In addition, crinoidal rests show long portions of stems with articulated plates, indicating that their first sedimentation was in an environment with low water movement. On the contrary, those stems would be completely disarticulated (Text-Fig. 2: 2, upper left). The abundance of

colonial rugose corals that need a hard substrate indicates that condition, but the presence of burrowers such as *Thartharella* indicates initial soft bottom, probably due to the sedimentation of micrite and the production of micropeloidal boundstone by microbial communities (SAMANKASSOU, 2001). So, the hard substrate, necessary for the attachment of the coral larvae, was probably provided by the abundance of bioclasts.

The complete assemblage shows many similarities with previously described facies in the same Formation (FLÜGEL & SCHÖNLAUB, 1990; AMLER et al., 1991; KRÄINER & VACHARD, 2015), but also some conspicuous peculiarities. Most components have been previously recorded in the Kirchbach limestone (corals, bryozoans, brachiopods, molluscs, ostracods, echinoderm plates, cyanobacteria and algae, etc.), but the presence of syringoporoids and colonial rugose corals in growth position and dasycladaceans of the genus *Anatolipora* have been not previously recorded. The building microfacies previously described was bindstone with fenestral fabric or bafflestone of "*Pseudodonezella*", but coral-bryozoan boundstone is new in this Formation. Most limestone clasts coming from shallow water in the Kirchbach limestone have been regarded as originated in "*fully marine shelf environment of moderate to high water energy*" or in "*very shallow restricted environment*" (KRÄINER & VACHARD, 2015: 418). The facies of the studied block does not fit with the second possibility but represents a different facies in the fully marine shelf environment.

The recorded corals, foraminifers and algae have long-range stratigraphical distribution (CÓZAR, pers. com.). Therefore, the age of the assemblage could be either late Viséan or Serpukhovian. The genus *Lonsdaleia* is absent in the Upper Viséan from some areas in the Western Palaeotethys such as Southwest Spain (RODRÍGUEZ et al., 2016), North Africa (SEMENOFF-TIAN-CHANSKY, 1985; SAID et al., 2013) and is common in the Serpukhovian from Moscow and Donets Basins (DOBROLYUBOVA, 1958; VASSILJUK, 1960), but it has been also recorded in the Upper Visé-

an from Britain (HILL, 1940), Belgium (POTY, 1981), Moscow (DOBROLYUBOVA, 1958) and Donets Basins (VASSILJUK, 1960). Therefore, a Serpukhovian age is more probable but a latest Viséan one cannot be discarded.

A peculiarity of the genus *Lonsdaleia* is, that most occurrences of this genus in the northern rim of the southern branch of Palaeotethys (VACHARD et al., 2006; SOMERVILLE et al., 2013; KRAINER & VACHARD, 2015) are located in limestone debris or turbidite facies. That is the case in the debris of Marbella Formation at the Betic Cordillera, Spain (HERBIG, 1986), in the Culm from Hautes Corbières, France (SEMENOFF-TIAN-CHANSKY & OVTRACHT, 1965), in the olistoliths of the Roque Redonde and Rock de Murviel Formations at the Montagne Noir (POTY & HECKER, 2003). They are always species having small corallites. The age of these occurrences varies from latest Viséan to Serpukhovian. Such distribution of occurrences is related with the Variscan geodynamics that in the Viséan produced a quick approach between Gondwana and Laurussia, producing the collapse of shallow platforms in Flysch basins, but also is related with the habitat occupied by the species with small corallites of that genus, that in many cases lived close to the border of those platforms, whereas most species living in shallow stable platforms such as the Moscow Basin (DOBROLYUBOVA, 1958; POTY & HECKER, 2003) or the Tindouf Basin (RODRÍGUEZ et al., 2013) had large corallites and broad dissepimentariums.

## Conclusions

1. A large boulder of reefal limestone, which we regard as has been recorded as olistolith in the Kirchbach Formation, contains corals, bryozoans and algae as main building organisms and microbial textures. Accessory components are highly diverse, including crinoids, bra-

chiopods, molluscs, trilobites, ostracods, worms and foraminifers.

2. The main builder components are colonies of the rugose coral *Lonsdaleia carnica* sp. nov., which show small corallites, well developed minor septa, narrow lonsdaleoid dissepimentarium and conspicuous thickenings as main diagnostic features.
3. Microfacies are diverse in one single block: mostly bafflestone, bindstone, packstone and wackestone. A polymictic limestone breccia shows erosive contact on the built microfacies.
4. The fossil assemblage is composed mostly of long-range genera; consequently, no precise age is given. The most probable age is Serpukhovian, but latest Viséan cannot be discarded.
5. Since the limestone slab was transported from a shallow water platform into the Flysch basin of the Hochwipfel Formation, the time of deposition might be slightly younger. To conclude, a Serpukhovian or even an early Bashkirian age is suggested for the Kirchbach Formation interbedded in the synorogenic Hochwipfel Formation, which, according to Herbert Kabon, roughly coincides with the appearance of the floral subgenus *Mesocalamites* at the base of the Serpukhovian.

## Acknowledgements

The present research has been carried out with funds provided by the Research project CGL2016-78738-P of the Spanish Ministry of Research and Innovation. The thin sections used for this study were prepared by ISABEL DÍAZ. The authors wish to thank PEDRO CÓZAR for the identification of some foraminifers and algae.

## References

- AMLER, M.R.W., CONIL, R. & KRATZ, K.R. (1991): Foraminifers from the Kirchbach Limestone (Carnic Alps, Austria). – *Geologica et Palaeontologica*, **25**, 111–121, Marburg.
- DOBROLYUBOVA, T.A. (1958): Niznekamennougolnye kolonialnye chetyrechluchevye korally Russkoi platformy. – *Trudy Paleontologičeskogo Instituta*, **70**, 1–216, Moskva.
- FLÜGEL, E. & SCHÖNLAUB, H.P. (1990): Exotic limestone clasts in the Carboniferous of the Carnic Alps and Nötsch. – In: VENTURINI, C. & KRAINER, K. (Eds.): *Proceedings of field workshop on Carboniferous to Permian sequence of the Pramollo-Nassfeld Basin (Carnic Alps)*, 15–19, Udine.
- HECKER, M.R. (2010): Some aspects of evolution in the *Lonsdaleia* (*Actinocyathus*) *crassiconus* species-group. – *Palaeoworld*, **19**, 316–324, Amsterdam.
- HECKER, M.R. (2012): Biform tabularium and periaxial cones in *Lonsdaleia* McCoy, 1849 (Rugosa). – *Geologica Belgica*, **15/4**, 304–307, Bruxelles.
- HERBIG, H.G. (1986): Rugosa and Heterocorallia aus Obervisé- Geröllen der Marbella Formation (Betsche Kordillere, Südspanien). – *Paläontologische Zeitschrift*, **60/3–4**, 189–225, Berlin-Heidelberg.
- HILL, D. (1938–1941): A monograph on the Carboniferous rugose corals of Scotland. – *Palaeontological Society of London Monograph*, Pt. **1** (1–78), Pt. **2** (79–114), Pt. **3** (115–204), London.
- KRAINER, K. & VACHARD, D. (2015): Late Viséan (MFZ14) foraminifers and algae from the Kirchbach Limestone (Carnic Alps, Austria) and geological implications. – *Facies*, **61/1**, 1–23, Berlin-Heidelberg.
- MCCOY, F. (1849): On some new genera and species of Palaeozoic Corals and Foraminifera. – *Annals and Magazine of Natural History*, **2/3**, 1–20, 119–136, London.
- MILNE-EDWARDS, H. & HAIME, J. (1850–1855): A Monograph of the British fossil corals, **1850** (1–71), **1852** (147–210), **1853** (211–244), **1855** (245–299), *Palaeontographical Society*, London.
- MILNE-EDWARDS, H. & HAIME, J. (1851): Monographie des polypiers fossiles des terrains paleozoiques. – *Archives du Museum d’Histoire Naturelle*, **5**, 1–502, Paris.
- POTY, E. (1981): Recherches sur les Tétracoralliaires et les Hétérocoralliaires du Viséan de la Belgique. – *Mededelingen Rijks Geologische Dienst*, **35/1**, 1–161, Haarlem.



- POTY, E. & HECKER, M.R. (2003): Parallel evolution in European rugose corals of the genus *Lonsdaleia* McCoy, 1849 (Lower Carboniferous). – Bulletin de l'Institut Royal des Sciences Naturelles de Belgique, Sciences de la terre, **73**, 109–135, Bruxelles.
- RIDING, R. (2002): Structure and composition of organic reefs and carbonate mud mounds: concepts and categories. – Earth Science Reviews, **58**/1–2, 163–231, Amsterdam.
- RODRÍGUEZ, S., SOMERVILLE, I.D., SAID, I. & CÓZAR, P. (2013): An Upper Viséan (Asbian and Brigantian) and Serpukhovian coral succession at Djebel Ouarkiz (Northern Tindouf Basin, Southern Morocco). – Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, **119**/1, 3–17, Milano.
- RODRÍGUEZ, S., SOMERVILLE, I.D., CÓZAR, P., CORONADO, I. & SAID, I. (2016): Inventory and analysis of the distribution of Viséan corals from the Guadiato Area (Córdoba, SW Spain). – Spanish Journal of Palaeontology, **31**/1, 181–220, Madrid.
- SAID, I., SOMERVILLE, I.D., RODRÍGUEZ, S. & CÓZAR, P. (2013): Mississippian corals from the Khenifra Area, central Morocco: variation in assemblages related to changes in facies and paleoecology. – Gondwana Research, **23**, 367–379, Amsterdam.
- SAMANKASSOU, E. (2001): Internal structure and depositional environment of Late Carboniferous mounds from San Emiliano Formation, Cármenes Syncline, Cantabrian Mountains, Northern Spain. – Sedimentary Geology, **145**/3–4, 235–252, Amsterdam.
- SCHÖNLAUB, H.P. (1981): Bericht 1978 über Aufnahmen im Paläozoikum auf Blatt 198, Weißbriach. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1979**, A 154–A 155, Wien.
- SCHÖNLAUB, H.P. (1983): Bericht 1979 über geologische Aufnahmen im Paläozoikum auf Blatt 198, Weißbriach. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1980**, A 131–A 134, Wien.
- SCHÖNLAUB, H.P. (Red.) (1987): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 198 Weißbriach. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- SCHÖNLAUB, H.P., SPALLETTA, C. & VENTURINI, C. (2015): Kirchbach Formation. – In: CORRADINI, C. & SUTTNER, T. (Eds.): The Pre-Variscan sequence of the Carnic Alps (Austria and Italy). – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **69**, 148–150, Wien.
- SEMENOFF-TIAN-CHANSKY, P. (1985): Corals, North Africa. – In: WAGNER, R.H., WINKLER PRINS, C.F. & GRANADOS, L.F. (Eds.): The Carboniferous of the world. 2. Australia, Indian Subcontinent, South Africa, South America, and North Africa, 374–381, Madrid.
- SEMENOFF-TIAN-CHANSKY, P. & OVTRACHT, A. (1965): Madréporaires du Carbonifère des Hautes Corbières. – Bulletin de la Société Géologique de France, Compte rendu sommaire des seances, **7**, 722–732, Paris.
- SMITH, S. (1915): The genus *Lonsdaleia* and *Dibunophyllum rugosum* (McCoy). – Quarterly Journal of the Geological Society, **71**, 218–272, London.
- SOMERVILLE, I.D., CÓZAR, P., SAID, I., VACHARD, D., MEDINA-VAREA, P. & RODRÍGUEZ, S. (2013): Palaeobiogeographical constraints on the distribution of foraminifers and rugose corals in the Mississippian Tindouf Basin, S. Morocco. – Journal of Palaeogeography, **2**, 1–18, Beijing.
- SPASSKY, N.J. (1974): Dialekticheskoe edinstvo prostranstvenovremennykh zakonomernostey evolyutsii (na primere chetyrekhluchevykh korallov). – Gornik Institut, Zapinski, **59**/2, 127–135, Leningrad.
- VACHARD, D., PILLE, L., ARETZ, M., HERBIG, H.-G. & CÓZAR, P. (2006): Eovelebitella (dasyclad algae) and importance of its Brigantian subprovince within the western Palaeotethys. – In: ARETZ, M. & HERBIG, H.-G. (Eds.): Carboniferous conference Cologne. From platform to basin, September 4–10, 2006: Program and abstracts. – Kölner Forum Geologie, **15**, 120–121, Köln.
- VASSILJUK, N.P. (1960): Niznekamennougolnie koralli Donetzkogo basseina. – Trudy Instituta Geologicheskoy Nauk Ukrainy, **13**, 1–179, Kiev.





## Eine Revision des Begriffes „Further Kalk“ bei Furth an der Triesting in den Gutensteiner Alpen (Niederösterreich)

MICHAEL MOSER<sup>1</sup> & OLGA PIROS<sup>2</sup>

1 Abbildung, 1 Tafel

Österreichische Karte 1:50.000

BMN / UTM

75 Puchberg am Schneeberg / NL 33-02-06 Pernitz

Niederösterreich

Kalkvoralpen

Mitteltrias

Annaberger Kalk

Steinalm-Formation

Stratigrafie

### Inhalt

Zusammenfassung	59
Abstract	59
Einleitung	60
Lithologie und Stratigrafie	61
Tafel	62
Literatur	64

### Zusammenfassung

Die Bezeichnung „Further Kalk“ ist von TOLLMANN (1965: 120) für mittel- bis dunkelgraue, undeutlich gebankte, dolomitische Kalke mit löchrig bis rauwackenartiger Verwitterung, die das gesamte Anisium und vielleicht auch Ladinium umfassen sollen, eingeführt worden. Eine Begutachtung dieses Kalktypus durch eine Begehung im Bereich des Typusgebietes des Further Kalkes (Ruhberg, Rittsteig, Felswände bei Furth an der Triesting) ergab jedoch, dass die von TOLLMANN (1965: 120) und HERTWECK (1961: 13) beschriebenen Kalke zum größten Teil dem unter- und mittel-anisischen Annaberger Kalk entsprechen. Die von beiden Autoren angeführten Rauwackenzüge sind keinem eindeutigen stratigrafischen Horizont zuzuordnen und sind rein tektonischer Natur. Dolomitisierung tritt nur in geringem Umfang auf und ist ebenso sekundärer Natur. „Löchrige Gefüge“ können jedoch gelegentlich in Form von sogenannten „Messerstichkalke“ beobachtet werden. Diese können Lösungshohlräume von Gipskristallen darstellen und als Hinweis auf hypersalinare Ablagerungsbedingungen gewertet werden. Dies bedeutet, dass der Annaberger Kalk unter deutlich flacheren Ablagerungsbedingungen als die Gutenstein-Formation gebildet worden ist (MOSER & TANZBERGER, 2015: 238). Die im Südosten des Kalkzuges des Ruhberges (634 m) auftretenden fossilführenden Steinalmkalke bilden das Hangende des Annaberger Kalkes und engen dessen Alter auf Bithynium bis Pelsonium ein.

### A revision of the term “Further Kalk” (“Furth-limestone”) near the village Furth an der Triesting within the Gutenstein Alps (Lower Austria)

#### Abstract

The introduction of the lithostratigraphic term “Further Kalk” (“Furth-limestone”) goes back to TOLLMANN (1965: 120), who describes it as a mid- and dark-grey, vague bedded, dolomitic limestone, full of holes and cellular structures. The lithostratigraphic age of the “Further Kalk” shall comprise the whole Anisian and maybe the Ladinian. An examination of this type of limestone in its type region (Ruhberg, Rittsteig, rock face near the village of Furth an der Triesting), however, shows that it corresponds for the most time to the lower- and mid-anisian “Annaberg-limestone”. The cellular structures (“Rauwacken”) do not fit to a distinct stratigraphic horizon and seem to be weathered tectonic breccias. Dolomitisation is only small and secondary. Flat hole-structures in the limestones (“Messerstichkalke”) can represent solution cavities of gypsum. These can be considered as hint to hypersaline conditions in the sedimentation. That means that the depositional conditions of “Annaberg-limestone” are much more shallow-marine than likewise that of Gutenstein Formation (MOSER & TANZBERGER, 2015: 238). The (stratigraphic) hanging wall of “Annaberg-limestone” is postdated by fossiliferous, light-grey lagoonal limestone of “Steinalm-Formation”, which confirms the stratigraphic age of the underlying “Annaberg-limestone” as Bithynian to Pelsonian.

1 MICHAEL MOSER: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien. michael.moser@geologie.ac.at  
2 OLGA PIROS: Geological Institute of Hungary, Stefania ut 14, 1143 Budapest, Ungarn. piros.olga@mfgi.hu

## Einleitung

Bereits HERTWECK (1961: 12–13) ist die lithologisch sehr heterogene Ausbildung der anisischen Gesteinsserien der Gölle-Decke im Bereich der Gutensteiner Alpen aufgefallen. Er beschreibt dabei drei verschiedene Typen von „Gutensteiner Kalk und Dolomit“ der anisischen Stufe und trennt davon, mit lithostratigrafischer Unsicherheit behaftet, einen „dolomitischen Kalk“ der „anisischen und ladinischen Stufe“ ab. Dabei scheinen ihm vor allem eine etwas dolomitischere Ausbildung der Kalke und das Vorhandensein von löchrigen Rauwacken Grund genug für eine Abtrennung eines eigenen Gesteinstypus von den eindeutig als anisischer Gutensteiner Kalk anzusprechenden Gesteinen gewesen zu sein. Dieser Gesteinstyp hat sich auch in einer eigenen Legendenausscheidung auf der Geologischen Karte 1:50.000, Blatt 75 Puchberg am Schneeberg, nämlich „Further Kalk“ (Anisium–Ladinium), niedergeschlagen (SUMMESBERGER, 1991), wobei der Formationsbegriff „Further Kalk“ auf TOLLMANN (1965: 120) zurückzuführen ist. Diesen Begriff prägte TOLLMANN (1965) ursprünglich in Bezug auf verschiedene mittel- bis dunkelgraue, undeutlich dick gebankte, dolomitische, rauwackig anwitternde Kalke im Bereich der Sulzbach-Decke bei der Sägemühle, 1 km westlich unterhalb Annaberg, und verglich diese, vor allem aufgrund ihrer dolomitischen, zellig-löchrigen Ausbildung, mit den von HERTWECK (1961: 13) beschriebenen „dolomitischen Kalcken“ der „anisischen und ladinischen Stufe“ in der Nähe von Furth an der Triesting (Abb. 1).

In der nun vorliegenden Arbeit soll nachgewiesen werden, dass ein neuer Formationsbegriff „Further Kalk“ für die Mitteltrias-Gesteine der Kalkvorlpen nicht notwendig erscheint und aufgrund lithostratigrafischer, als auch tektonischer Überlegungen überflüssig wird. Die in dem langgestreckten Kalkzug zwischen Ebelthal (mit einem kleinen

Steinbruch), Ruhberg (634 m), Gehöft Rittsteig, Furth (Felswände an der Straße) und Tannberg (677 m) beobachteten Kalktypen entsprechen zur Gänze dem von TOLLMANN (1965: 118) beschriebenen Annaberger Kalk.

Dabei kann ein ladinisches Alter des als Annaberger Kalk angesprochenen „Further Kalkes“ gänzlich ausgeschlossen werden, da der Annaberger Kalk des Ruhberges (634 m) eindeutig von lichtgrauem, reichlich anisische Dasycladaceen führendem Steinalmkalk des mittleren Anisiums überlagert wird. Aus zwei Schliffproben, die dem Steinalmkalk an der Ostflanke des Ruhberges entnommen wurden, konnte von Olga Piros (MAFI Budapest) eine sehr monospezifische Dasycladaceenflora aus *Poncetella hexaster* (PIA) GÜVENÇ bestimmt werden (Taf. 1, Fig. 4). In ähnlicher Weise sind die lichtgrauen Kalke und Dolomite des Steinwandzuges von WESSELY (1984: 4) als Steinalmkalk und Steinalmdolomit erkannt worden und mit Dasycladaceen (*Physoporella pauciforata pauciforata* BYSTRICKÝ) und Foraminiferen (*Meandrospira dinarica* KOCHANSKY & PANTIC) in das mittlere Anisium eingestuft worden. Weiters kann aus dem Steinalmkalk des Ruhberges auch die für das Anisium typische Foraminifere *Endothyranella bicamerata* SALAJ, 1967 angeführt werden.

Die Dolomitisierung ist meistens nur gering und partiell, wobei eine selektive Dolomitisierung von einzelnen Komponenten durchaus auch im Annaberger Kalk beobachtet werden kann. Die von TOLLMANN (1965) und HERTWECK (1961) angeführte zellig-löchrige Verwitterung sowie die Ausbildung von Rauwacken ist eindeutig nicht horizontbeständig und mit großer Wahrscheinlichkeit an Scherzonen gebunden. Die Rauwacken sind als tektonische Brekzie zu betrachten, deren Entstehung mit den Überschiebungsbewegungen der Gölle-Decke an der „Gutenstein-Furth-Linie“ in Zusammenhang stehen dürfte.

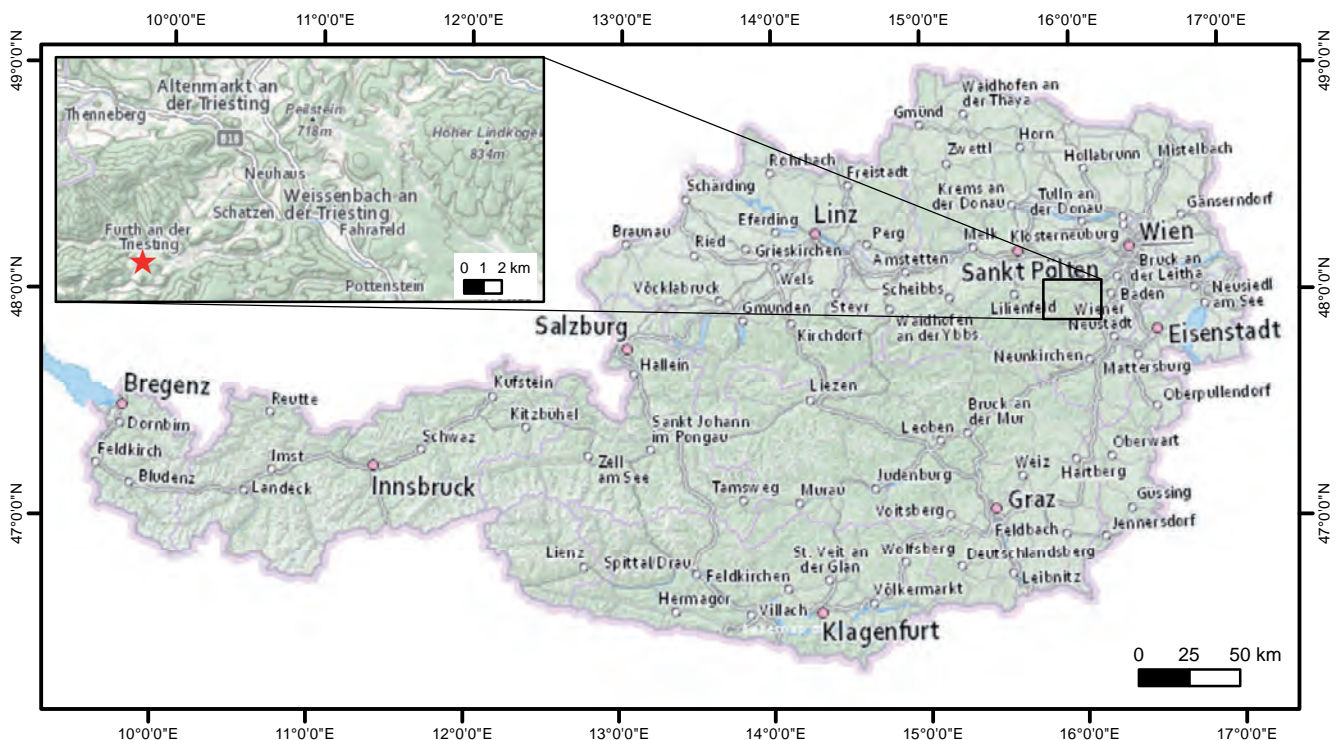


Abb. 1. Lage des Gebietes in Österreich (Datenquelle: basemap.at).

## Lithologie und Stratigrafie

Bei den am Ruhberg (1 km südlich Furth) und in den Felswänden an der Landesstraße L 4034 (500 m südöstlich Furth) aufgeschlossenen Gesteinsserien handelt es sich in der Hauptmasse um meist mehr oder weniger stark bituminöse, dunkelgraue, schwarze oder braungraue, seltener mittelgraue, massig erscheinende, feinspätiige und sehr fossilarme Kalksteine (Taf. 1, Figs. 1, 2). Dieser Beschreibung entsprechen am ehesten die Gesteine des Annaberger Kalkes, den TOLLMANN (1965: 118) als „*grauen, dickbankig oder massig ausgebildeten Kalk des mittleren Anisiums*“ definiert. An Biogenen kann nur gelegentlich etwas feine Crinoidenstreu beobachtet werden. Die von TOLLMANN (1965) und HERTWECK (1961) beschriebenen Rauwacken spielen nur eine untergeordnete Rolle und sind, wie in der Einleitung bereits erwähnt, als tektonische Bildungen zu betrachten, da sie keine stratigrafisch definierbaren Horizonte ausbilden. Beim Anschlagen erweisen sich die Rauwacken als mittel- bis dunkelgraue Kalkbrekzien, in der schwarze und kantige Kalklithoklasten in einer karbonatischen Matrix schwimmen. Durch die Position der Annaberger Kalke sehr nahe an der Deckenstirn bzw. Überschiebungsbahn der Göller-Decke über die Gosau-Sedimente der Unterberg- und Reisalpen-Decke („Gutenstein-Furth-Linie“) sind die Kalke tektonisch stark beansprucht worden, stark geklüftet und im Bereich der Rauwackenzüge brekziiert, sodass ein insgesamt massiges Erscheinungsbild der ursprünglich wahrscheinlich dickbankigen Kalke vorgetäuscht wird. Als Sedimentstruktur wird von HERTWECK (1961: 13) eine deutliche Bänderung beschrieben, die der gelegentlich im Annaberger Kalk zu beobachtenden Feinschichtung entsprechen dürfte. Mit Ausnahme des massigen Erscheinungsbildes und des offensichtlichen Fehlens von Bioturbationsgefügen entspricht die Ausbildung des Annaberger Kalkes bei Furth an der Triesting bzw. am Ruhberg etwa auch den Beschreibungen des Annaberger Kalkes durch MOSER & TANZBERGER (2015: 238) am Scheibenberg im Mendingbachtal (Steiermark) bzw. jenen von MOSER & PIROS (2015: 222) auf den Brandmäuern bei Puchenstuben (Niederösterreich). Die im Annaberger Kalk zu beobachtenden „Messerstichkalke“, also Kalksteine mit flachen, einstichartigen Hohlraumgefügen, sind auch im „Further Kalk“ zu beobachten und können als Hinweis auf hypersalinare Ablagerungsbedingungen unter Ausfällung von Evaporitmineralen (v.a. Gipskristallen) gewertet werden (Taf. 1, Fig. 3). Die später diagenetisch wieder herausgelösten Gipskristalle haben diese charakteristischen Hohlraumgefüge hinterlassen. Sie sind in jedem Fall ein guter Hinweis auf den einstmals flachmarinen Faziesbereich des Annaberger Kalkes, wie er auch von MOSER & TANZBERGER (2015: 238) für die Annaberger Kalke des Scheibenberg-Gamssteinzuges in der Steiermark (Palfau) angenommen worden ist. Die in letztgenannter Arbeit durchgeführten, an der Mikrofazies von Karbonatgesteinen orientierten Beschreibungen des Annaberger Kalkes können als wesentlich präziser bezeichnet werden, als die noch recht allgemein gehaltenen, rein lithologischen Gesteinsbeschreibungen durch TOLLMANN (1965) und HERTWECK (1961). Lediglich LEIN et al. (2010: 165) fügen in einer Arbeit über die „Annaberger Wende“ eine zusätzliche Definition für die „Annaberger-Formation“ als „*dunklen, hemipelagisch beeinflussten, zum Teil dickgebantkten und bituminösen Kalk*“ ein und

betonen dessen lithostratigrafische Position im Liegenden der Steinalmkalk-Karbonatrampe. Für das chronostratigrafische Alter des Annaberger Kalkes ist somit dessen Position stets im Liegenden der fossilbelegten mittelanisichen Steinalm-Formation von Bedeutung. Dabei kann ein allmählicher Übergang von der sauerstoffarmen-reduzierenden, fossilarmen, seichten oder gering tiefen Stillwasserfazies des Annaberger Kalkes in die sauerstoffreiche, höherenergetische, fossilreiche, lagunenähnliche Seichtwasserfazies der Steinalm-Formation im Hangenden beobachtet werden (MOSER & TANZBERGER, 2015: 238). Demnach dürfte der Annaberger Kalk – im Hangenden der Gutenstein-Formation – Teile des oberen Bithyniums und – im Liegenden der Steinalm-Formation – basale Anteile des Pelsoniums stratigrafisch umfassen und den Übergang von der reduzierenden, teilweise pelagischen Beckenfazies der Gutenstein-Formation in die lagunäre Seichtwasserfazies der Steinalm-Formation darstellen („Annaberger Wende“ bei LEIN et al., 2010: 165).

Im Bereich des Ruhberges (634 m) bei Furth an der Triesting kann angenommen werden, dass der Annaberger Kalk NE–SW, also parallel zur Deckengrenze der Göller-Decke („Gutenstein-Furth-Linie“) streicht. Dabei folgen an der Südostflanke des Bergzuges die hangenden, lichtgrauen, onkoidischen Dasycladaceenkalke der Steinalm-Formation und belegen somit indirekt das rein anisische Alter des darunter am Ruhberg ausgebildeten Annaberger Kalkes bzw. ehemaligen „Further Kalkes“. Die von TOLLMANN (1965) und HERTWECK (1961) vermuteten ladinischen Anteile fehlen und wären auch nicht zu erwarten. Die fälschliche Annahme des ladinischen Alters beruhte auf der falschen stratigrafischen Einstufung des mittelanisichen „Steinwandzuges“ in das Ladinium als „Wettersteinkalk“ (HERTWECK, 1961: 16), der jedoch von WESSELY (1984), unter Beschreibung der mittelanisichen Fossilien *Meandrospira dinarica* KOCHANSKY & PANTIC und *Physoporella pauciforata* BYSTRICKÝ, zur Steinalm-Formation erklärt worden ist. Die an der Südostflanke des Ruhberges auftretende Steinalm-Formation dürfte sich allerdings an der anderen, westlichen Flanke des Mitteltriaszuges von Furth bis in den Bereich der „Steinwand“ fortsetzen.

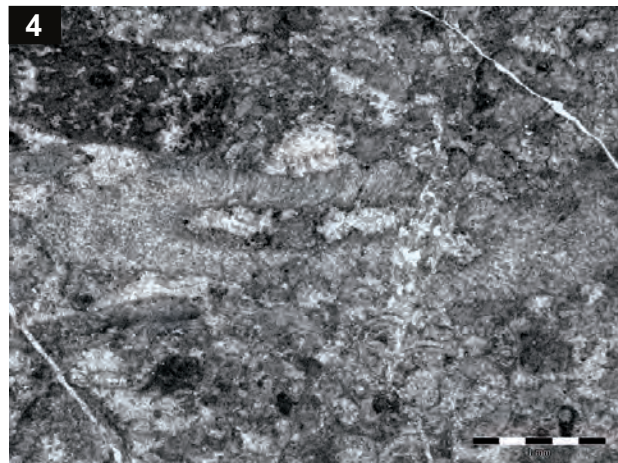
Wichtig bleibt anzumerken, dass die von HERTWECK (1961) im Bereich „Hochwald“ (919 m), „Stocker“ (889 m) und „Eich“ (808 m) ausgeschiedenen Wettersteinkalke und Wettersteindolomite nichts mit dem Zug mittelanisicher Gesteine zwischen Tannberg–Furth–Steinwand zu tun haben, da es sich bei diesen Vorkommen tatsächlich um charakteristisch kalkschwammreiche Wetterstein-Riffkalke handelt. Deren ladinisches Alter ist durch den Fund eines Bruchstückes von *Colospongia catenulata* OTT am Eich, etwas oberhalb der Hirschwände in 700 m Seehöhe, belegt. Auffällig für diese Zone ist das enge, tektonisch bedingte Nebeneinander und Übereinander von tieferanisichen Kalken der Gutenstein-Formation und den bereits ladinischen Wettersteinkalken und Wettersteindolomiten. Die dazwischen zu erwartenden Hornsteinknollenkalke der Reifling-Formation dürften hier stets (tektonisch bedingt) fehlen. Auffällig ist hier daher die geologisch ähnliche Situation wie beim Typusprofil der Gutenstein-Formation bei Gutenstein im Piestingtal, wobei die Riffentwicklung des Wettersteinkalkes zwischen Muggendorf und Furth einem etwas nördlicherem Ablagerungsraum (z.B. der Unterberg-Decke) hinzuzurechnen wäre.

---

## Tafel 1

### Lithologie des „Further“ bzw. Annaberger Kalkes bei Furth an der Triesting

- Fig. 1: Die an der Landstraße kurz vor Furth an der Triesting anstehenden Felswände aus Annaberger Kalk.
- Fig. 2: Das typische lithologische Erscheinungsbild des Annaberger Kalkes an der gleichen Lokalität: dunkelgrauer, bituminöser, fossilärmer, feinkörnig-feinspätiger, dickbankig-massiger Kalkstein.
- Fig. 3: Die für den Annaberger Kalk charakteristischen „Messerstichkalke“, deren schmale Hohlräume auf Lösung von Evaporitmineralien zurückzuführen sind.
- Fig. 4: *Poncetella hexaster* (PIA) GÜVENÇ aus einer Gesteinsprobe an der Ostflanke des Ruhberges (634 m).



## Literatur

HERTWECK, G. (1961): Die Geologie der Ötscherdecke im Gebiete der Triesting und der Piesting und die Frage der alpin-karpatischen Abbiegung in den niederösterreichischen Kalkalpen. – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich, **12**, 3–84, Wien.

LEIN, R., GAWLICK, H.-J. & KRYSZYN, L. (2010): Die Annaberger Wende: Neudefinition der Annaberg-Formation als Ausdruck der ersten Öffnungsphase der Neotethys im Bereich der Ostalpen. – Journal of Alpine Geology, **52**, 165–166, Wien.

MOSER, M. & PIROS, O. (2015): Neue biostratigrafische und lithostratigrafische Daten aus den niederösterreichischen Kalkvoralpen (Lassing, Göstling, Puchenstuben). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **155**, 217–233, Wien.

MOSER, M. & TANZBERGER, A. (2015): Mikrofazies und Stratigrafie des Gamssteines (Palfau, Steiermark). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **155**, 235–263, Wien.

SUMMESBERGER, H. (1991): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 75 Puchberg am Schneeberg. – Geologische Bundesanstalt, Wien.

TOLLMANN, A. (1965): Geologie der Kalkvoralpen im Ötscherland als Beispiel alpiner Deckentektonik. – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, **58**, 103–207, Wien.

WESSELY, G. (1984): Bericht 1983 über die geologische Kartierung auf Blatt 75 Puchberg. – 8 S., Geologische Bundesanstalt, Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 05795-RA/75/1983]



**Planktic foraminiferal biostratigraphy and paleoecology of the “Buntmergelserie” (Ultrahelvetic Zone, Campanian to Maastrichtian) in Upper Austria (Magdalenaberg and Hochhub areas)**

HOLGER GEBHARDT<sup>1</sup> & EVA HASENZAGEL<sup>2</sup>

4 Text-Figures, 3 Tables

Österreichische Karte 1:50.000  
 BMN / UTM  
 67 Grünau im Almtal  
 68 Kirchdorf an der Krems / NL 33-02-01 Kirchdorf an der Krems  
 69 Großraming / NL 33-02-02 Ternberg

Upper Austria  
 Ultrahelvetic Units  
 Foraminifera  
 Biostratigraphy  
 Paleoecology

**Contents**

Abstract ..... 65  
 Zusammenfassung ..... 65  
 Introduction ..... 66  
 Material, methods, and concepts ..... 66  
 Results ..... 68  
 Biostratigraphy ..... 68  
 Magdalenaberg area, Campanian ..... 69  
 Bramberger Bach near Hochhub, Maastrichtian ..... 69  
 Paleoecology ..... 70  
 Discussion and interpretation ..... 70  
 Conclusions ..... 70  
 Acknowledgements ..... 71  
 References ..... 71

**Abstract**

Early to Middle Campanian and Late Maastrichtian planktic foraminiferal assemblages provide new information on age and paleo-environments of the Ultrahelvetic Zone of Upper Austria. Index species indicate the *G. elevata*, *G. ventricosa*, and *A. mayaroensis* Zones. Quantitative analyses show that deposition took place at bathyal paleo-water depths of about 1,000 m or even at greater depths but above the carbonate compensation depth (CCD). Living conditions were generally stable and oligotrophic. Some exceptional assemblages point to increased mixed layer paleo-productivity indicated by reduced equilibrium species contents and increased contents of species with opportunistic reproductive strategy.

**Biostratigrafie und Paläoökologie planktischer Foraminiferen aus der Buntmergelserie (Ultrahelvetikum, Campanium bis Maastrichtium) in Oberösterreich (Magdalenaberg und Hochhub)**

**Zusammenfassung**

Planktische Foraminiferenassoziationen liefern neue Informationen über Alterseinstufungen und Umweltbedingungen im frühen bis mittleren Campanium und späten Maastrichtium des Ultrahelvetikums von Oberösterreich. Leitarten zeigen die *G. elevata*-, *G. ventricosa*- und *A. mayaroensis*-Zonen an. Auf Basis quantitativer Untersuchungen erfolgte die Ablagerung im bathyalen Bereich bei Wassertiefen um 1.000 m oder tiefer, jedoch oberhalb der Karbonat-Kompensationstiefe (CCD). Die Lebensbedingungen werden als allgemein stabil und oligotrophisch eingestuft. Davon abweichende Assoziationen deuten auf erhöhte Paläoproduktivität im Oberflächenwasser hin, die sich durch reduzierte Anteile von Gleichgewichtsarten und erhöhte Anteile von Arten mit opportunistischer Reproduktionsstrategie auszeichnen.

1 HOLGER GEBHARDT: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien. holger.gebhardt@geologie.ac.at  
 2 EVA HASENZAGEL: Universität Wien, Institut für Paläontologie, Althanstraße 14, 1090 Wien. eva.hasenzagel@univie.ac.at

## Introduction

The Ultrahelvetetic tectonic unit is a stripped part of the passive continental margin in the south of the European Plate (RUPP et al., 2011). Its paleo-slope sediments are combined to the so-called “Buntmergelserie” (variegated marls) and show an intensive internal imbrication as well as a generally southward dip (MAURER, 1971; BRAUSTINGL, 1988; EGGER et al., 2007a, b). Continuous sections within the “Buntmergelserie” are not known from Upper Austria. Ages of the “Buntmergelserie” reach from Early Cretaceous (Albian) to Eocene (Lutetian; RUPP et al., 2011). The occurrences of Ultrahelvetetic units became exposed as tectonic slices along dextral strike-slip faults and are sometimes called “Fenster” (tectonic windows; EGGER et al., 2007a, b; RUPP et al., 2011). Most of such slices are exposed within the Rhenodanubian Flysch-Zone (e.g., RUPP et al., 2011).

For many of the occurrences of Ultrahelvetetic rocks (Text-Fig. 1A), the exact ages of their sediments are not well evaluated and allocations to the “Buntmergelserie” were based mainly on lithology. Biostratigraphic information is available only for a few tectonic slices, e.g., by one sample from the “Hochhub-Fenster” (“Brambergerbachschichten”; BRAUNSTINGL, 1988). Consequently, an extensive sampling

and age determination of the rocks is needed. In this contribution we investigate grey and red marlstones from two of the tectonic slices in order to evaluate their depositional ages and paleo-environment based on its planktic foraminiferal assemblages.

STURM (1969) published one of the first descriptions of Late Cretaceous planktic foraminifera including a biostratigraphic zonation for Ultrahelvetetic strata from Upper Austria. Other (local or regional) zonations are sometimes based also on combinations of planktic and benthic foraminifera and were published from the Gosau Group of various areas such as Bavaria (HERM, 1962), Styria (KOLLMANN, 1963), and Salzburg state (WILLE-JANOSCHEK, 1966), or from Moravia (HANZLÍKOVÁ, 1972). Recently, WOLFGRING & WAGREICH (2016) and WOLFGRING et al. (2016) published modern foraminifera-based paleo-ecologic interpretations for Campanian strata of the Gosau Group.

In this contribution, we apply a modern global biostratigraphic concept (PREMOLI SILVA & VERGA, 2004). In addition to this, quantitative analyses of the planktic foraminiferal assemblages provide information on paleo-water depth, stability and trophic states of the paleo-environments.

## Material, methods, and concepts

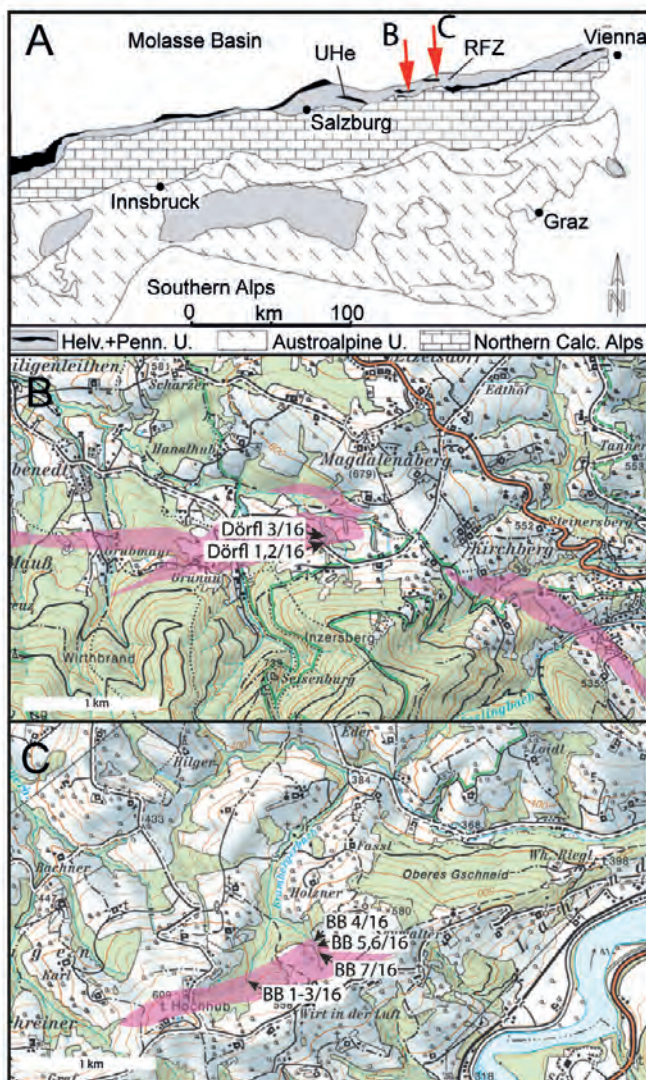
200 g of dry sediment were disintegrated with 5 % hydrogen peroxide solution and washed over a 0.063 mm sieve. The residue was dried and dry sieved into 0.063 to 0.125 and 0.125 to 1 mm fractions. In order to prevent uncertain species identification of juvenile specimens, counts and classifications were performed with the 0.125 to 1 mm fraction only. The samples were split into manageable subsamples (aliquots) and completely picked for foraminifera (morphotype separation). Specimens of index species were identified also in the complete sample (Tab. 1). All sample material is stored in the collection of the Geologische Bundesanstalt (collection numbers GBA 2018/009/0001ff.). We applied the taxonomic or biostratigraphic concepts published in CARON (1985), PREMOLI SILVA & VERGA (2004) or OGG et al. (2012).

Samples were collected by Hans Egger and Stjepan Ćorić (GBA) during fieldwork in 2016. Three samples from the Magdalenenberg area (samples Dörf 1–3/16; Text-Fig. 1B, Tabs. 1, 2) include red as well as grey marlstones. From the Hochhub area, all seven samples consist of grey marlstones (samples Bramberger Bach 1–7/16; Text-Fig. 1C, Tab. 1). Exact locations of sampled outcrops are shown in Table 3.

The washed material (residue) yielded, although not completely disaggregated, high numbers of microfossils. Among those, planktic foraminifera are most frequent.

Text-Fig. 1.

**A:** Location of the investigated occurrences (red arrows; B – Dörf, Magdalenenberg area, C – Bramberger Bach, Hochhub area) and tectonic map of the Eastern Alps (UHe – Ultrahelvetetic units; RFZ – Rhenodanubian Flysch Zone; Helv. + Penn. U. – Helvetic and Penninic Units). **B:** Location of samples collected near Dörf (Magdalenenberg area). **C:** Locations of samples collected at Bramberger Bach near Hochhub (local hill). Pink marked areas in maps B and C represent occurrence of “Buntmergelserie” (variegated marls) of the Ultrahelvetetic Unit (distribution according to EGGER et al., 2007b (B) and KRENNMAYR et al., 2006, and this contribution (C)).



sample no./rock colour	Dörf 1/16	Dörf 2/16	Dörf 3/16	BB 1/16	BB 2/16	BB 3/16	BB 4/16	BB 5/16	BB 6/16	BB 7/16
<b>index species</b>										
<i>Abathomphalus mayaroensis</i>				X	X	X	X	X	X	X
<i>Contusotruncana contusa</i>				X	X	X	X	X	X	X
<i>Racemiguembelina fructicosa</i>				X	X	X	X	X	X	X
<i>Gansserina gansseri</i>				X			X		X	
<i>Globotruncana ventricosa</i>			X							
<i>Pseudotextularia elegans</i>		X	X	X				X		
<i>Contusotruncana patelliformis</i>	X		X							
<i>Globotruncanita elevata</i>	X	X								
<b>planktic morphotypes</b>										
keeled planktic species	121	37	99	16	41	43	25	75	180	71
non-keeled planktic species	177	15	116	13	16	24	76	76	226	56
bi- or multiserial planktic species	295	55	124	25	91	94	206	181	306	121
sum	593	107	339	54	148	161	307	332	712	248
<b>% planktic morphotypes</b>										
keeled planktic species	20	35	29	30	28	27	8	23	25	29
non-keeled planktic species	30	14	34	24	11	15	25	23	32	23
bi- or multiserial planktic species	50	51	37	46	61	58	67	55	43	49
<b>planktic foraminifera zone</b>	<i>G. elevata</i>		<i>G. ventricosa</i>	<i>A. mayaroensis</i>						
<b>Stage</b>	early Campanian		m. Campanian	late Maastrichtian						

Tab. 1. Distribution of planktic foraminiferal index species, planktic morphotypes, and planktic foraminiferal zonation of samples investigated. BB = Bramberger Bach.

Much less frequent are benthic foraminifera. Ostracods and radiolaria are scarce. Almost all foraminifera specimens are recrystallized and many are broken or crushed and covered with sediment particles. However, biostratigraphic index species of the Campanian to Maastrichtian interval are relatively large and easy to identify. Likewise, the distinction of the three main planktic morphotypes (keeled trochospiral, non-keeled trocho- or planispiral, bi- or multiserial) did not cause problems.

The morphotype concept applied here corresponds largely to the reproductive strategy concept of Equilibrium species (K-strategists, here keeled species, globotruncanids), intermediate species (non-keeled species), and opportunists (r-strategists, biserial species). This concept is explained in PREMOLI SILVA & SLITER (1999) and COCCIONI & LUCIANI (2004) and has been applied for various late Cretaceous intervals in the Alpine region (e.g., GEBHARDT et al., 2010; WOLFGRING & WAGREICH, 2016). Dominance of K-Strategists is indicative for stable, meso- to highly oligotrophic conditions (PREMOLI SILVA & SLITER, 1999; COCCIONI & LUCIANI, 2004; FRIEDRICH et al., 2008). On the other hand, biserial *Heterohelix* (most frequent r-strategists) dominate in nearshore assemblages or in unstable areas with salinity or oxygen fluctuations (e.g., NEDERBRAGT, 1991; NEDERBRAGT et al., 1998; PREMOLI SILVA & SLITER, 1999). In addition, massive productivity disturbances in upwelling areas such as at Tarfaya (Morocco) may lead to strong dominance of heterohelicids (KELLER et al., 2008). Therefore, dominance of *Heterohelix* can be seen as a good stress indicator. A list of genera is shown in Table 3. Large multi- and biserial *Racemiguembelina* and *Pseudotextularia* (here

counted together with opportunistic *Heterohelicids*) are too rare as they have a significant influx on the results. The same is valid for rare *Hedbergellids* (opportunists) within the non-keeled morphogroup.

Stable oxygen and carbon isotope analyses of planktic foraminifera can provide depth rankings among the investigated species. Distinctions between mixed layer (surface, subsurface), thermocline, and sub-thermocline (deep) dwellers of the Campanian to Maastrichtian interval on species level were presented by e.g., ABRAMOVICH et al. (2003, 2010). We interpret the occurrence of species with known depth habitat.

sample	latitude	longitude
Dörf 1/16	47°56'00"N	14°02'35"E
Dörf 2/16	47°56'00"N	14°02'35"E
Dörf 3/16	47°56'01"N	14°02'36"E
BB 1/16	47°59'20"N	14°19'55"E
BB 2/16	47°59'20"N	14°19'55"E
BB 3/16	47°59'20"N	14°19'55"E
BB 4/16	47°59'29"N	14°20'19"E
BB 5/16	47°59'28"N	14°20'19"E
BB 6/16	47°59'28"N	14°20'19"E
BB 7/16	47°59'27"N	14°20'19"E

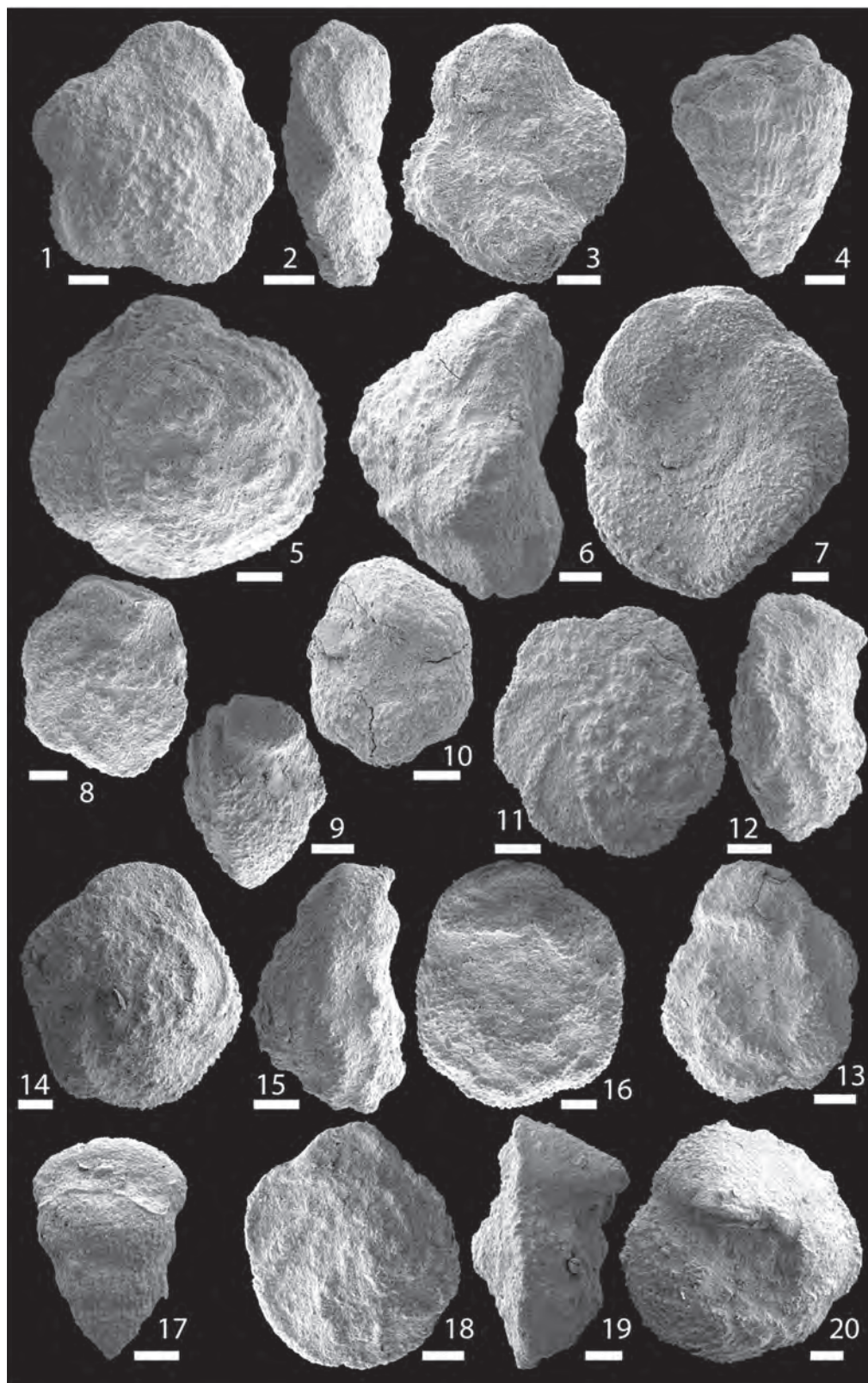
Tab. 2. Geographic coordinates for the investigated samples. BB = Bramberger Bach.

## Results

### Biostratigraphy

Based on the presence of index species among the planktic foraminifera assemblages, we were able to distinguish three different biozones, two from the Campanian and one from the Maastrichtian Stage. We applied the zonal concept published in PREMOLI SILVA & VERGA (2004).

The scheme published in the Geological Time Scale 2012 (GRADSTEIN et al., 2012) is based on some (in particular biserial) species that could not be found in the samples investigated, either because these species are very rare or because the preservational status is too poor (recrystallized or covering with sediment particles). The occurrences of index species are listed in Table 1. The species are figured in Text-Figure 2.



Text-Fig. 2.

**1–3.** *Abathomphalus mayaroensis*. 1. spiral view, 2. lateral view, 3. umbilical view. 1. sample BB 5/16, 2, 3. sample BB 6/16.

**4.** *Racemiguembelina fructicosa*. lateral view. sample BB 4/16.

**5–7.** *Contusotruncana contusa*. 5. spiral view, 6. lateral view, 7. umbilical view, all sample BB 4/16.

**8–10.** *Gansserina gansseri*. 8. spiral view, 9. lateral view, 10. umbilical view, all sample BB 4/16.

**11–13.** *Globotruncana ventricosa*. 11. spiral view, 12. lateral view, 13. umbilical view, all sample Dörfel 3/16.

**14–16.** *Contusotruncana patelliformis*. 14. spiral view, 15. lateral view, 16. umbilical view, all sample Dörfel 1/16.

**17.** *Pseudotextularia elegans*. lateral view, sample BB 4/16.

**18–20.** *Globotruncanita elevata*. 18. spiral view, 19. lateral view, 20. umbilical view, all sample Dörfel 1/16.

BB = Bramberger Bach.  
All scale bars: 0.1 mm.



Text-Fig. 3. Outcrop of samples Dörfel 1/16 (red marlstone) and 2/6 (grey marlstone). Hammer serves as scale. Photograph: Hans Egger (GBA).

<b>K-strategists</b> equilibrium genera	<i>Abathomphalus</i> <i>Contusotruncana</i> <i>Gansserina</i> <i>Globotruncana</i> <i>Globotruncanita</i>
<b>r/K-intermediates</b>	<i>Archaeoglobigerina</i> <i>Globotruncanella</i> <i>Macroglobigerinelloides</i> <i>Planoglobulina</i> * <i>Plummerita</i> <i>Pseudoguembelina</i> * <i>Pseudotextularia</i> * <i>Racemiguembelina</i> * <i>Rugoglobigerina</i> <i>Rugotruncana</i> <i>Ventilabrella</i> *
<b>r-strategists</b> opportunists	<i>Guembelitra</i> <i>Heterohelix</i> <i>Laeviheterohelix</i> <i>Muricohedbergella</i> **

Tab. 3. Planktic foraminiferal genera allocated to different life- and reproductive strategies.

\* counted as bi- or multiseriate, very rare. \*\* counted as non-keeled, very rare.

### Magdalenenberg area, Campanian

The oldest planktic foraminiferal zone identified is the Early Campanian *G. elevate* Zone. Its base is marked by the last occurrence (LO) of all *Dicarinella* species. The top of this zone is defined by the first occurrence (FO) of *Globotruncana ventricosa*. It comprises, among other species, the FO of *Contusotruncana patelliformis*. *Pseudotextularia elegans* is another prominent species occurring in the samples of this zone. Neither *Dicarinella* species nor *G. ventricosa* occur in samples Dörfel 1/16 and Dörfel 2/16 (Text-Fig. 3). Consequently, these samples were allocated to the *G. elevate* Zone. This age assignment corresponds to the results of the nannoplankton flora (CC19 for Dörfel 1/16 and Zone CC18 for Dörfel 2/16; HANS EGGER, personal communication).

The second identified Campanian zone is the Middle to Late Campanian *G. ventricosa* Zone. It is defined as the interval from the FO of *Globotruncana ventricosa* to the FO of *Radotruncana calcarata*. Besides the name giving species and many other globotruncanids, *C. patelliformis* and *P. elegans* were found, but no *R. calcarata*. Thus, sample Dörfel 3/16 points to a Middle to Late Campanian age (*G. ventricosa* Zone). This age assignment corresponds to the results of the nannoplankton flora (Zone CC22; HANS EGGER, personal communication).

The nannoplankton results as well as those for planktic foraminifera in combination with stratigraphic position of the three samples in the field (Text-Fig. 1B) and southward dipping of rocks suggests inverted bedding in this part of the tectonic wedge. However, the generally intensive internal imbrication of the Helvetic wedges and the lack of continuous outcrops does not exclude tectonic faults between the sampling locations. Future investigations may confirm or disprove our finding at this position or at other locations.

### Bramberger Bach near Hochhub, Maastrichtian

All samples taken in the Bramberger Bach (BB; Text-Fig. 1C) yielded *Abathomphalus mayaroensis* (Tab. 1). In samples BB 1/16 and BB 2/16, this index species is very rare but present. In the other BB-samples, it is rather frequent and can be found quickly within the assemblages. The *A. mayaroensis* Zone is defined by the interval from the FO of the nominate taxon to the extinction of almost all Cretaceous planktic foraminifera (i.e., the Cretaceous/Paleogene boundary). Therefore, all BB-samples were allocated to the late Maastrichtian *A. mayaroensis* Zone. This age assignment corresponds to the results for the nannoplankton flora (Zone CC25; HANS EGGER, personal communication). We could not find index species for younger zones (*P. hari-aensis* or *P. hantkeninoides*) as proposed by e.g. HUBER et al. (2008) and OGG et al. (2012). The samples may therefore be merely assignable to the middle part of the Late Maastrichtian than to the late part. However, these species may be too rare in the area or its presence may be obscured by the poor preservation status of the assemblages. Other prominent species found in the Late Maastrichtian assemblages are *Contusotruncana contusa*, *Racemiguembelina fructicosa*, and only occasionally *Gansserina gansseri* (Tab. 1). Frequent large Heterohelicids are another remarkable constituent of the BB-samples.

## Paleoecology

An overview of the results is presented in Table 1 and Text-Figure 4. The content of keeled (i.e., *K*-selected) species ranges between 20 and 30 % in most samples. Only in two outliers different contents occur: the highest percentage was found in the Early Campanian Dörfel 2/16 (35 %) and the lowest in BB 4/16 (8 %). Non-keeled (*r*/*K*-intermediates) vary from 11 to 34 %. Their maximum occurs in the Middle to Late Campanian sample Dörfel 3/16. The biserial (and multiserial) portions range between 37 and 67 % (samples Dörfel 3/16 and BB 4/16, respectively). The average content of the other samples is 52 %.

A first view on the washed residues shows a strong dominance of planktic foraminifera in the assemblages. Benthic specimens are relatively rare although present. A rough estimate points to a proportion of more than 90 % planktic foraminifera, and samples BB 5/16, BB 6/16, and BB 7/16 contain 97 %, 96 %, and 97 % planktic foraminifera respectively.

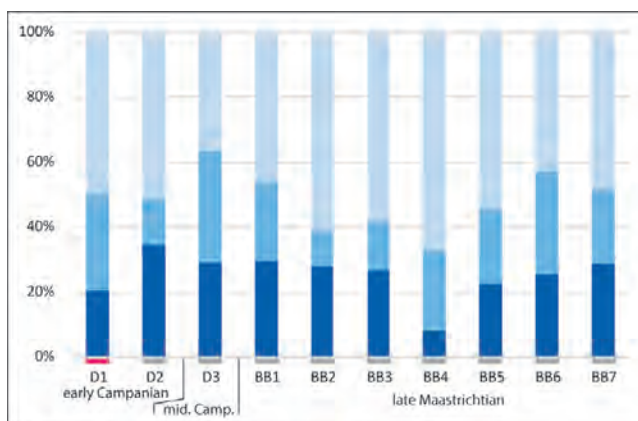
Deep dwelling (sub-thermocline) *A. mayaroensis* and some globotruncanids were found in all Maastrichtian samples. Thermocline (e.g., *G. ventricosa*, *R. fructicosa*, *G. gansseri*) and mixed layer (e.g., *P. elegans*) species occur in Campanian and Maastrichtian samples.

## Discussion and interpretation

Although not directly comparable with modern faunas and ecological settings, planktic foraminiferal contents would point to bathyal paleo-water depths of about 1,000 m or even deeper (VAN DER ZWAAN et al., 1990, 1999). LECKIE et al. (1998) interpreted bathyal depths for Cenomanian–Turonian deposits with c. 90 % planktic foraminifera from the Western Interior Basin of North America. The deep depositional environment is confirmed by the presence of sub-thermocline dwellers (*Abathomphalus*) within the planktic assemblages at least for the Maastrichtian samples.

Within the found benthic foraminiferal assemblages, large agglutinated specimens are prominent. The observed genera include e.g., *Arenobulimina*, *Dorothyia*, *Gaudryina*, *Hormosina*, *Marssonella*, (*Para*)-*trochaminoides*, or *Tritaxia*. This phenomenon may point to environmental conditions similar to those of the paleo-geographically adjacent flysch deposits (compare e.g., GRÜN, 1969; GRÜN et al., 1964; BUBÍK, 1995; GASINSKI & UCHMAN, 2009), at least in terms of food supply to the sea floor and to bottom water oxygenation. Benthic foraminiferal assemblages and very high percentages of planktic foraminifera indicate great paleo-water depths, possibly middle to lower bathyal. Due to the high carbonate content of the sediments, the depositional depth was however above the CCD (carbonate compensation depth).

No definite differences in the planktic foraminiferal assemblages were found between red and grey marlstones in the Magdalenaberg area (Text-Fig. 3). The preparation status of the washed tests seem to be slightly better in the red facies. The higher content of non-keeled forms might be significant but only one sample from red marls was investigated.



Text-Fig. 4. Distribution (percentages) of planktic foraminiferal morphogroups in the investigated samples and sample ages. D = Dörfel, BB = Bramberger Bach. Columns: dark blue – keeled; middle blue – non-keeled; bright blue – bi- and multiserial. Rock colour is indicated by the bar above sample number.

The reduced content of *K*-selected species (i.e., keeled species; Text-Fig. 4) in sample Dörfel 1/16 resembles the assemblages described by WOLFGRING & WAGREICH (2016) from the Campanian Nierental Formation (Gosau Group). There, the strict association of Cretaceous Oceanic Red Beds (CORBs) with highly oxic bottom waters was disproved (WOLFGRING et al., 2016). We may therefore assume a slightly reduced bottom water oxygenation or even an increased surface productivity (higher food availability for planktic foraminifera) for the red layers of the Early Campanian of the Magdalenaberg area.

Similar to the paleo-ecological setting for the red marlstone of the Early Campanian, sample BB 4/16 from the Late Maastrichtian shows the lowest content of *K*-selected species and the highest of *r*-selected species. This is a distinct shift towards opportunistic life strategies if compared with the other samples. We therefore assume either increased food supply or ecologic stress (environmental instability) for the sedimentation period represented by this sample. Both factors would support reproductive rates of opportunistic *r*-strategists, or suppresses the reproduction of *K*-selected equilibrium species (here globotruncanids).

For the other Maastrichtian samples as well as for the Campanian grey marlstone samples, we interpret stable, most likely oligotrophic conditions for their sedimentation periods. This is indicated by the relatively high contents of globotruncanids (i.e., keeled morphotypes) and relatively low contents of heterohelicids (i.e., biserial morphotypes).

## Conclusions

We investigated planktic foraminiferal assemblages of ten marlstone samples from two tectonic slices representing the Ultrahelvetec Zone at the northern margin of the Eastern Alps. The results show different ages for the two slices: 1. the Magdalenaberg/Dörfel-area samples show Early to Middle Campanian ages (*G. elevata* and *G. ventricosa* Zones); 2. the Hochhub/Bramberger Bach-area samples show uniformly Late Maastrichtian ages (*A. mayaroensis* Zone). Paleo-ecologically, most assemblages point to stable, oligotrophic conditions. Deposition took place at bathyal

paleo-water depths of about 1,000 m or even at greater depths but above CCD. Two assemblages, one from Early Campanian red beds, the second from the Late Maastrichtian and even more clearly, indicate increased paleo-productivity in the mixed layer of the Late Cretaceous sea by increased contents of opportunistic species (*r*-strategists) and decreased contents of equilibrium species (*K*-strategists).

## Acknowledgements

HANS EGGER and STJEPAN ČORIĆ (GBA) sampled the investigated rocks during fieldwork in 2016 and provided the sample material. We are grateful to SABINE GIESSWEIN and CHRISTIAN AUER for SEM micrographs, KATHARINA DANIS for sample preparation and GERLINDE POSCH-TRÖZMÜLLER (all GBA) for assistance with GIS-files.

## References

- ABRAMOVICH, S., KELLER, G., STÜBEN, D. & BERNER, Z. (2003): Characterization of late Campanian and Maastrichtian planktonic foraminiferal depth habitats and vital activities based on stable isotopes. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **202**, 1–29, Amsterdam.
- ABRAMOVICH, S., YOVEL-COREM, S., ALMOGI-LABIN, A. & BENJAMINI, C. (2010): Global climate change and planktic foraminiferal response in the Maastrichtian. – *Paleoceanography*, **25**, 1–15, Washington, D.C.
- BRAUNSTINGL, R. (1988): Die Flyschzone südwestlich von Steyr (Oberösterreich): Geologischer Bau und Überlegungen zum Ultrahelvetikum. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **131**, 231–243, Wien.
- BUBÍK, M. (1995): Cretaceous to Paleogene agglutinated foraminifera of the Bílé Karpaty unit (West Carpathians, Czech Republic). – In: KAMINSKI, M.A., GEROCH, S. & GASINSKI, M.A. (Eds.): *Proceedings of the Fourth International Workshop on Agglutinated Foraminifera*, Kraków, Poland, 1993. – Grzybowski Foundation, Special Publication, **3**, 71–116, Krakow.
- CARON, M. (1985): Cretaceous planktic foraminifera. – In: BOLLI, H.M., SAUNDERS, J.B. & PERCH-NIELSEN, K. (Eds.): *Plankton stratigraphy*, 17–86, Cambridge (Cambridge University Press).
- COCCIONI, R. & LUCIANI, V. (2004): Planktonic foraminifera and environmental changes across the Bonarelli Event (OAE 2, latest Cenomanian) in its type area: a high-resolution study from the Tethyan reference Bottaccione Section (Gubbio, central Italy). – *Journal of Foraminiferal Research*, **34**, 109–129, Washington, D.C.
- EGGER, H., HEINRICH, M., VAN HUSEN, D., LOBITZER, H., MOSHAMMER, B., PAVUZA, R., RUPP, C., SCHEDL, A., SCHUBERT, G., SCHUSTER, R., STUMMER, G., WAGNER, L. & WESSELY, G. (2007a): Erläuterungen zu Blatt 67 Grünau im Almtal. – 66 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- EGGER, H., VAN HUSEN, D., FRIK, G., KOHL, H., MOSER, M., MOSHAMMER, B., PAVUZA, R., PREY, S., ROGL, C., RUPP, C., SCHERMAIER, A., SCHINDLMAIER, A. & TRAINDL, H. (2007b): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 67 Grünau im Almtal. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- FRIEDRICH, O., NORRIS, R.D., BORNEMANN, A., BECKMANN, B., PÄLIKE, H., WORSTELL, P., HOFMANN, P. & WAGNER, T. (2008): Cyclic changes in Turonian to Coniacian planktic foraminiferal assemblages from the tropical Atlantic Ocean. – *Marine Micropaleontology*, **68**, 299–313, Amsterdam.
- GASINSKI, M.A. & UCHMAN, A. (2009): Latest Maastrichtian foraminiferal assemblages from the Husów region (Skole Nappe, Outer Carpathians, Poland). – *Geologica Carpathica*, **60**, 283–294, Bratislava.
- GEBHARDT, H., FRIEDRICH, O., SCHENK, B., FOX, L., HART, M.B. & WAGREICH, M. (2010): Paleoceanographic changes at the northern Tethyan margin during the Cenomanian-Turonian Oceanic Anoxic Event (OAE-2). – *Marine Micropaleontology*, **77**, 25–45, Amsterdam.
- GRADSTEIN, F.M., OGG, J.G., SCHMITZ, M.D. & OGG, G.M. (2012): *The Geological Time Scale 2012*. – 1144 S., Amsterdam.
- GRÜN, W. (1969): Flysch microfauna of the Hagenbach Valley (northern Vienna Woods). – *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, **39/1–3**, 305–334, Warszawa.
- GRÜN, W., LAUER, G., NIEDERMAYR, G. & SCHNABEL, W. (1964): Die Kreide-Tertiär-Grenze im Wienerwaldflysch bei Hochstraß (Niederösterreich). – *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **1964**, 226–282, Wien.
- HANZLIKOVÁ, E. (1972): Carpathian Upper Cretaceous foraminifera of Moravia (Turonian-Maastrichtian). – *Rozprawy Ústředního Ústavu Geologického*, **39**, 1–160, Praha.
- HERM, D. (1962): Stratigraphische und mikropaläontologische Untersuchungen der Oberkreide im Lattengebirge und Nierental. – *Abhandlungen der Mathematisch-Naturwissenschaftlichen Klasse der Bayerischen Akademie der Wissenschaften, Neue Folge*, **104**, 1–143, München.
- HUBER, B.T., MACLEOD, K.G. & TUR, N.A. (2008): Chronostratigraphic framework for Upper Campanian-Maastrichtian sediments on the Blake Nose (subtropical North Atlantic). – *Journal of Foraminiferal Research*, **38**, 162–182, Washington, D.C.
- KELLER, G., ADATTE, T., BERNER, Z., CHELLAI, E.H. & STUEBEN, D. (2008): Oceanic events and biotic effects of the Cenomanian-Turonian anoxic event, Tarfaya Basin, Morocco. – *Cretaceous Research*, **29**, 976–994, Amsterdam.
- KRENMAYR, H.G., SCHNABEL, W., REITNER, J.M., VAN HUSEN, D., FINGER, F., LINNEN, M., ROETZEL, R., RUPP, C., EGGER, H., BRYDA, G., MANDL, G.W., NOWOTNY, A., PESTAL, G. & SCHUSTER, R. (2006): Geologische Karte von Oberösterreich 1:200.000. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- KOLLMANN, H. (1963): Zur stratigraphischen Gliederung der Gosauschichten von Gams. – *Mitteilungen der Geologie- und Bergbaustudenten in Wien*, **13**, 189–212, Wien.
- LECKIE, R.M., YURETICH, R.F., WEST, O.L.O., FINKELSTEIN, D. & SCHMIDT, M. (1998): Paleoceanography of the southwestern Western Interior Sea during the time of the Cenomanian-Turonian boundary (Late Cretaceous). – *SEPM Concepts in Sedimentology and Paleontology*, **6**, 101–126, Tulsa.
- 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.
- NEDERBRAGT, A.J. (1991): Late Cretaceous biostratigraphy and development of Heterohelicidae (planktic foraminifera). – *Micropaleontology*, **37**, 329–372, New York.

- NEDERBRAGT, A.J., ERLICH, R.N., FOUKE, B.W. & GANSSEN, G.M. (1998): Palaeoecology of the biserial planktonic foraminifer *Heterohelix moremani* (Cushman) in the late Albian to middle Turonian Circum-North Atlantic. – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **144**/115–133, Amsterdam.
- OGG, J.G., HINNOV, L.A. & HUANG, C. (2012): Cretaceous. – In: GRADSTEIN, F.M., OGG, J.G., SCHMITZ, M.D. & OGG, G.M. (Eds.): *The Geological Time Scale 2012*, Volume **2**, 793–853, Amsterdam.
- PREMOLI SILVA, I. & SLITER, W.V. (1999): Cretaceous paleoceanography: Evidence from planktonic foraminiferal evolution. – *Geological Society of America, Special Paper*, **332**, 301–328, Boulder.
- PREMOLI SILVA, I. & VERGA, D. (2004): *Practical manual of Cretaceous planktonic foraminifera*. – 283 pp., Tipografia Pontefelcina, Perugia.
- RUPP, C., LINNEN, M., MANDL, G.W., ATZENHOFER, B., BERNING, B., BIEBER, G., DRAXLER, I., EGGER, H., FINGER, F., HEINRICH, M., HOFMANN, T., VAN HUSEN, D., KAPL, S., KOLMER, C., LENHARDT, W.A., LETOUZÉ-ZEZULA, G., MOSHAMMER, B., MOTSCHKA, K., PESTAL, G., PFLEIDERER, S., REITER, E., RÖMER, A., SCHEDL, A., SCHUSTER, R., SLAPANSKI, P., WEIDINGER, J.T. & WIMMER-FREY, I. (2011): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Oberösterreich 1:200.000. – 255 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- STURM, M. (1969): Zonation of Upper Cretaceous by means of planktonic foraminifera, Attersee, (Upper Austria). – *Rocznik Polskiego Towarzystwa Geologicznego*, **34**, 103–132, Krakow.
- VAN DER ZWAAN, D.J., JORISSEN, F.J. & DE STIGTER, H.C. (1990): The depth dependency of planktonic/benthic foraminiferal ratios: Constraints and applications. – *Marine Geology*, **95**, 1–16, Amsterdam.
- VAN DER ZWAAN, G.J., DUIJNSTEE, I.A.P., DEN DULK, M., ERNST, S.R., JANNINK, N.T. & KOUWENHOVEN, T.J. (1999): Benthic foraminifers: proxies or problems? A review of paleoecological concepts. – *Earth Science Reviews*, **46**/1, 213–236, Amsterdam.
- WILLE-JANOSCHEK, U. (1966): *Stratigraphie und Tektonik der Schichten der Oberkreide und des Alttertiärs im Raume von Gosau und Abtenau (Salzburg)*. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **109**, 91–172, Wien.
- WOLFGRING, E. & WAGREICH, M. (2016): A quantitative look on northwestern Tethyan foraminiferal assemblages, Campanian Nierental Formation, Austria. – *PeerJ*, **4**, e1757, 37 pp., <https://dx.doi.org/10.7717/peerj.1757>
- WOLFGRING, E., HOHENEGGER, J. & WAGREICH, M. (2016): Assessing pelagic palaeoenvironments using foraminiferal assemblages – A case study from the late Campanian Radotruncana calcarata Zone (Upper Cretaceous, Austrian Alps). – *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **441**, 467–492, Amsterdam.



## Einfluss unterschiedlicher Prozessdatenquellen (ALS, Luftbild) auf die Modellierung von Prozessdispositionskarten für flachgründige Massenbewegungen im Lockergestein – Fallstudie Bregenzerwald (Österreich)

LEONHARD SCHWARZ\* & NILS TILCH\*

33 Abbildungen, 11 Tabellen

Österreichische Karte 1:50.000  
 BMN / UTM  
 112 Bezau / NL 32-02-24 Hohenems

Vorarlberg  
 Rutschung  
 Hangmure  
 Datenschieflage  
 Logistische Regression  
 Validierungsmethoden

### Inhalt

Zusammenfassung .....	74
Abstract .....	74
Einleitung und Problemstellung .....	75
Chancen und Limitierungen modellierter Prozessdispositionskarten .....	75
Das Untersuchungsgebiet .....	76
Verfügbare Daten und deren zielführende Aufbereitung als Modellinput .....	78
Generierung eines Prozessdatensatzes .....	78
Generierung prozessorientierter Parameterkarten .....	80
Geologische Grunddispositionskarte (GGD I und GGD II) .....	81
Hangneigungskarte .....	81
Vertikalwölbung .....	83
Waldkarte (Karte der durch Baumwurzeln stabilisierten Hangbereiche) .....	83
Felsschrofen .....	84
Strategie und Methodiken .....	84
Statistische Methoden .....	84
Modellierung .....	85
Validierungsmethoden .....	86
Logistische Regression (LogReg) .....	86
Statistische Ergebnisse und deren Diskussion .....	88
Korrelationsmatrix der Parameterkarten .....	88
Bivariate Statistik .....	89
Prozessgesamtdatensatz .....	89
Prozessteildatensätze .....	90
Ergebnisse der Modellierung .....	91
Prozessgesamtdatensatz .....	92
Prozessteildatensätze .....	92
Ergebnisanalyse und Diskussion .....	94
Dispositionsdifferenzkarten .....	94
Validierungen .....	97
Prozesstypen und Auswertungsmethode .....	99
Validierungsparadoxon .....	100
Modellierung ohne Parameter Wald .....	101
Zusammenfassung und Schlussfolgerungen .....	101
Literatur .....	102

\* LEONHARD SCHWARZ, NILS TILCH: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien. leonhard.schwarz@geologie.ac.at, nils.tilch@geologie.ac.at

## Zusammenfassung

Die Qualität von mittels statistischer Modelle erzeugten Prozessdispositionskarten für flachgründige Massenbewegungen im Lockergestein hängt stark von Qualität, Anzahl, Lage und Repräsentativität der zur Verfügung stehenden Prozessdaten ab. Darüber hinaus sind hierfür im geringeren Maße auch die Modellierungsmethode und die Parameterkartenqualität von Bedeutung. Hochqualitative und repräsentative Prozessdaten werden auch benötigt, um eine objektive und aussagekräftige Validierung durchzuführen. Die Begründung dafür ist, dass mit minderwertigen, nicht repräsentativen Validierungsdaten minderwertige Modellierungsergebnisse zufällig gut oder schlecht validiert werden. Es ist anzunehmen, dass es zur Erhöhung der Qualität und Repräsentativität des verwendeten Prozessdatensatzes, neben einer gewissenhaften Prozessdatenaufbereitung und Auswahl derselben, der Einbeziehung möglichst vieler unterschiedlicher Prozessdatenquellen bedarf. Dies kann damit begründet werden, dass einzelne Prozessdatensätze Schief lagen im Konnex mit verschiedenen, für die Modellierung verwendeten Parameterkarten aufweisen können. Die jeweils verschiedenen, unvollständigen Prozessdatensätze mehrerer Quellen können sich jedoch in Summe oft dahingehend positiv ergänzen, indem solche Datenschieflagen minimiert werden. In der beschriebenen Studie wurde deshalb nun überprüft, in welchem Ausmaß in den mittels Luftbild- und ALS-Auswertung generierten Prozessdatensätzen Datenschieflagen vorliegen. Es wurde auch untersucht, inwiefern diese Schief lagen aufgrund der mutmaßlich erhöhten Repräsentativität des Prozessgesamtdatensatzes verringert werden können. Ferner wurde analysiert, inwiefern sich die einzelnen Prozessdatensätze und der kompilierte Prozessgesamtdatensatz unterschiedlich auf die mittels logistischer Regression modellierten Prozessdispositionskarten und deren Validierung auswirken.

Untersuchungen mittels bivariater Statistik zeigten, dass zwischen Luftbild- und ALS-Prozessdatensatz hinsichtlich der meisten Parameterkarten, besonders bezüglich der Parameter *Wald* und *Geologischer Grunddisposition*, Datenschieflagen auftraten. Diese sind, neben der waldbedingten Sichtbehinderung, vor allem auf die je nach Auswertungsmethode mehrheitlich erkannten unterschiedlichen Massenbewegungstypen zurückzuführen. Die Schief lagen übertrugen sich in weiterer Folge auch auf die jeweiligen Modellierungsergebnisse, wobei es Hinweise gab, dass dies in abgeschwächter Form sogar bei Ausschluss der für die Schiefe relevanten Parameterkarte (z.B. *Wald*) aus der Modellierung der Fall ist.

Generell wurden drei Validierungsvarianten angewendet, die zum Teil zu unterschiedlichen Validierungsergebnissen führten: Sowohl bei der Validierung mit dem Testdatensatz der jeweiligen für die Modellierung verwendeten Datenquelle als auch der jeweils anderen Datenquelle war das Validierungsergebnis mittels Luftbild-Testdaten stets besser als jenes der Gesamtdaten, und diese wiederum besser als jenes der ALS-Prozessdaten. Dies war unabhängig davon, ob das Modell mit ALS- oder Luftbilddaten trainiert wurde und kann durch den klar höheren Anteil der Freiland-Prozessdaten im Luftbild-Datensatz erklärt werden. Bei der objektiven Validierung mit dem Gesamt-Testdatensatz wurden hingegen alle drei Modellierungsergebnisse als etwa gleich gut validiert. Dies zeigt, dass (i) die Validierung mit nur einer Datenquelle ein falsches Bild der Modellgüte suggerieren kann, da hier die Luftbild-Prozessdaten nur scheinbar zu einem besseren Modellierungsergebnis führen, (ii) die vorhandenen Schief lagen in den Modellierungsergebnissen allein mit den Validierungsmethoden nicht hinreichend erkannt, sondern besser über die Pixelverteilungen und Parametereinflüsse nachgewiesen werden konnten, und (iii) die Schief lagen zwischen den Prozessdatensätzen und den Modellierungsergebnissen mit der Validierungsvariante der jeweils anderen Datenquelle gut sichtbar werden.

Als Conclusio lässt sich festhalten, dass es für die Erhöhung der Qualität und der Ausgewogenheit des Modellergebnisses bzw. der Aussagekraft der Validierung wichtig ist, ein möglichst vollständiges, repräsentatives und gut aufbereitetes Prozessinventar aus möglichst vielen unterschiedlichen Datenquellen zu verwenden.

## Effects of different process data sources (ALS, aerial image) on landslide susceptibility modelling – a case study in the Bregenzerwald (Austria)

### Abstract

The quality of susceptibility maps for shallow landslides generated by statistical methods depends on the applied modelling method and the quality of the parameter maps, but even to a greater extent on the quality, number, location and representativity of the available process data. Also high quality and representative process data is needed in order to perform an objective and meaningful validation. This is because when using validation data of a poor level of representativity and inferior quality, poor modelling results will be validated good or bad randomly. It can be assumed that in order to enhance the quality and representativity of the applied process data, it is necessary to include as many different process data sources as possible. This can be explained by the fact that process datasets may show a biased distribution towards various parameter maps used for modelling. However, different and incomplete process data of various sources can complete each other positively and minimise the data bias in this way. Hence, in this study it is investigated, to which extent the partial process datasets based on aerial image interpretation and on interpretation of airborne laser scanning (ALS), show biased distributions. It was also analysed, in which way these biases could be reduced by using the probable more representative total process dataset. Further it was investigated, which impact the two partial datasets and the compiled total dataset have on the susceptibility maps modelled by logistic regression and its validations.

Bivariate statistical analysis revealed biased distribution between the process datasets based on aerial image interpretation and based on ALS interpretation in terms of most parameter maps, especially in terms of the parameters *forest* and *geological disposition*. These biases are caused to a greater extend by different landslide types that are identified by different landslide detection methods than by visual occlusion of vegetation. The biases in the process data further propagated into the modelling results. This was proved by comparing the modelling results derived by aerial image data to the modelling results by ALS data. Here the results by aerial image data showed different pixel distributions, higher differentiation of the susceptibility maps, partially different validation results and higher influence of the parameter maps. When excluding the parameter map that is responsible for the biased distribution (e.g. *forest*) from the modelling, there is still slight evidence for propagation of the bias of the process data into modelling results and validations. This is due to the mutual dependency of various parameter maps.

In general, three validation methods have been applied: In case of the „illusiv model performance“ ( $p_i$ ) (validation by test data of the data source used for modelling) the modelling results derived by aerial image process data always performed better than the ones by total process data. The latter performed better than the ones by ALS process data. In case of the „real model performance“ ( $p_r$ ) (objective validation by total process test data) all three modelling results performed about equally. In case of the „model performance validation by the test data of the other data source“ ( $p_o$ ), validation by the aerial image process data was always superior to validation by ALS process data. Paradoxically it was also superior when validating the modelling results derived by ALS process data. This can be explained by the fact that the proportion of open land process data is clearly higher in the aerial image data than in the ALS process data.

It shows that (i) validation by just one data source can suggest a misleading model performance; (ii) the existing biases in the modelling results could not be identified sufficiently by the validation methods alone, but could be proved by the pixel distributions and the influences of the parameter maps, and (iii) by applying validation  $p_o$  the biases became visible. In addition, validation  $p_o$  could not break down, to which proportions the identified biases were caused by the modelling results or the process data. Hence, it can be concluded that for enhancing the quality and balance of the modelling result as well as the meaningfulness of the validation, it is important to use a preferably complete, representative and well pre-processed landslide inventory, compiled from as many data sources as possible.

## Einleitung und Problemstellung

In den letzten Jahren ist in Österreich der Bedarf, insbesondere seitens der Raumplanung (ÖROK, 2015), an möglichst flächendetaillierten und flächendeckenden Karten/Daten mit Informationen zur räumlichen und/oder zeitlichen Variabilität der Disposition für verschiedene Arten gefahrenrelevanter Geoprozesse (z.B. Steinschlag, Rutschungen und Erdfall) deutlich gestiegen. Mittels solcher prozessspezifischen Dispositionskarten wird die relative Disposition für potenzielle Herkunftsbereiche der jeweiligen Prozessart (hier: flachgründige Massenbewegungen im Lockergestein) flächendifferenziert und flächendeckend ausgewiesen, ohne dass Aussagen zum gesamten Prozess- und Wirkungsraum, zur Intensität oder zur Wiederkehrzeit der jeweiligen Prozesse getroffen werden.

Zwecks Erzeugung prozessspezifischer Dispositionskarten können unterschiedliche Methoden bzw. Modelltechniken eingesetzt werden (GUZZETTI, 2005). In Abhängigkeit von der verwendeten Methode haben die zur Verfügung stehenden Prozessdaten eine unterschiedlich große Bedeutung als Trainings-, Test- und/oder Validierungsdaten (TILCH et al., 2011a). So haben beispielsweise bisherige Untersuchungen seitens der GBA gezeigt, dass selbst bei tendenziell schlechterer Prozessdatenlage mit heuristischen Methoden recht passable Dispositionskarten erstellt werden können. Dies liegt darin begründet, dass diese Modelle nicht mittels Prozessdaten geringer Qualität und/oder Anzahl trainiert werden müssen (TILCH et al., 2011a, 2013; TILCH, 2014; ÖROK, 2015).

Im Gegensatz dazu benötigen statistische Methoden/Modelle auch Prozessdaten als Modelltrainingsdaten und -Testdaten. Die Qualität der mittels statistischer Modelle erzeugten Prozessdispositionskarten hängt somit auch direkt von der Qualität, Anzahl und Lage/Verteilung der zur Verfügung stehenden Prozessdaten ab (TILCH et al., 2011a, 2013; TILCH, 2014). Aufgrund einer eher schlechteren Prozessdatenlage ist es möglich, dass die Modelle zufällig gut oder schlecht trainiert und die erzeugten Prozessdispositionskarten zufällig gut oder schlecht validiert werden. Eine objektive Abschätzung der Qualität der Dispositionskarte ist dann nicht möglich. Grundsätzlich ergibt sich daraus die Schlussfolgerung, dass zwecks Erzeugung von Prozessdispositionskarten im Fall einer eher schlechten Prozessdatenlage heuristische Methoden vorzuziehen sind, auch wenn für diese Methode die Validierungsergebnisse ebenfalls unsicher sind (ÖROK, 2015).

Solche Untersuchungen belegen, dass für die Erzeugung nachweislich objektiverer und hochqualitativerer Prozessdispositionskarten statistische Methoden mit möglichst vielen Prozessdaten von hoher Qualität und Repräsentativität benötigt werden. Im Idealfall handelt es sich um ein vollständiges Prozessinventar, das allerdings für kein Gebiet erreicht werden kann.

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

- Zeitzeugenauskünfte.
- Tagespresse und Internet.

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

Auf diese Weise werden einzelne, auf unterschiedlichen Datenquellen und Grundlagen beruhende Prozessdatensätze erzeugt, die dann zu einem gemeinsamen Prozessdatensatz kompiliert werden. Hieraus ergibt sich die Fragestellung, inwiefern sich die einzelnen Prozessdatensätze und der kompilierte Prozessgesamtdatensatz unterschiedlich auf die modellierten Prozessdispositionskarten und deren Validierung auswirken. Diesbezüglich wurde im Rahmen der hier durchgeführten Fallstudie der Fokus auf jene Prozessdaten gelegt, welche mittels visuell-kognitiver Luftbilddauswertung (TILCH, 2014) und ALS-Datenauswertung erhalten wurden.

## Chancen und Limitierungen modellierter Prozessdispositionskarten

Die Generierung von guten und brauchbaren Prozessdispositionskarten mit statistischen Methoden ist nur auf Basis hochqualitativer und repräsentativer Prozessdaten möglich (siehe Einleitung und Problemstellung). Wird hingegen mit einer nicht repräsentativen Prozessdatengrundlage modelliert, also einem Datensatz, der gegenüber der (meist nicht bekannten) Grundgesamtheit eine deutliche Schiefelage aufweist, so wird möglicherweise auch eine nicht repräsentative und somit weniger qualitative Dispositionskarte erhalten. Dann ist es auch durchaus möglich, dass die niedrigere Qualität der Dispositionskarte durch die Validierung nicht aufgezeigt wird, da der Validierungs- und der Testdatensatz die gleiche Schiefelage wie der Trainingsdatensatz haben, sodass ein hervorragendes Validierungsergebnis erzielt werden kann.

Datenschiefelagen können entstehen, da die Prozessdatensätze der einzelnen Datenquellen zumeist aufgrund unterschiedlicher Zielsetzungen sowie mit unterschiedlichen Aufnahmemethoden und Genauigkeitsansprüchen erstellt wurden. Daraus ergibt sich dann jeweils eine selektive Erfassung der gravitativen Massenbewegungen, z.B. hinsichtlich des Prozesstyps, Ereigniszeitpunktes oder der Prozessposition. So sind beispielsweise Luftbilddauswertungen dadurch limitiert, dass Gebietsteile mitunter aufgrund von Wolken, topografischen Schatten und Überschildung durch Vegetation nur schlecht oder gar nicht ausgewertet werden können. Auswertungen von ALS-Daten liefern, ebenso wie Luftbilddauswertungen, Prozessdaten mit hoher Lagegenauigkeit. Im Gegensatz zur Luftbilddauswertung sind jedoch Abschattungen und Überschildungen nicht relevant, sodass eine flächendeckende Prozessidentifizierung möglich ist. Ein Vorteil von Luftbilddauswertungen ist, dass oft mehrere Luftbildserien unterschiedlichen Datums vorliegen. Daher kann trotz vergänglicher, aber im Luftbild sichtbarer Prozessphänomenologie flachgründiger Massenbewegungen möglicherweise ein

umfassender historischer Prozessdatensatz erstellt werden. Im Gegensatz dazu liegt meist nur *ein* ALS-Datensatz eines Aufnahme datums vor.

Wenn jedoch nur eine Datenquelle zur Verfügung steht, ist es schwierig zu beurteilen, ob der vorliegende Prozessdatensatz repräsentativ oder nicht repräsentativ ist. Dann können Datenschief lagen nur angenommen oder grob abgeschätzt werden. Eine Vermeidungs- bzw. Verminderungsstrategie von Datenschief lagen ist daher die Einbeziehung möglichst vieler Prozessdatensätze mehrerer und unterschiedlicher Quellen, in der Annahme, dass sich die jeweils verschiedenen unvollständigen Prozessdatensätze in Summe oft ergänzen. Diese Vorgangsweise wird auch in ÖROK (2015) empfohlen. Darüber hinaus bewirkt eine Zusammenführung verschiedener Datenquellen zu meist auch eine qualitative Verbesserung der gesamthaf ten Prozessinformationen.

Diesbezüglich wird in ÖROK (2015) ein fünfstufiges Bewertungsschema vorgestellt, mittels dessen der Vertrauensgrad einer Dispositionskarte aufgrund der verwendeten Anzahl und Qualität der Prozessdatenquellen abgeschätzt wird. Dieses Schema wird somit als Zusatzinformation zur möglicherweise verzerrten oder unsicheren Validierung (s.o.) aufgefasst. Hierbei liegt die Annahme zugrunde, dass Prozessdaten von minderer Qualität und mit Schief lage auch zu einer verminderten Qualität und Repräsentativität der Dispositionskarte führen. So weist dieses Schema beispielsweise einen hohen Vertrauensgrad aus, wenn die Prozessdaten auf hochqualitativen Fernerkundungsmethoden (Luftbildauswertung, Auswertung von ALS-Daten) und Feldkartierung basieren, während bei nur einer unvollständigen und ungenauen Datenquelle (z.B. Gemein dechronik) ein niedriger Vertrauensgrad angenommen wird (ÖROK, 2015).

Daher ist es auch das Ziel dieser Arbeit, diese ÖROK-Empfehlung noch durch eine weitere Studie abzusichern. Konkretisiert ist die Zielsetzung dieser Arbeit nun in der Beantwortung folgender Fragestellungen:

- Ergeben sich Schief lagen im Konnex zu bestimmten Parameterkarten, wenn nur Prozessdaten der Luftbildauswertung oder der ALS-Auswertung statistisch untersucht werden und was können die Gründe hierfür sein?
- Wie wirken sich vorhandene Schief lagen der unterschiedlichen Prozessdatensätze (ALS, Luftbild) auf die Prozessdispositionskarte (Rasterkarte, deren Pixelverteilung) und die Validierung des Modellierungsergebnisses aus?
- Inwiefern wird durch eine Modellierung mit allen Prozessdaten (Prozessdaten der ALS- und Luftbildauswertung) eine bessere Prozessdispositionskarte erzielt?

Diese Zielsetzungen sind auch vor dem Hintergrund zu sehen, dass im Rahmen der Modellierung von Prozessdispositionskarten vielfach nur Prozessdaten *einer* Datenquelle verwendet werden. Hierbei begnügt man sich oft mit einer guten Validierung, ohne der Frage nachzugehen, ob die Verteilung der Prozessdaten auch repräsentativ für das gesamte Modellierungsgebiet ist und wie stark sich ein nicht repräsentativer Prozessdatensatz auf die Dispositionskarte auswirkt. Vor diesem Hintergrund haben sich auch STEGER et al. (2017) mit vegetationsbedingten Prozessdatenschief-

lagen sowie ZEZE et al. (2009) mit Schief lagen aufgrund unterschiedlicher Prozessdatenquellen (Luftbildauswertung vs. Feldkartierung) beschäftigt.

## Das Untersuchungsgebiet

Das Untersuchungsgebiet (Abb. 1) erstreckt sich mit einer Fläche von 58 km<sup>2</sup> und einem etwa dreieckigen Umriss vom Höhenrücken der Winterstaude (1.877 m ü. A.) im Norden bis zur Bregenzer Ach bei Schoppernau (852 m ü. A.) im Südosten und in nordwestlicher Richtung bis Bezau. Innerhalb dieses, durch mehrere Berge und zumeist E–W verlaufende Täler gegliederten Gebietes mit überwiegend schroffem Mittelgebirgscharakter ereigneten sich im August 2005 im Zuge einer regenreichen Vb-Wetterlage (Tiefdruckgebiet im Mittelmeerraum mit nordöstlicher Zugbahn) hunderte gravitative Massenbewegungen (MARKART et al., 2007; RUDOLF-MIKLAU et al., 2006a, b). Hierbei handelte es sich zumeist um Hangmuren (Abb. 2), untergeordnet um Lockergesteinsrutschungen. Aufgrund der etwa zeitgleichen Entstehung vieler Hangmuren kam es insbesondere in Hangmulden zum Zusammenfluss der dezentral mobilisierten Erdmassen, sodass kumulative Hangmuren mit enormen Prozesslängen bzw. Prozessreichweiten entstanden. So wurde beispielsweise im Bereich Rehmen–Berbigenvorsäß eine kumulative Reichweite von etwa 1 km erreicht. Dies zeigt, dass auch eine Beurteilung entlegener, relativ siedlungsferner Standorte hinsichtlich der Prozessdisposition äußerst wichtig ist.

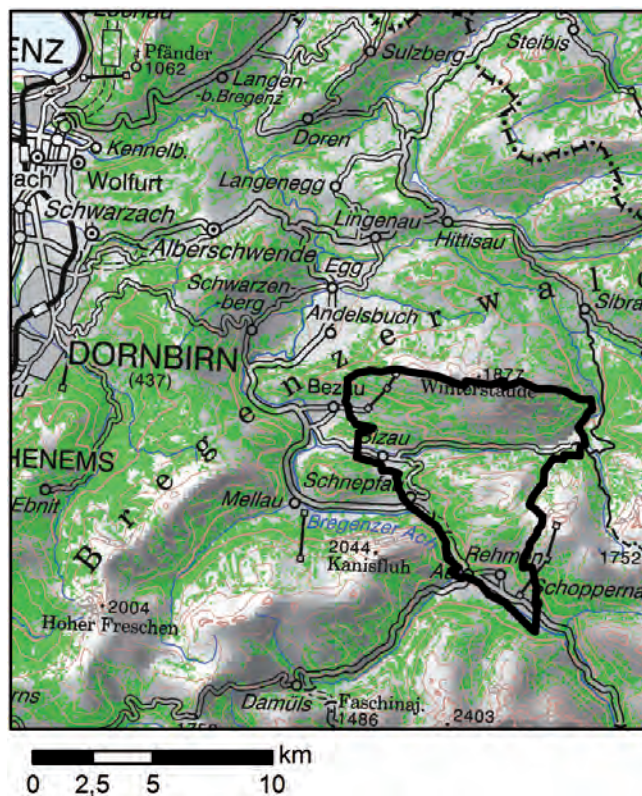


Abb. 1. Geografische Lage des Untersuchungsgebietes im Bregenzerwald. Darstellungsgrundlagen: Höhenlinien und Schattenbild nach dem Höhenmodell, Situation im Maßstab 1:500.000, Landnutzung nach ÖK50; © BEV.

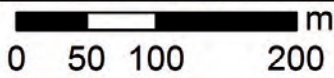


Abb. 2. Hangmuren im Bereich Rehmen-Berbigenvorsäß (Bregenzerwald) im August 2005. Quelle des Luftbildes (August 2005): WMS-Service des Amtes der Vorarlberger Landesregierung.

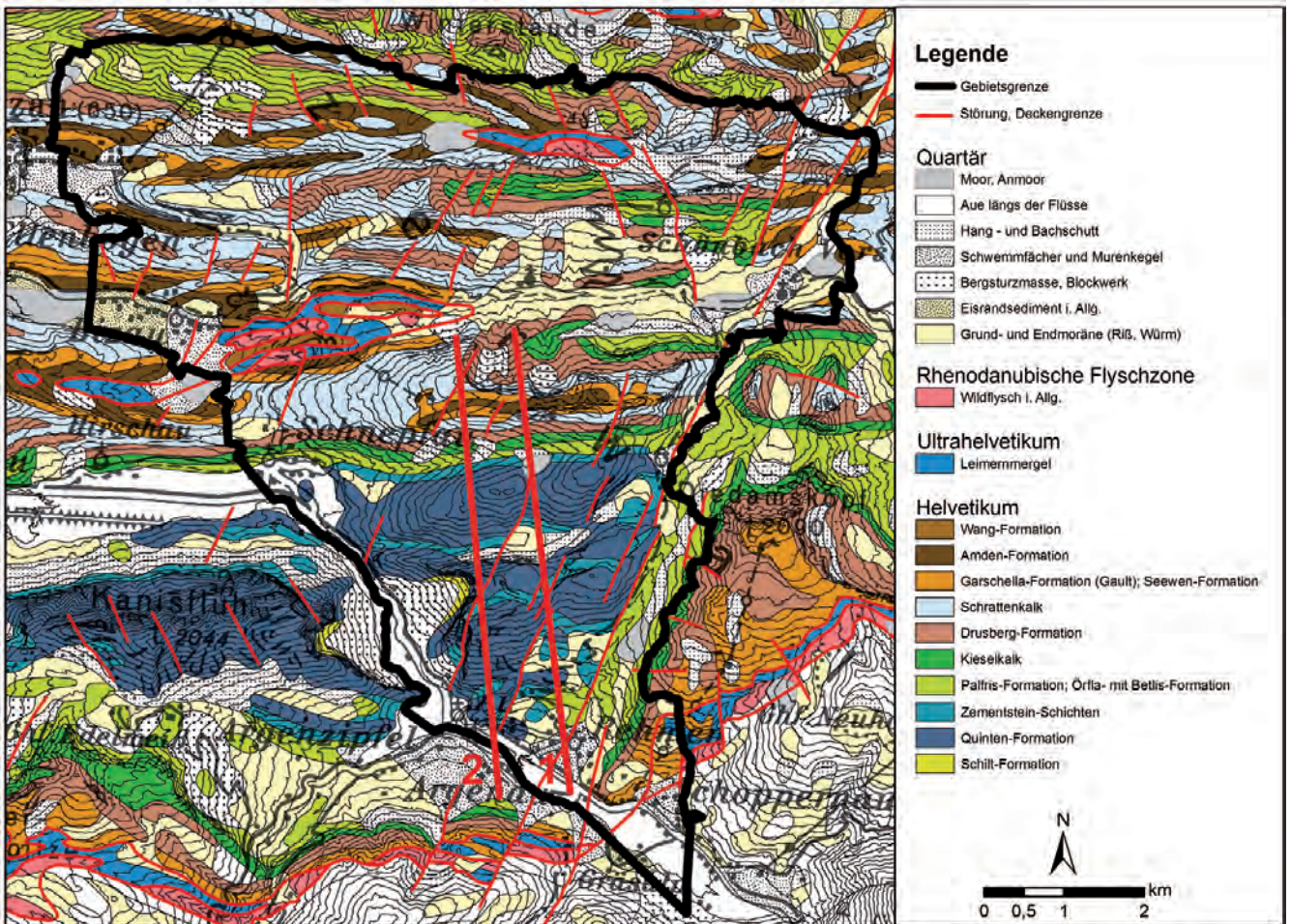


Abb. 3. Geologie des Untersuchungsgebietes, basierend auf dem GIS-Datensatz der Geologischen Karte im Maßstab 1:100.000 (OBERHAUSER et al., 2007) sowie die Profillinien 1 und 2 der Abbildung 4. Darstellungsgrundlagen: Höhenlinien basierend auf Höhenmodell, © Amt der Vorarlberger Landesregierung; Situation der ÖK 200, © BEV.

Die Topografie des Gebietes ermöglicht in den höheren Lagen verbreitete Almwirtschaft. Tiefere, schattige und steilere Hanglagen sind zumeist von Wald bedeckt, der forstwirtschaftlich genutzt wird und/oder die Funktion eines Schutzwaldes hat.

Aus geologischer Sicht befindet sich das Untersuchungsgebiet weitestgehend im Vorarlberger Helvetikum (Abb. 3). Dieses ist zumeist durch einen lithologischen Wechsel von kompetenten karbonatischen Festgesteinsformationen (z.B. Quinten-Formation, Kieselkalk, Betlis-Formation, Schrattekalk) sowie inkompetenten mergeligen Festgesteinsformationen (z.B. Palfris-Formation, Amden-Formation) und deren lithofaziellen Übergangsformen (z.B. Drusberg-Formation) gekennzeichnet.

Charakteristisch für das Vorarlberger Helvetikum ist ein Norden vergenter Faltenbau, sodass in Abhängigkeit von der räumlich variablen Orientierung der Formationen und deren Verschnitt mit der räumlich variablen Topografie sowohl großflächige, breite (z.B. Bereich Rehmen–Bergigenvorsäß), als auch kleinflächige, schmale (z.B. Südflanke des Hirschberges) Formationsausstriche resultieren (Abb. 4).

Die Festgesteinsformationen treten nur im Bereich von Felschrofen zutage, zumeist im Bereich der Quinten-Formation und des Schrattekalks. Sonst liegt den Festgesteinsformationen überall eine Lockergesteinsauflage auf. In weiten Bereichen des Gebietes handelt es sich hierbei entweder um autochthone Verwitterungsschutt in flacheren Gebietsteilen und um parautochthone Hangsedimente, die durch periglaziale Solifluktion, Sturzprozesse oder Schneeschurf am Hang entstanden sind, oder um riß- und würmzeitliche Moränen. Die Moränen sind bereichsweise durch allochthones Geschiebe gekennzeichnet. Unterge-

ordnet treten auch fluviatile Ablagerungen und Eisrandsedimente auf, vor allem entlang des Talbodens der Bregenzer Ach.

### Verfügbare Daten und deren zielführende Aufbereitung als Modellinput

Für die Erstellung eines Prozessdatensatzes sowie flächendeckender und flächendifferenzierender Parameterkarten wurden bewusst allgemein verfügbare Basisdaten verwendet (Tab. 1), sodass die im Folgenden dargelegte Generierung von modellrelevanten Basisdaten (Inputdaten) hinsichtlich der Erstellung von Prozessdispositionskarten auch für andere Gebiete möglich ist und gebietsübergreifende Ergebnisse vergleichbar sind. Zu Vergleichszwecken wurde darüber hinaus noch eine nur bereichsweise in Vorarlberg vorliegende Geotechnische Karte (SEIJMONSBERGEN et al., 1988) herangezogen.

### Generierung eines Prozessdatensatzes

Eine Vielzahl von Untersuchungen belegt, dass im Allgemeinen mehrere Informationsquellen zu einer deutlichen Verbesserung der Prozessdatenlage führen können (TILCH et al., 2011b; GUZZETTI et al., 2012; SCHLÖGEL et al., 2015; ÖROK, 2015). Im Rahmen dieser Fallstudie im Bregenzerwald wurde sich auf die allgemein verfügbaren Luftbilder und Airborne Laserscan (ALS)-Daten beschränkt.

Mittels visuell-kognitiver Auswertung verfügbarer Luftbilder (acht Luftbildserien unterschiedlichen Datums wurden ausgewertet; TILCH; 2014) wurden Informationen zu

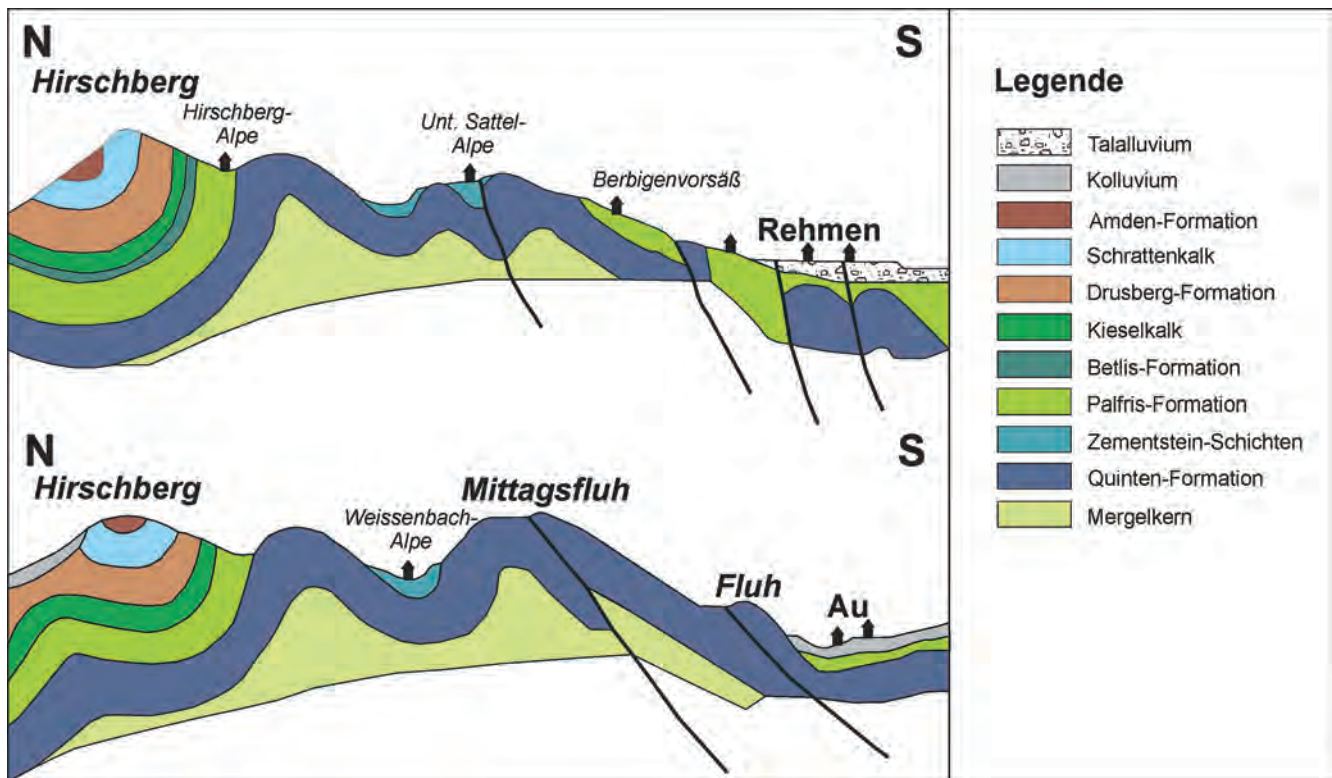


Abb. 4. Geologische Profile entlang der Profillinien 1 (oben) und 2 (unten) der Abbildung 3 nach OBERHAUSER et al. (1986: Abb. C 13, Profile 13, 14), veränderte Darstellung.

	GIS-Datenformat	Maßstab/Rasterweite
Luftbilder	Image	
Geologische Karte (GEOF@ST)	Vektordaten (Polygone)	1:50.000
Geotechnische Karte – analog	digital aufbereitet: Vektordaten (Polygone)	1:10.000
Geländemodell (ALS-Daten 2002–2004)	Rasterdaten	1 m
Geländemodell (ALS-Daten 2011)	Rasterdaten	0,5 m
ALS-Punktwolke (2011)	Vektordaten (Punkte)	mindestens ein Punkt pro Quadratmeter
ÖK	Rasterdaten	1:50.000

Tab. 1.

Tabellarische Zusammenstellung der allgemein verfügbaren und verwendeten Basisdaten für die Modellierung von Prozessdispositionskarten mittels Logistischer Regression.

365 gravitativen Massenbewegungen erzielt. Hierbei handelt es sich vornehmlich um Prozesse, die eine hinreichend große und somit im Luftbild sichtbare Veränderung des Erscheinungsbildes durch entweder Blaikombildung im Abrissbereich der Prozessmassen oder am darunterliegenden Hang akkumulierte Prozessmassen hervorgerufen haben. Voraussetzung hierbei ist, dass der betroffene Hangbereich per Luftbild einsehbar ist (bedenke Abschirmung durch Vegetation, Bergschatten, Wolken).

Im Gegensatz dazu wurden mittels visuell-kognitiver Auswertung von ALS-Daten vornehmlich jene Prozesse identifiziert, durch welche visuell-kognitiv hinreichend identifizierbare Anomalien der Hangtopografie entstanden sind. Dies können Hohlformen in den Abrissbereichen der Prozessmassen und/oder Geländeerhebungen aufgrund von Materialakkumulationen sein. Das hierfür verwendete ALS-Geländemodell stammt von der 2. Befliegung (2011) und somit aus der Zeit nach den allermeisten Massenbewegungsabgängen. Durch die feine Auflösung (0,5 m) konnten auch mehr vornehmlich flachgründige Massenbewegungen identifiziert werden, als mit dem ALS-Geländemodell der 1. Befliegung (Auflösung: 1 m). Auf diese Weise wurden im Untersuchungsgebiet 325 gravitative Massenbewegungen identifiziert.

Die Kompilation beider Prozesseildatensätze hat dazu geführt, dass Informationen zu insgesamt 587 gravitativen Massenbewegungen vorlagen. Hiervon wurden 262 Prozesse nur per Luftbildauswertung (= 44,6 %), 222 Prozesse nur per ALS-Datenauswertung (= 37,8 %) und 103 Prozesse mittels beider Methoden (17,6 %) identifiziert.

In weiterer Folge wurden die Daten des kompilierten Prozessgesamtdatensatzes hinsichtlich ihrer Informations- und Datenqualität sowie ihrer Relevanz für die Fragestellung schrittweise im Sinne einer Qualitäts- und Eignungskontrolle (Abb. 5) geprüft: In einem ersten Schritt wurde die Informationsqualität hinsichtlich der relativen Identifizierbarkeit, der Ansprache des Prozessstyps sowie der Verortungsgenauigkeit geprüft.

Hierbei stellte sich heraus, dass zu 106 Prozessen nicht die gewünschte Informationsqualität vorlag. In einem weiteren Schritt wurde geprüft, ob es sich überhaupt um einen fragestellungsorientierten Prozessstyp (flachgründige Massenbewegungen im Lockergestein: Lockergesteinsrutschungen, Hangmuren und deren Übergangsformen) handelt. Dies war für weitere 32 Prozesse nicht der Fall. Ein weiterer wichtiger Schritt war die Überprüfung, ob hanghydrologische Prozessauslöser bedeutsam waren und fluviatile Prozessauslöser (z.B. Ufererosion) ausgeschlossen

werden können. Dies ist sehr wichtig, da beide auslöserbezogenen Prozessgruppen unterschiedliche Parameterkarten als Modellinput erforderlich machen (HUNZINGER et al., 2016). Für 44 der bisher verbliebenen 449 Prozesse konnten fluviatile Prozessauslöser nicht ausgeschlossen werden.

Letztendlich standen so 405 hochqualitative und fragestellungsorientierte Prozessdaten für eine Modellierung von Prozessdispositionskarten für flachgründige gravitative Massenbewegungen im Lockergestein zur Verfügung (Abb. 6). Hiervon beruhen 201 Prozessinformationen ausschließlich auf der Auswertung der Luftbilder (= 49,6 %), 117 Prozessinformationen ausschließlich auf der Auswertung der ALS-Daten (= 28,9 %) und bei 87 handelt es sich um redundante Prozessinformationen (21,5 %).

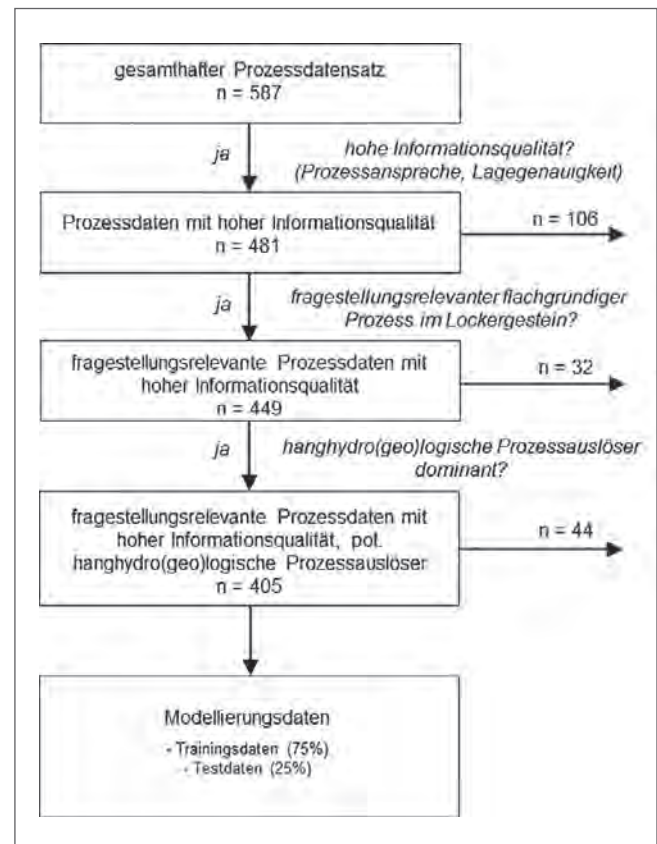


Abb. 5.

Hierarchische Qualitäts- und Eignungskontrolle der mittels visuell-kognitiver Luftbildauswertung und ALS-Datenauswertung erzielten Prozessdaten hinsichtlich der Verwendung für Modellrechnungen zwecks Erzeugung von Dispositionskarten für flachgründige Massenbewegungen im Lockergestein.

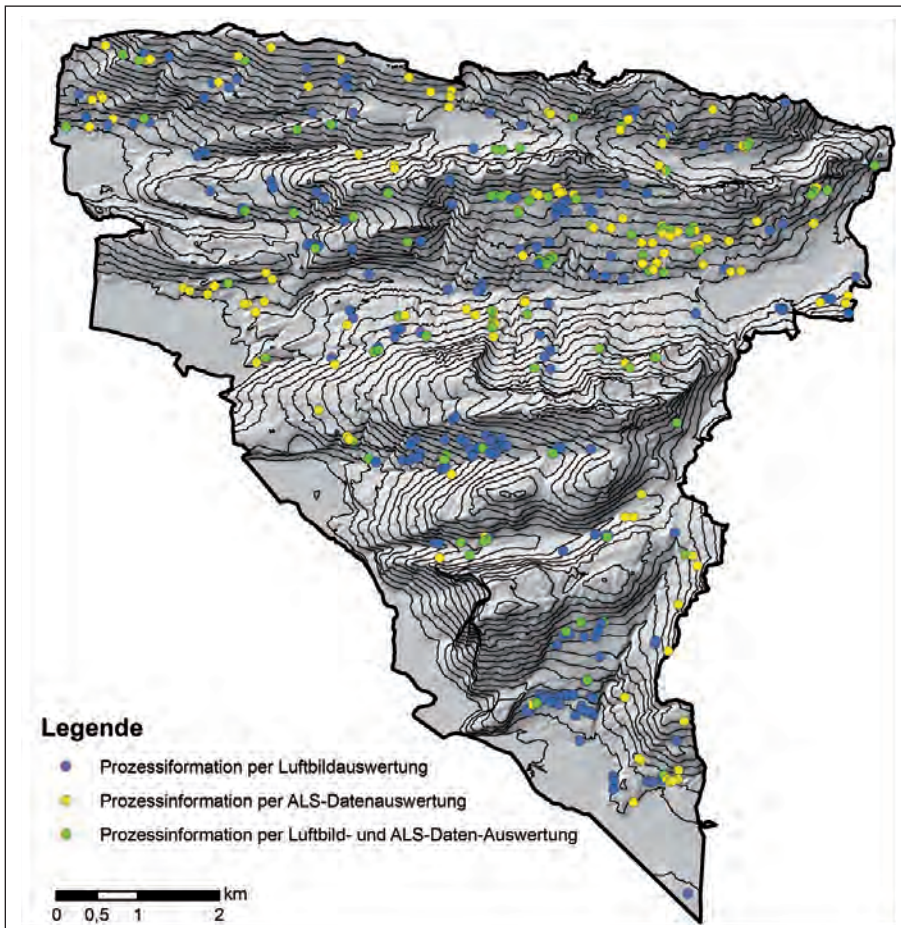


Abb. 6. Mittels Qualitäts- und Eignungskontrolle identifizierte Prozessdaten, die für eine prozessorientierte Modellierung von Dispositionskarten hinsichtlich hanghydrologisch bedingter gravitativer Massenbewegungen im Lockergestein geeignet sind. Darstellungsgrundlagen: Höhenlinien und Schattenbild nach Höhenmodell, © Amt der Vorarlberger Landesregierung.

### Generierung prozessorientierter Parameterkarten

Ausgehend von den in Tabelle 1 angegebenen Basisdaten wurden prozessorientierte Parameterkarten erstellt. Unter prozessorientierten Parameterkarten wird in diesem Zusammenhang verstanden, dass diese als Prädiktorvariablen einen eindeutigen Realitätsbezug zur Hang(in)stabilität haben. Eine Parameterkarte muss also jeweils für einen ingenieurgeologisch erklärbaren, prozessrelevanten Sachverhalt stehen. So wird beispielsweise die Hangneigung als Prädiktorvariable für die Hangabtriebskraft oder die Geologische Grunddispositionskarte als Prädiktorvariable für den zulässigen relativen Reibungswinkel verwendet.

Die gesamthaft durchgeführten Modellrechnungen erfolgten mit unterschiedlichen Parameterkarten und Parameterkombinationen, wobei folgende Parameter aufbereitet und analysiert wurden:

- Wald,
- Walddichte,
- Hangneigung,
- Geologische Grunddisposition I, basierend auf der geologischen Karte (GGD I),
- Geologische Grunddisposition II, basierend auf der geotechnischen Karte (GGD II),
- Vertikalwölbung,
- Horizontalwölbung,
- Wölbungsklassifikation,

- Fließakkumulation,
- Topografischer Wetness index und
- Exposition.

Im Folgenden wird jedoch nur die Generierung jener Parameterkarten näher beschrieben, die nach Durchlaufen der statistischen und inhaltlichen Analyse sowie der stufenweisen Parameterintegration für die Modellierung (Kap. Modellierung) ausgewählt wurden.

Für alle verwendeten Parameterkarten wurden einheitlich Rasterkarten mit einer Pixelgröße von 25 m erstellt. Hinsichtlich der ALS-basierten Parameterkarten wurden – mit Ausnahme der Waldkarte – die ALS-Daten von der 1. Befliegung (2002–2004), somit aus der Zeit vor einem Großteil der Massenbewegungsabgänge, verwendet. Bei einigen Parameterkarten wurden auch mehrere Parameter-Varianten erstellt, um die Aussagekraft (z.B. durch unterschiedliche Parameterklassifikationen) noch zu verbessern (siehe Prozessgesamtdatensatz).

Darüber hinaus wurde noch eine Karte hinsichtlich der potenziellen Verbreitung von Felsschrofen erstellt, um jene Bereiche auszuweisen, an denen keine gravitativen Massenbewegungen im Lockergestein auftreten können. Diese wurde jedoch nicht als Parameterkarte im Rahmen der Modellierung verwendet (Kap. Felsschrofen).



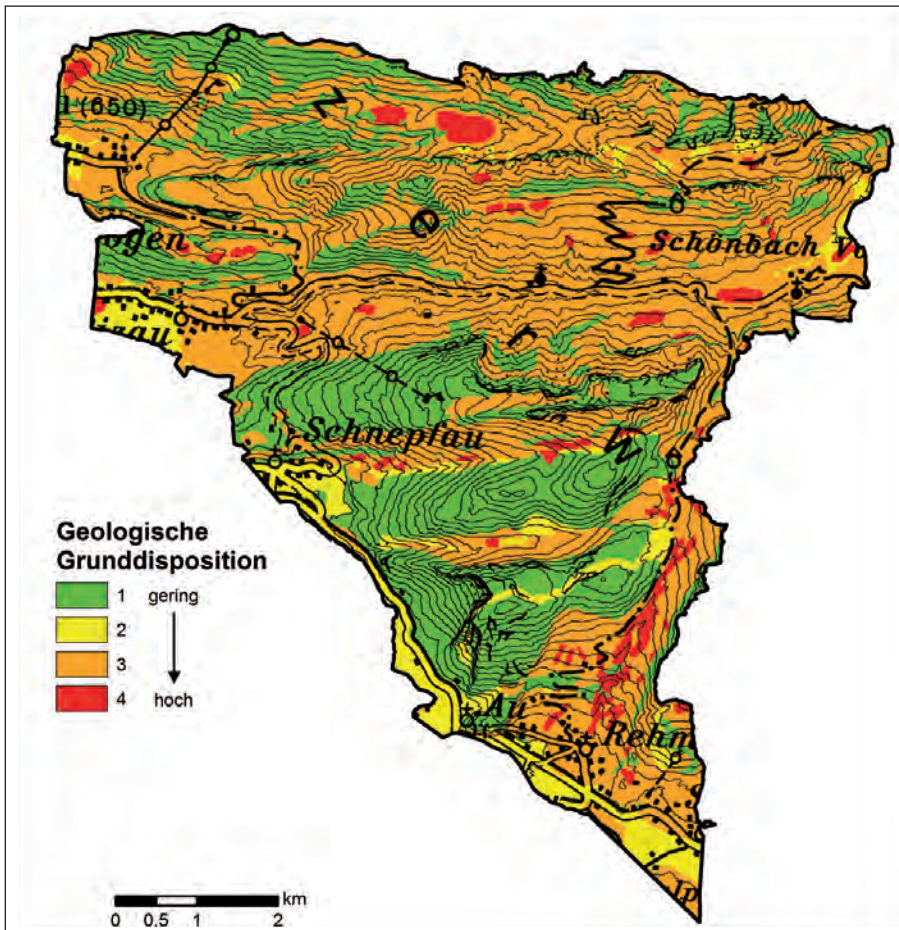


Abb. 7. Parameterkarte „GGD I“, basierend auf der verfügbaren Geologischen Karte im Maßstab 1:50.000 (MOSER, 2010) erstellt und mittels Feldinformationen und aerogeophysikalischen Daten plausibilisiert. Darstellungsgrundlagen: Höhenlinien basierend auf Geländemodell, © Amt der Vorarlberger Landesregierung; Situation der ÖK 200, © BEV.

### Geologische Grunddispositions-karte (GGD I und GGD II)

Diese Parameterkarte (Abb. 7) wurde mithilfe der an der Geologischen Bundesanstalt entwickelten Substratkonzeptkarten-Methode erstellt, welche sich bereits in einigen Gebieten unterschiedlicher Größe und Landschaftsräume hinsichtlich der Modellierung von Dispositions-karten für flachgründige Massenbewegungen im Lockergestein bewährt hat (z.B. Bucklige Welt-Wechselland (Niederösterreich, Steiermark), TILCH et al., 2009; Fischbacher Alpen (Steiermark), TILCH et al., 2011b). Im Rahmen dieser Methode wird schrittweise vom digitalen GIS-Datensatz der verfügbaren Geologischen Karte im Maßstab 1:50.000 (MOSER, 2010) ausgehend zunächst eine Karte der geotechnisch-lithologischen Homogenbereiche, dann eine Substrat-Konzeptkarte und abschließend eine Geologische Grunddispositions-karte erstellt (TILCH et al., 2011b). Die Klassifizierung dieser Parameterkarte beruht auf den für die Substratklassen der Substrat-Konzeptkarte zugewiesenen Reibungswinkelintervallen. Eine Kalibrierung oder Plausibilisierung ist insbesondere für die Substrat-Konzeptkarte möglich, wofür bestenfalls, wie im Fall des Untersuchungsgebietes, Feldinformationen und aerogeophysikalische Daten (TILCH et al., 2018) zur Verfügung stehen.

Im Vergleich zur geologischen Karte enthält die regional verfügbare geotechnische Karte im Maßstab 1:10.000 (SEIJMONSBERGEN et al., 1988) bereits Informationen zu den geotechnisch-lithologischen Homogenbereichen. Zwecks Erstellung einer darauf aufbauenden modellrelevanten Pa-

rameterkarte (GGD II) wurde ebenso wie im Fall der Parameterkarte GGD I verfahren.

Bei beiden geologischen Grunddispositions-karten handelt es sich um Parameterkarten, die modelltechnisch als Prädiktorvariablen für die räumlich variable Beschaffenheit und rutschungsrelevanten Eigenschaften (materialbedingten rückhaltenden Kräfte) der Lockergesteinsauflage verwendet wurden.

### Hangneigungskarte

Diese Parameterkarte (Abb. 8) wurde durch Aggregieren des ALS-Geländemodells von 1 m auf 25 m Rasterweite schrittweise generiert (1 m -> 5 m: Mean-Funktion, 5 m -> 25 m: Maximum-Funktion). Dem liegt die Annahme zugrunde, dass die gravitative Massenbewegung am steilsten 5 m-Pixel innerhalb eines 25 m-Pixels entstand. Da das Geländemodell aus der Zeit vor den meisten Massenbewegungsabgängen stammt und die Pixelgröße von 25 m den Hang schon etwas glättet, war eine weitere Korrektur der Hangneigung in Richtung der Morphologie vor den Massenbewegungsereignissen nur in wenigen Fällen nötig.

Problematisch ist, dass die Logistische Regression die zunächst zunehmende und dann abnehmende Massenbewegungsdichte mit zunehmender Hangneigung nicht abbilden kann. Deshalb wurden verschiedene Verbesserungsmethoden ausgetestet: Als am zielführendsten erwies es sich, den Parameter *Hangneigung* in zwei Parameterkarten aufzuspalten. Dies erfolgte mithilfe der Statistik

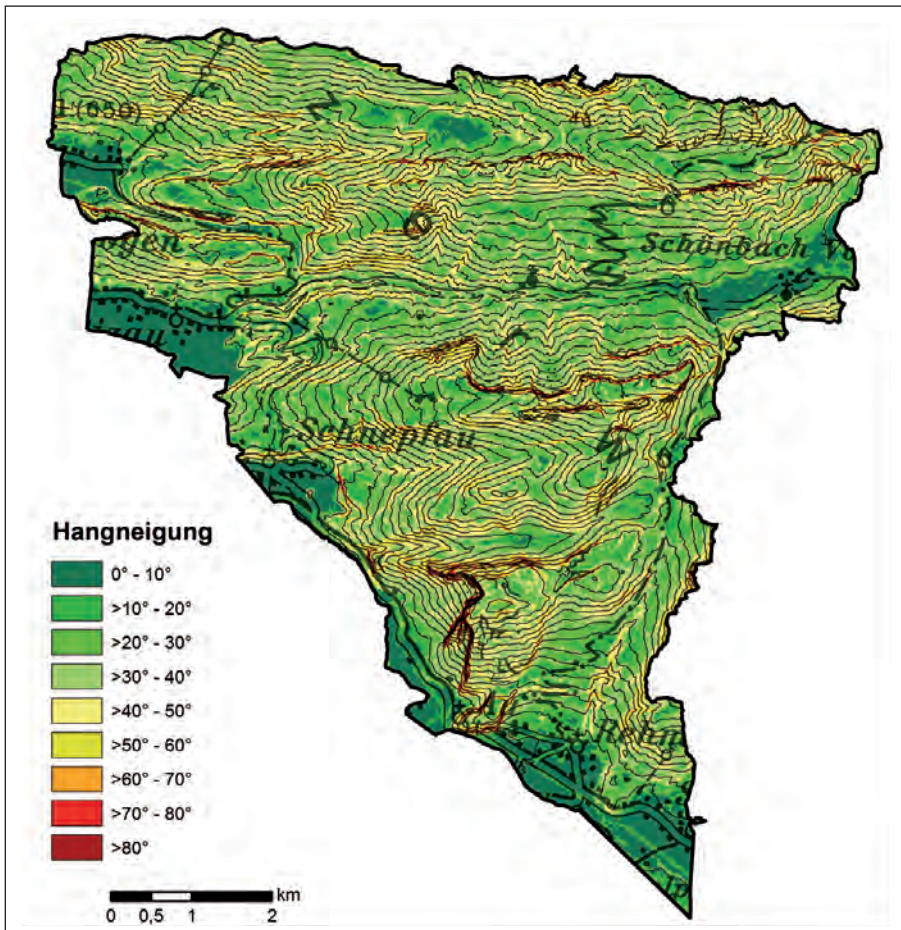


Abb. 8.  
Hangneigungskarte generiert aus ALS-Geländemodell (Befliegungszeitraum 2002–2004, 1 m). Darstellungsgrundlagen: Höhenlinien basierend auf Geländemodell, © Amt der Vorarlberger Landesregierung; Situation der ÖK 200, © BEV.

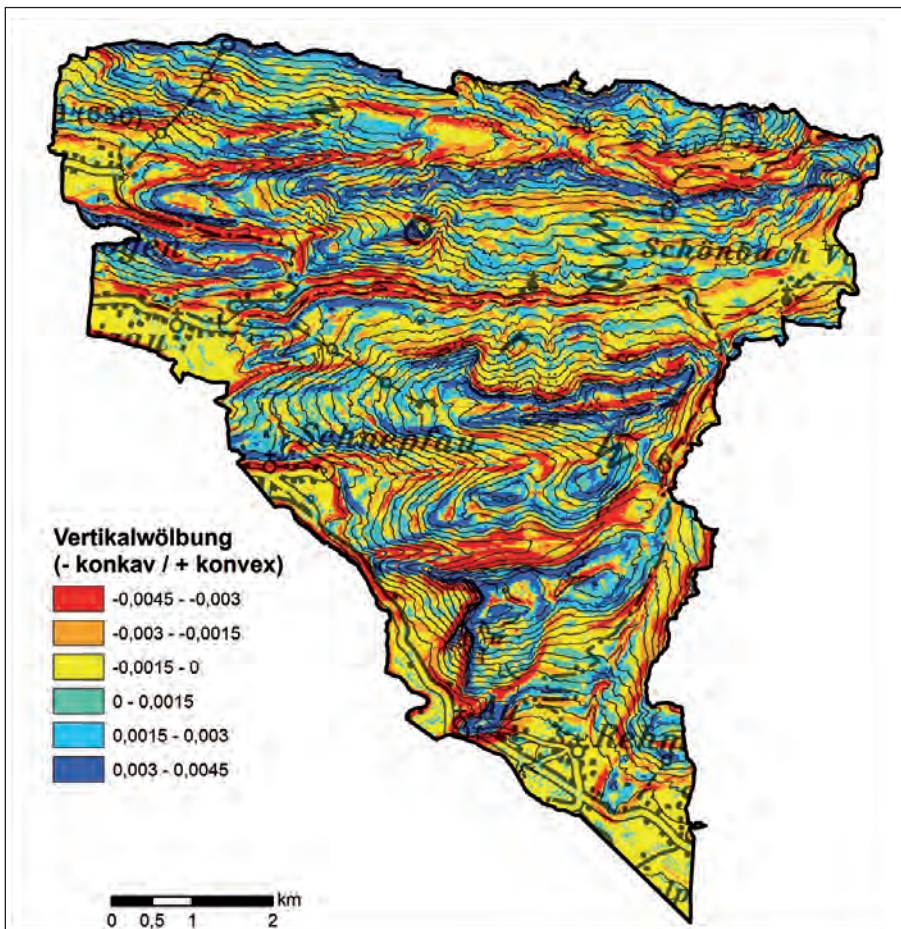


Abb. 9.  
Vertikalwölbung generiert aus ALS-Geländemodell (Befliegungszeitraum 2002–2004, 1 m). Darstellungsgrundlagen: Höhenlinien basierend auf Geländemodell, © Amt der Vorarlberger Landesregierung; Situation der ÖK 200, © BEV.

(siehe Kap. Prozessgesamtdatensatz; Abb. 17e) in den Parameter *Hangneigung\_1* von 0° bis 35° und *Hangneigung\_2* von 35° bis 60°.

Die so erzeugten Parameterkarten wurden modelltechnisch als Prädiktorvariable für die räumlich variablen Hangabtriebskräfte verwendet.

### Vertikalwölbung

Die Vertikalwölbung (Abb. 9) wurde aus dem zu einer Rasterkarte mit 25 m Auflösung (1 m -> 25 m: Mean-Funktion) aggregierten ALS-Geländemodell generiert. Da jedoch die Vertikalwölbung der so erzielten Parameterkarte des Gesamtgebietes bereichsweise viel höhere Werte annahm als dies in den Massenbewegungspunkten (Kap. Prozessgesamtdatensatz) der Fall war, konnten durch die Modellierung und die dadurch beabsichtigte flächendeckende Extrapolation in sehr hohen Wertebereichen zu hohe und unrealistische Dispositionswerte entstehen. Aus diesem Grund wurden alle Parameterkartenwerte ab einem aus der Parameter-Häufigkeitsverteilung abgeleiteten oberen (0,0045) bzw. unteren (-0,0045) Schwellenwert mit einem konstanten Wert versehen.

Diese Parameterkarte wurde als Prädiktorvariable für die durch verschiedene Ausprägungen von Hanggefällesprüngen hervorgerufene Änderung des hydraulischen Gefälles verwendet.

### Waldkarte (Karte der durch Baumwurzeln stabilisierten Hangbereiche)

Dieser Parameterkarte liegen die vereinfachenden Annahmen zugrunde, dass relativ große Bäume eine hangstabilisierende Wirkung haben sowie die Überschirmung und die Durchwurzelung eines Baumes ähnliche Flächenausdehnungen haben.

Zunächst wurde in ArcGIS mittels „Lastools“-Toolbox und „Mosaic Dataset“ eine hochpräzise Wald-Überschirmungskarte (Auflösung: 1 m) direkt aus der ALS-Punktwolke (2011) berechnet. Hierfür wurden die Punkte mit der Klassifizierung „mittlere und obere Vegetation“ ausgewählt, sodass die kleinwüchsige Vegetation (ca. 2 bis 2,5 m Höhe) mit eher geringer hangstabilisierender Wirkung keine Berücksichtigung fand. Da die Punktwolke zum Teil an steileren Felswänden und Häusern fälschlicherweise Bäume auswies, mussten diese Fehler händisch korrigiert werden.

Zwecks eines bestmöglichen Modelltrainings wurden den Prozessdaten (GIS-Vektordaten: Punkte) entsprechend der jeweiligen Prozessstandorte die Werte der ALS-basierten Waldkarte mit 10 m Rasterweite zugewiesen, da dies die hohen Lagegenauigkeiten der ALS-Waldkarte und der Prozessdaten erlauben. Für alle anderen Standorte des Gebietes wurde die ALS-basierte Waldkarte mit 25 m Auflösung herangezogen (Abb. 10).

Diese Parameterkarte wurde modelltechnisch als Prädiktorvariable für die durch Baumwurzeln zusätzlich stabilisierten Hangbereiche verwendet.

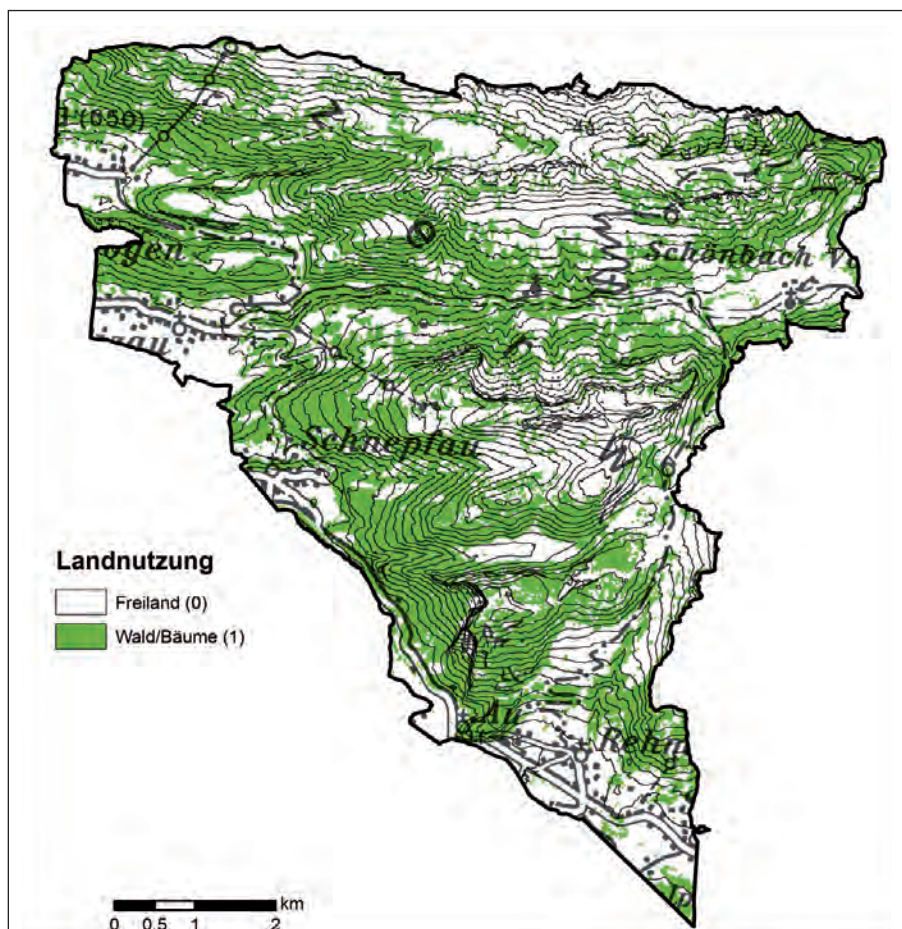


Abb. 10. Waldkarte bzw. Landnutzung (Wald/Bäume oder Freiland) generiert aus der ALS-Punktwolke (Befliegungszeitraum 2011). Darstellungsgrundlagen: Höhenlinien basierend auf Geländemodell, © Amt der Vorarlberger Landesregierung; Situation der ÖK 200, © BEV.

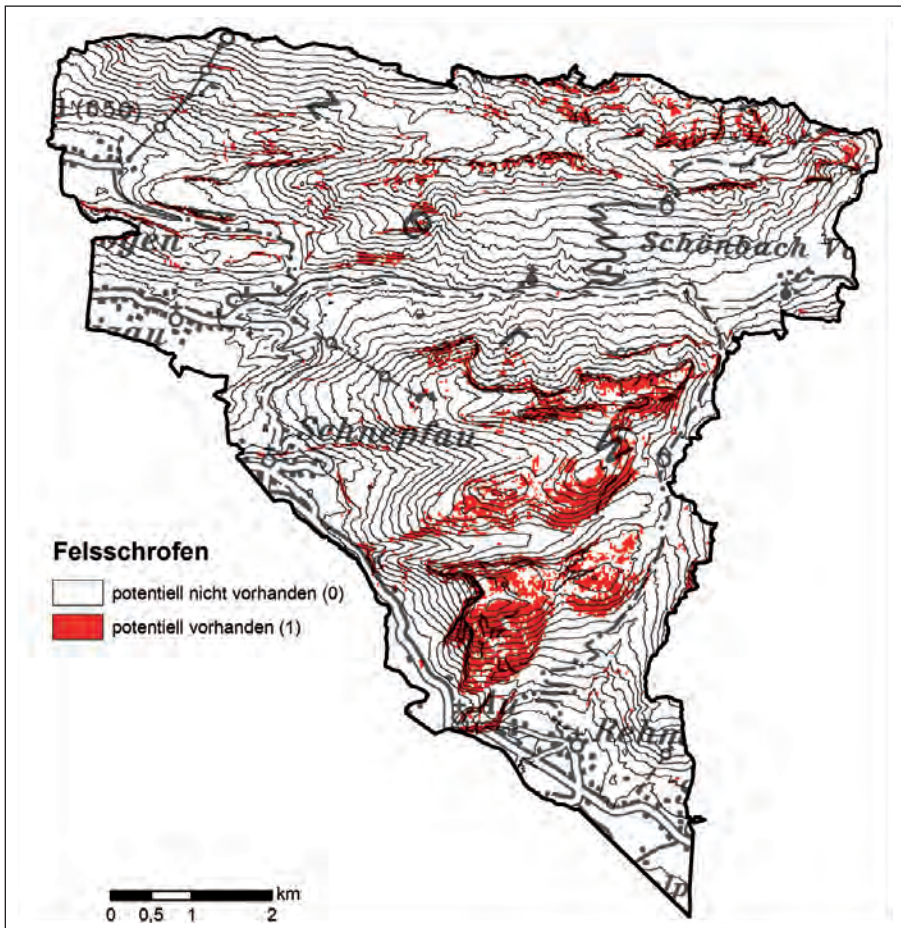


Abb. 11. Potenzielle Verbreitung von Felsschrofen, wo keine gravitative Massenbewegung im Lockergestein möglich ist. Generiert mittels ArcGIS-Tool „Image classification“, Felssignatur der ÖK 50, geotechnische Karte und Hangneigungskarten. Darstellungsgrundlagen: Höhenlinien basierend auf Geländemodell, © Amt der Vorarlberger Landesregierung; Situation der ÖK 200, © BEV.

### Felsschrofen

Diese Themenkarte (Abb. 11), die keine modelltechnische Parameterkarte darstellt, liefert Informationen zu jenen Gebietsbereichen, in denen aufgrund von fehlender Lockergesteinsauflage keine gravitativen Massenbewegungen im Lockergestein auftreten können. Die Intension dieser Einschränkung war, eine Verbesserung des Modellierungsergebnisses durch Eliminierung der die Modellierung verzerrenden, nicht prozessrelevanten Bereiche herbeizuführen. Die Generierung dieser Karte erfolgte durch semiautomatische Luftbild-Klassifikation mittels des ArcGIS-Tools „Image classification“ in Kombination mit der Felssignatur der Österreichischen Karte im Maßstab 1:50.000 (ÖK 50), der geotechnischen Karte und Hangneigungskarten. Da dieses Tool zahlreiche Artefakte erzeugte (Straßen, Wege, Häuser, kahle Bäume, Gewässer, Hangschutt oder Abrissbereiche der Rutschungen werden als Felsen fehlinterpretiert) und reale Felsen in abgeschatteten oder andersfärbigen Bereichen nicht erkannte, mussten diverse vermeintlichen Felsbereiche händisch korrigiert werden.

### Strategie und Methodiken

Aus den verfügbaren Basisdaten (ALS, Geologische Karte etc.) wurden durch Expertenwissen einerseits prozessorientierte Parameterkarten (*Hangneigung*, *Wald* etc.) generiert (Kap. Generierung prozessorientierter Parameterkarten; Abb. 12). Andererseits wurden mithilfe der Basisdaten (ALS, Luftbild) Prozessdaten-Chargen erzeugt

und zu *einem* Prozessgesamtdatensatz kompiliert. Dieser wurde bereinigt und zusammen mit den Parameterkarten zum Modellierungsdatensatz verknüpft. Durch das Herausschneiden der Felsen aus dem Modellierungsdatensatz ergaben sich NoData-Werte, in welchen nicht modelliert wurde (weiße Flächen in den Modellergebnissen).

Es erfolgte eine Aufspaltung des Modellierungsdatensatzes in Trainingsdaten (vgl. Abb. 12, grün), mit welchen die eigentliche Modellierung mittels Logistischer Regression (LogReg) erfolgte, und unabhängiger Validierungsdaten (= Testdaten, rot), mit denen das Modellierungsergebnis im Anschluss validiert wurde. Entsprechend der Zielsetzung wurde getrennt mit den drei Prozessdatensätzen ALS- (1), Luftbild- (2) und Gesamtdaten (= ALS- und Luftbilddaten (3)) modelliert und validiert.

### Statistische Methoden

Der Dispositionsmodellierung wurde eine statistische Analyse aller verwendeten Parameterkarten (Kap. Generierung prozessorientierter Parameterkarten) vorgeschaltet, um Einblick in die Datenstruktur und die Zusammenhänge der Eingangsdaten zu erhalten und so eine sinnvolle Parameterauswahl treffen zu können.

Einerseits wurden die Korrelationen der Parameterkarten (unabhängige Variablen) untereinander errechnet, da eine Multikollinearität (zwei oder mehrere unabhängige Variablen korrelieren stark) die Fehler der Regressionskoeffizienten zu groß werden lässt und es zu einer Überbetonung einer Parametergruppe kommen kann. Die Korrelationen

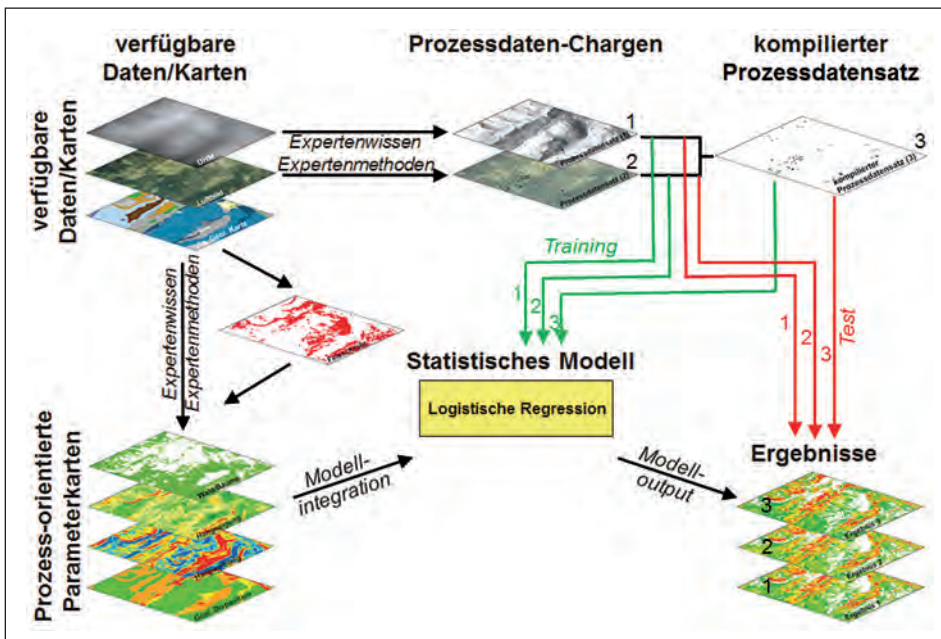


Abb. 12. Schematische Darstellung des generellen Datenflusses im Rahmen einer Dispositionsanalyse mittels Logistischer Regression.

wurden je nach Skalenniveau als Pearsonscher-Korrelationskoeffizient oder Spearmanscher Rangkorrelationskoeffizient berechnet, wobei Korrelationen mit Betrag  $> |0,7|$  als hoch,  $> |0,9|$  als sehr hoch gelten.

Andererseits wurden die bivariaten Zusammenhänge zwischen den einzelnen Eingangsparametern (unabhängige Variablen) und der Verteilung der Massenbewegungen (abhängige Variable) analysiert, wobei für jede der drei Prozessdatensätze (ALS-, Luftbild-, Gesamtdatensatz) eine eigene Analyse durchgeführt wurde. Diese Zusammenhänge wurden für die drei unterschiedlichen Analysegebiete „gesamtes Projektgebiet“, „felsfreies Projektgebiet“ und „felsfreies Projektgebiet  $> 10^\circ$  Hangneigung“ errechnet. So sollte durch den stufenweisen Ausschluss jener Gebiete, in denen so gut wie keine Massenbewegungen auftreten können (Felsgebiete, Hangneigungen  $< 10^\circ$ ), ein noch besserer Einblick in die relevanten Datenzusammenhänge erzielt werden. Aus Stärke und Art des Zusammenhanges ergab sich die Bedeutung des Parameters für die Modellierung, wobei Parameter mit starkem Zusammenhang aus strategischen Gründen zuerst in die Modellierung aufgenommen wurden. Parameter mit schwachem Zusammenhang wurden später, jene ohne Zusammenhang gar nicht in die Modellierung aufgenommen. Ein schwacher Zusammenhang konnte zum Teil durch eine Transformation oder Klassenzusammenfassung des Parameters verbessert werden.

Die bivariate Statistik wurde sowohl als reine Häufigkeitsverteilung der Prozessdatenanteile über die Parameterklassen, als auch als aussagekräftigerer „Instabilitätsindex“ (Prozentsatz der Prozessdaten innerhalb einer Parameterklasse/prozentueller Flächenanteil dieser Parameterklasse) durchgeführt. Beim Instabilitätsindex zeigen Werte  $> 1$  eine überdurchschnittliche, Werte  $< 1$  eine unterdurchschnittliche Massenbewegungsdichte in dieser Parameterklasse an.

Neben der statistischen wurde auch eine inhaltliche Analyse der Parameterkarten durchgeführt, um jene Parameter auszuschließen, die Scheinkorrelationen (Korrelation ohne realistischen Kausalzusammenhang) aufweisen oder

den ingenieurgeologischen Sachverhalt (Kap. Generierung prozessorientierter Parameterkarten) nicht richtig widerspiegeln. Um ein Übergewicht an bestimmten prozessfördernden oder prozesshemmenden Faktoren zu vermeiden, wurde auch darauf Bedacht genommen, dass jeder ingenieurgeologische Sachverhalt nur einmal durch eine Parameterkarte abgebildet wurde.

## Modellierung

Zwecks Aufbereitung der Prozessdaten für die Modellierung wurde der Prozessgesamtdatensatz über eine Zufallsfunktion in einen Trainings- und einen Testdatensatz im prozentuellen Verhältnis 75:25 aufgeteilt, wobei beide Teildatensätze möglichst repräsentativ für den Gesamtdatensatz sein sollten. Die eigentliche Modellierung mittels Logistischer Regression (LogReg) erfolgte mit dem Trainingsdatensatz, während mit den unabhängigen Testdaten das Modellierungsergebnis im Anschluss validiert wurde (s.u.). Innerhalb jedes Teildatensatzes musste hierbei ein Gleichgewicht zwischen Punkten mit Massenbewegung (Code = 1) und ohne Massenbewegung (Code = 0) über die Vervielfachung der 1-Werte hergestellt werden.

Es wurden getrennte Modellierungen mittels LogReg mit Prozessdaten aus unterschiedlichen Quellen durchgeführt, um den Einfluss der einzelnen Prozessdatensätze auf die jeweiligen Ergebnisse analysieren zu können. Die Modellierung erfolgte zunächst mit dem Prozessgesamtdatensatz (3), danach wurde getrennt nur mit dem ALS-Prozessdatensatz (1) und nur mit dem Luftbild-Prozessdatensatz (2) modelliert. Die Modellierung (3) wurde nach dem Standard-Modellierungsschema gerechnet, in dem sukzessive verschiedene Parameterkarten in die Modellierung einbezogen wurden. Der jeweilige Parameter wurde dann, je nach dessen Auswirkungen auf die Ergebnisvalidierung und dessen Einfluss auf die Modellierung, beibehalten oder verworfen. Parameterkarten, die zu den Prozessdaten hochkorrelieren, wurden hierbei zuerst in die Modellierung aufgenommen. Die Validierung wurde mit mehreren Validierungsmethoden durchgeführt (Kap. Validierungsme-

thoden), der Einfluss eines Parameters wurde aufgrund der Höhe der Regressionskoeffizienten, der „Odds-Ratio“, der LL-Differenz (Kap. Logistische Regression) sowie einer visuellen und numerischen Analyse der Raster- bzw. der Rasterdifferenzkarten von Modellierungen inklusive und exklusive eines jeweiligen Parameters analysiert.

Wenn mehrere Varianten einer Parameterkarte vorlagen, wurde nur die betreffende Parameterkarte durch die andere Variante ersetzt, während die restlichen Parameterkarten unverändert blieben. Dies galt einerseits für Parameterkarten mit gleichem Sachverhalt wie *GGD I & II*, *Wald & Walddichte* sowie *Vertikalwölbung & Wölbungsklassifikation* und andererseits für Modifikationen desselben Parameters (z.B. *Vertikalwölbung*). Die Parameterkarte mit dem besser validierten Modellierungsergebnis (s.u.) wurde beibehalten, bei ähnlich gut validierten Modellergebnissen wurde die modelltechnisch bessere Karte bevorzugt. Bezüglich der geologischen Grunddisposition wurde die allgemein verfügbare Karte beibehalten. Am Ende dieser vielen Parameterkombinationen wurde dann ein bestes Ergebnis bestimmt. Für Modellierungen mit den Prozessdatenchargen (1) & (2) wurde hingegen nur mit jeweils drei ausgewählten Parameterkombinationen, inklusive jener des besten Ergebnisses mit dem Prozessgesamtdatensatz (3), gerechnet und diese dann verglichen.

### Validierungsmethoden

Im Anschluss an die Modellierung wurde analysiert, wie sich die unterschiedlichen Prozessteildatensätze auf die Güte der Validierungen und die Pixelverteilungen der Rasterergebnisse auswirken. Darüber hinaus wurde untersucht, inwiefern es durch die Modellierung mit dem Prozessgesamtdatensatz zu einer Verbesserung des Modellierungsergebnisses gegenüber den Prozessteildatensätzen kommt.

Die Validierung hierfür wurde mit den beiden Testteildatensätzen ALS (1) und Luftbild (2) sowie mit den Testdaten des Prozessgesamtdatensatzes (Testgesamtdatensatz) (3) durchgeführt, da aus jeder dieser Validierungen unterschiedliche Erkenntnisse gewonnen werden können. Aus der Validierung mit dem Testgesamtdatensatz erschließt sich die „tatsächliche Modellgüte“ (vg), unter der Annahme, dass dieser Datensatz weitestgehend repräsentativ für die Grundgesamtheit ist. Aus der Validierung mit dem Testdatensatz derselben Datenquelle, mit der modelliert wurde (z.B. Validierung der ALS-Modellierung mit ALS-Testdatensatz), erschließt sich die „scheinbare Modellgüte“ (vs). Diese zeigt an, wie gut das Modell mit den jeweiligen zur Verfügung stehenden Daten gerechnet wurde. Die Modellgüte ist jedoch nur ein „scheinbares“ Gütemaß, da eine Verzerrung, die aufgrund einer Datenschiefelage bei einer Datenquelle entsteht, durch Testdaten mit der gleichen Schiefelage nicht erkannt werden kann. Sie entspricht somit jenen Validierungen, die oft in der Literatur hinsichtlich von Modellierungen mit nur einer Datenquelle angegeben werden. Hingegen stehen im Fall des Testgesamtdatensatzes alle Prozessdaten zur Verfügung, sodass diese Modellgüte dann nicht „scheinbar“ ist, sondern der „tatsächlichen Modellgüte“ entspricht.

Die Validierung mit dem Testteildatensatz der jeweils anderen Datenquelle (va) gibt Aufschluss darüber, wie sehr das Modellierungsergebnis (z.B. ALS) von der Prozessdatenverteilung der anderen Quelle (z.B. Luftbild) abweicht

und zeigt somit die Schiefagen zwischen den beiden Datenchargen (ALS & Luftbild) an. Es wird dabei auch aufgezeigt, ob die jeweilige Modellierung besser die Daten derselben Quelle oder der anderen Quelle modellierte. Die unterschiedlichen Pixelverteilungen wurden schließlich mittels Rasterdifferenzkarten der jeweiligen Ergebnisse der verschiedenen Prozessteildatensätze analysiert.

Die Validierung erfolgte mittels Kombination mehrerer unterschiedlicher Validierungsmethoden. Gegenüber einer Einzelvalidierung ergeben sich dadurch Verbesserungen, da in jede Methode unterschiedliche Aspekte eingehen und so die jeweiligen Nachteile einer Methode durch die Vorteile anderer Methoden ausgeglichen werden können (ÖROK, 2015). Zur Anwendung kamen hierbei die Validierungsmethoden *Erkenntnisrate*, „*Prediction rate*“ nach CHUNG & FABBRI (2003), *ROC (Receiver Operating Characteristic)*, *Verteilung der Prozessdatendichte* bzw. *der Prozessdatenanzahl über die Dispositionsklassen* sowie die Gütetests des logistischen Regressionsmodells *Devianz*, *Pseudo R<sup>2</sup>* und *LR-Test* (Kap. Logistische Regression). Die LogReg-Gütetests beziehen sich stets auf den gesamten Datensatz (Trainings- und Testdaten), die restlichen Validierungsmaße wurden mit den Testdaten durchgeführt.

Die *Erkenntnisrate* gibt die „true positives“ (= Sensitivity) an, also jenen Anteil der Massenbewegungspunkte, der über einem Dispositions-Schwellenwert (meist 0,5) liegt und somit richtigerweise als instabil klassifiziert wurde. Die beiden Schwellenwert-unabhängigen Methoden *ROC* und „*Prediction rate*“ nach CHUNG & FABBRI (2003) stellen beide Kurven über zwei Koordinatenachsen dar, wobei das Validierungsmaß die Links-Oben-Ausrichtung der Kurve bzw. die Fläche unter der Kurve (= „*Prediction rate*“ (AUC) bzw. AUROC) darstellt. Bei beiden Methoden werden auf der y-Achse die „true-positives“ aufgetragen. Auf der x-Achse wird bei der „*Prediction rate*“ der absteigend gerankte Flächenanteil der berechneten Dispositionskarte, bei *ROC* die „false positive rate“ (= Specificity, Anteil der massenbewegungsfreien Punkte im instabilen Bereich) aufgetragen.

Da *ROC* und „*Prediction rate*“ große Ähnlichkeiten hinsichtlich des Aufbaus und des Validierungsergebnisses zeigen, wurden diese zu einer Validierung zusammengefasst. Gleiches galt für die drei Gütetests der LogReg. Auf diese Weise flossen fünf verschiedene, aber gleichgewichtete Validierungsmethoden in die Gesamtvalidierung ein (Ausnahme: *Verteilung der Prozessdatenanzahl über die Dispositionsklassen* wurde schwächer gewichtet). Bei der *ROC*, „*Prediction rate*“ und *Erkenntnisrate* wurden zwei Ergebnisse mit Validierungsdifferenzen  $\leq 0,01$  als gleich gut betrachtet. Darüber hinaus wurden die Ergebnisse mithilfe der visuellen Analyse und der Regressionskoeffizienten auch per Expertenwissen dahingehend überprüft, ob die Pixelverteilungen der Ergebnisse und die Einflussstärken und Einflussrichtungen der Variablen ingenieurgeologisch plausibel waren.

### Logistische Regression (LogReg)

Durch die binäre logistische Regression wird der nicht lineare Zusammenhang zwischen  $n$  unabhängigen, erklärenden Variablen  $X_1, X_2, \dots, X_n$  und einer abhängigen, dichotomen Variable  $Y$  mit den Ausprägungen 0,1 erfasst, wobei die unabhängigen Variablen jedes Skalenniveau (z.B. metrisch oder kategorial) haben können. Über einen Regressionsansatz wird die Wahrscheinlichkeit  $P$  zur Zugehörigkeit

einer Ausprägung modelliert. In der Dispositionsmodellierung ist die abhängige Variable die Disposition für das Auftreten von Massenbewegungen (ausgehend von der dichotomen Ausprägung Massenbewegung ja/nein) und die unabhängigen Variable sind die Standortfaktoren in Form der Parameterkarten *Hangneigung*, *Wald*, etc.

Beim einfachen linearen Regressionsmodell gilt der Zusammenhang

$$y_j = \beta_0 + \sum_{i=1}^n \beta_i * x_{ij} \quad (1)$$

$x_{ij}$  = Wert der i-ten unabhängigen Variable bei Beispiel j

$y_j$  = Wert der abhängigen Variable bei Beispiel j

$\beta_0$  = Regressionskonstante

$\beta_i$  = Regressionskoeffizient der i-ten unabhängigen Variable

Dieser Ansatz ist jedoch für eine dichotome, abhängige Variable ungeeignet, da theoretisch alle Ausprägungen von  $-\infty$  bis  $+\infty$  und nicht nur die Werte 0 und 1 realisiert werden können. Dies kann jedoch mittels LogReg korrigiert werden. Hierfür wird im ersten Schritt nur die Wahrscheinlichkeit, dass  $Y_i = 1$  ist, modelliert ( $P_i = P(Y = 1)$ ). Um nun  $P_i$  vom Intervall  $[0, +1]$  auf das Intervall  $[-\infty, +\infty]$  zu bringen, müssen noch zwei Transformationen durchgeführt werden. Hierzu werden im 2. Schritt die „Odds“ (auch likelihood ratio, Wahrscheinlichkeitsverhältnis) eingeführt, welche den Quotienten aus Wahrscheinlichkeit des Eintretens  $Y_i = 1$  durch die Wahrscheinlichkeit des Nicht-Eintretens ( $Y_i = 0$ ) darstellen (vgl. Formel 2). Dieser Term variiert nun von 0 bis  $+\infty$ . Durch den natürlichen Logarithmus der Odds im 3. Schritt erhält man schließlich den „Logit“ (vgl. Formel 3), welcher nun im gewünschten Intervall  $[-\infty, +\infty]$  variiert.

$$\frac{P_i}{1-P_i} = \text{Odds} \quad (2)$$

$$\ln \frac{P_i}{1-P_i} = \ln \frac{P(Y=1)}{1-P(Y=1)} = \text{Logit} (P) \quad (3)$$

Somit kann zwischen Logit ( $P(Y = 1)$ ) und den unabhängigen Variablen eine lineare Beziehung angenommen werden, indem der Logit in Formel 1 anstelle von  $Y_i$  eingesetzt wird. Wird die Gleichung nach P aufgelöst, so erhält man die logistische Regressionsgleichung (vgl. Formel 4) mit der Wahrscheinlichkeit des Auftretens  $P(y_j = 1)$  und den unabhängigen Variablen  $X_1, X_2, \dots, X_n$  des j-ten Beispiels:

$$P(y_j = 1) = \frac{1}{1+e^{-z_j}} = \text{logistische Funktion}$$

$$\text{mit } z_j = \beta_0 + \sum_{i=1}^n \beta_i * x_{ij} \quad (4)$$

Die Regressionskoeffizienten  $\beta_i$  (auch Logit-Koeffizienten) spiegeln die Einflussstärke der Variablen  $X_i$  auf die Eintrittswahrscheinlichkeit  $P(y_j = 1)$  wider. Der Ausdruck  $e^z$  entspricht den Odds, die z-Werte entsprechen den Logits. Die logistische Funktion, die einen S-förmigen Verlauf hat (Abb. 13), transformiert also eine reell wertige Variable in eine Wahrscheinlichkeit, wodurch der Wertebereich von  $[-\infty, +\infty]$  auf  $[0, +1]$  umgewandelt wird. Die S-Kurvenform führt daher dazu, dass sich die Wahrscheinlichkeit  $P_i$  bei gleichen Veränderungen der X-Werte im sehr großen oder sehr kleinen Wertebereich kaum ändert, während diese sich im mittleren Wertebereich (also um Null) am stärksten ändert.

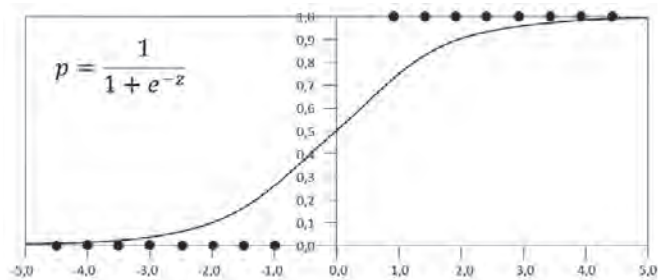


Abb. 13. Logistische Funktion für eine unabhängige (x-Achse) und eine abhängige Variable (y-Achse).

Die Schätzung der logistischen Regressionsfunktion erfolgt mittels der Maximum-Likelihood-Methode, bei der die Regressionskoeffizienten  $\beta_i$  so bestimmt werden, dass die Wahrscheinlichkeit maximal ist, die beobachteten Daten zu erhalten. Die Wahrscheinlichkeit  $P_i$  soll also für  $Y_i = 1$  möglichst groß, und für  $Y_i = 0$  möglichst klein sein, wobei sich die Likelihood-Funktion aus dem Produkt der einzelnen Wahrscheinlichkeiten ergibt. Durch den Logarithmus dieser Funktion wird eine Summenfunktion erhalten, die sogenannte *Log-Likelihood-Funktion* (= LL-Funktion, vgl. Formel 5). Die Berechnung der Regressionskoeffizienten  $\beta_i$  aus der LL-Funktion erfolgt nun iterativ über Optimierungsalgorithmen wie z.B. das Quasi-Newton-Verfahren.

$$LL(\beta_i) = \sum_{j=1}^m Y_j * \ln \left( \frac{1}{1+e^{-z_j}} \right) + (1 - Y_j) * \ln \left( 1 - \frac{1}{1+e^{-z_j}} \right) \quad (5)$$

Die Regressionskoeffizienten  $\beta_i$  verdeutlichen den Einfluss von  $X_i$  auf  $P_i$ , jedoch nur grob in der Form, dass bei steigenden X-Werten positive Koeffizienten zu größeren, negative zu kleineren Wahrscheinlichkeiten führen. Eine Vergrößerung des Koeffizienten bewirkt hierbei einen steileren Anstieg der S-Kurve im mittleren Wertebereich (um Null), was folglich zu einem flacheren Anstieg im äußeren Bereich führt. Eine genauere Interpretation der  $\beta_i$  ist nur schwer möglich, da die nicht lineare Regressionsfunktion keine direkten Aussagen über die Beziehung von abhängigen und unabhängigen Variablen erlaubt. Daher wird zur Interpretation anstatt des Koeffizienten bevorzugt die „Odds-Ratio“ (= OR) oder auch der Effekt-Koeffizient in der Form  $e^\beta$  herangezogen. Sie gibt an, um wieviel sich die Wahrscheinlichkeit der Odds ändert, wenn X um 1 erhöht wird, während alle anderen Variablen konstant gehalten werden. Es gilt:  $OR < 1$  verringert,  $OR > 1$  erhöht die Wahrscheinlichkeit  $P_i$ .

Die Gütetests der LogReg beziehen sich alle auf die logarithmierte Likelihood-Funktion (LL-Funktion). Der *Likelihood-Ratio-Test* (LR-Test) berechnet *LLR*. Dies ist die Differenz zwischen dem maximalen LL-Wert des zu prüfenden Modells ( $LL_v$ ) und dem maximalen LL-Wert des Nullmodells ( $LL_o$ ), in dem alle Koeffizienten außer der Konstante auf Null gesetzt sind (vgl. Formel 6). Die *Devianz D* ist hingegen die Abweichung vom Idealwert und zwar als Differenz zwischen  $LL_v$  und dem maximalen LL-Wert des saturierten Modells ( $LL_{sat}$ ), welches ein perfekt angepasstes Modell mit einer Variable pro Beobachtung darstellt (vgl. Formel 7). Es gilt: Je größer *LLR* bzw. je kleiner die Devianz ist, desto besser ist die Modellanpassung. Darüber hinaus gibt es verschiedene *Pseudo R<sup>2</sup>-Tests* wie jene nach *Nagelkerke* (gilt als bester Test), *McFadden* und *Cox&Snell*, wobei alle auf dem Verhältnis von  $LL_v$  zu  $LL_o$  basieren. Die Werte bewegen sich jedoch auf einem nied-

rigeren Niveau als beim Bestimmtheitsmaß  $R^2$  (Werte von 0,2 bis 0,4 gelten bereits als gut).

$$LLR = -2*(LL_o - LL_v) \quad (6)$$

$$D = -2*(LL_v - LL_{sat}) \quad (7)$$

Analog zum LR-Test kann auch der Einfluss einer Variable bzw. deren Beitrag zur Gesamtgüte des Modells gemessen werden, indem die  $LL_v$  des zu prüfenden Modells mit jener des um diese Variable reduzierten Modells  $LL_r$  verglichen wird. Je höher diese LL-Differenz, desto stärker ist der Einfluss dieser Variablen bzw. deren Beitrag zur Gesamtgüte. Kein Variableneinfluss liegt jedoch dann vor, wenn die Variable den Signifikanztest nicht besteht.

Folgende Voraussetzungen sollten für die Anwendung einer LogReg erfüllt sein: Die unabhängigen Variablen sollten untereinander weitestgehend frei von Multikollinearität sein, die interessanteste Ausprägung hat Codierung 1, Einbeziehung aller relevanten unabhängigen Variablen (kein „underfitting“), Ausschluss aller irrelevanten unabhängigen Variablen (kein „overfitting“), aussagekräftige Schätzung (ab 100 Beobachtungen pro Gruppe), pro Ausprägung der abhängigen Variable mindestens 25 Beobachtungen (HOSMER & LEMESHOW, 2000; DIAZ-BONE & KÜNEMUND, 2003; BACKHAUS et al., 2015; BRUDERER-ENZLER & SCHWARZ, 2018).

## Statistische Ergebnisse und deren Diskussion

In der Diskussion der statistischen Ergebnisse wird zunächst eine Korrelationsmatrix der Parameterkarten vorgestellt, welche für die Modellierungen mit den Prozessdatensätzen und mit dem Prozessgesamtdatensatz gilt. Anschließend werden die Ergebnisse der bivariaten Statistik zwischen den Prozessdaten und Parameterkarten für jeden der drei Prozessdatensätze separat vorgestellt und diskutiert.

## Korrelationsmatrix der Parameterkarten

Die Ergebnisse der Korrelationsmatrix der Parameterkarten sind in Tabelle 2 dargestellt. Parameterkombinationen, die aufgrund der sehr hohen Korrelation ( $> 0,9$ , rot markiert) nicht zusammen im Rahmen der Modellierung verwendet wurden, waren daher naturgemäß die Parameter *Wald* & *Walddichte* sowie *Vertikalwölbung* & *Wölbungsklassifikation*. Letztere lag in Form von neun Dummy-Einzelvariablen vor, welche hier jedoch zwecks besserer Anschaulichkeit für die statistische Auswertung zu einer Variablen zusammengefasst wurden. Alle anderen Parameterkombinationen zeigten mit Korrelationen  $< 0,7$  keine nennenswerten Multikollinearitäten und konnten daher gemeinsam in die Modellierung einbezogen werden. Dies galt demnach sogar noch für die Kombination *Wetness-Index* & *Fließakkumulation*, welche naturgemäß hoch korreliert, jedoch mit 0,62 statistisch noch unter dem Grenzwert blieb. Auch bei der Parameterkombination *Hangneigung* & *Wald* lag das Korrelationsmaß unter 0,7, obwohl ein klarer Anstieg der Waldflächenanteile mit zunehmender Hangneigung vorlag.

Unabhängig von der Korrelationshöhe wurde zusätzlich eine inhaltliche Analyse per Expertenwissen durchgeführt. Hierbei wurden naheliegender Weise die Parameterkombinationen *Wald* & *Walddichte*, *GGD I & II*, *Fließakkumulation* & *Wetness-Index*, *Vertikalwölbung* & *Wölbungsklassifikation* sowie *Horizontalwölbung* & *Wölbungsklassifikation* für Modellierungszwecke ausgeschlossen, da sie sich jeweils auf die gleichen Sachverhalte beziehen. Weiters wurde die Parameterkarte *Exposition* aufgrund möglicher Scheinkorrelationen nicht einbezogen. Ein wesentlicher Grund hierfür ist, dass insbesondere waldfreie Südhänge (Sonnenseite) durch anthropogene Eingriffe (direkt sichtbare, z.B. Straßen, sowie nicht direkt sichtbare, z.B. Hangdrainagen) stärker geprägt sind. Dies könnte auch erklären, warum im Fall von katastrophalen Regionalereignissen die Prozessanzahl und Prozessdichte dort vergleichsweise hoch ist. Solche anthropogenen Faktoren können flächendifferenziert einen unterschiedlichen Einfluss (prozesshemmend oder pro-

Variable 25 m	Wald	Walddichte	Wölbungsklassifikation	Vertikalwölbung	Horizontalwölbung	Hangneigung	Geologische GD I	Geologische GDII	Fließakkumulation	Wetness-Index
Walddichte	0,91									
Wölbungsklassifikation	0,09	0,08								
Vertikalwölbung	0,05	0,07	0,90							
Horizontalwölbung	0,06	0,07	0,59	0,37						
Hangneigung	0,45	0,51	0,11	0,11	0,08					
Geologische GD I	-0,02	-0,27	-0,30	-0,28	-0,23	-0,30				
Geologische GD II	-0,24	-0,24	-0,23	-0,21	-0,16	-0,27	0,54			
Fließakkumulation	-0,10	-0,11	-0,42	-0,39	-0,38	-0,10	0,28	0,22		
Wetness-Index	-0,34	-0,35	-0,38	-0,35	-0,35	-0,59	0,42	0,35	0,62	
Exposition	0,01	0,00	0,02	0,03	0,00	0,05	-0,02	0,00	0,15	0,02

Tab. 2.  
Korrelationsmatrix der Parameterkarten.



zessfördernd) auf die Prozessdisposition haben, was allerdings mit allgemein verfügbaren Daten nicht abgebildet werden kann.

Die Parameterkarte *Fließakkumulation* war inhaltlich als sehr unsicher zu bewerten, da insbesondere in Karbonatgebieten die Fließrichtung und somit auch die Fließakkumulation des Grundwassers vielerorts von der Hangorientierung und Hangneigung stark abweichen können. Dies erklärt auch, warum trotz verschiedenster Versuche es nur bereichsweise gelang, plausible Ergebnisse zu erzielen.

## Bivariate Statistik

### Prozessgesamtdatensatz

Der Zusammenhang zwischen den Prozessdaten und jeder Parameterkarte wurde mittels bivariater Statistik untersucht, um Informationen zur Stärke und Richtung des jeweiligen Zusammenhangs zu erhalten. Im Folgenden werden stellvertretend für alle Parameterkarten und Prozessdatensätze jene Ergebnisse der bivariaten Statistik detailliert erläutert und diskutiert, die für den Prozessgesamtdatensatz bezüglich der Parameterkarte *GGD I* erhalten wurden:

In Abbildung 14 sind die Häufigkeitsverteilungen der Prozessdaten (violett) und der jeweilige Flächenanteil der Parameterklassen (weiß) dargestellt. Sie zeigen jeweils ein Maximum in der geologischen Dispositionsklasse 3 und ein Minimum in Klasse 4. Rückschlüsse auf die Stärke des Zusammenhangs zwischen Prozessdatenverteilung und Parameterkarte können daraus nicht abgeleitet werden. Beim aussagekräftigeren Instabilitätsindex ergab sich hingegen generell ein positiver Zusammenhang, unabhängig davon, ob dessen Berechnung auf die Analysegebiete (a) „gesamtes Projektgebiet“, (b) „felsfreies Projektgebiet“ und (c) „felsfreies Projektgebiet > 10° Hangneigung“ bezogen wurde (Abb. 15a–c). Dieser Zusammenhang wurde durch die Zusammenlegung der Klasse 3 mit der flächenmäßig nur sehr kleinen Klasse 4 verstärkt (Abb. 15d). In Analysegebiet (c) fällt gegenüber dem Analysegebiet (b) die starke Zunahme in Klasse 2 auf, da deren Bezugsfläche im Analysegebiet (c) durch den Wegfall der Bereiche mit Hangneigungen < 10° besonders stark reduziert wurde. Dies zeigt, wie sehr die Statistik bei Betrachtung des Gesamtgebietes verzerrt werden kann.

Im Rahmen der bivariaten Analyse aller anderen Parameterkarten ergaben sich deutliche Korrelationen zwischen dem Prozessgesamtdatensatz und den Parameterkarten

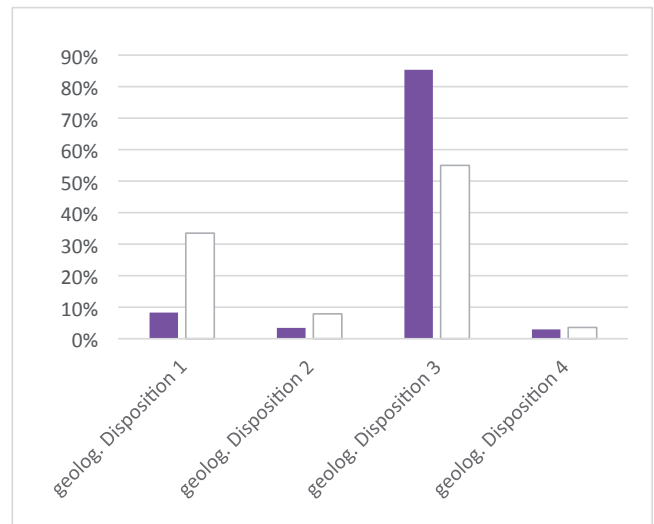


Abb. 14. Häufigkeitsverteilung des Prozessgesamtdatensatzes hinsichtlich der Parameterkarte *GGD I* (violett = Klassenanteile der Prozessdaten, weiß = Klassenanteile der Raster-Parameterkarte).

*Wald, Walddichte, Vertikalwölbung, Hangneigung, GGD I* (mit Klassenzusammenlegung) und *GGD II*, wobei die Richtung des Zusammenhanges auch dem ingenieurgeologischen Verständnis entsprach. Hierbei zeigte die Parameterkarte *GGD II* eine höhere Korrelation als die Parameterkarte *GGD I*, wobei dieser Unterschied durch die Klassenzusammenlegung in *GGD I* ausgeglichen werden konnte. Diese hochkorrelierenden Parameterkarten wurden als erste in die Modellierung integriert. Die Parameterkarten *Wölbungsklassifikation, Fließakkumulation* und *Exposition* zeigten einen schwächeren Zusammenhang und wurden (mit Ausnahme der *Exposition*) später in die Modellierung aufgenommen. Keine Korrelation wurde für die Parameterkarten *Horizontalwölbung* und *Wetness-Index* gefunden, sodass mit diesen nicht modelliert wurde.

Bei den Parameterkarten *GGD I* (s.o.) und *Fließakkumulation* konnte der Zusammenhang durch das Zusammenlegen einer flächenmäßig kleinen Klasse mit einer größeren noch erhöht werden. Für die Parameterkarte *Fließakkumulation* mussten jedoch mehrere Klassen zusammengelegt werden, wodurch diese Parameterkarte schon beträchtlich modifiziert wurde. Wie die Häufigkeitsverteilung für den Parameter *Vertikalwölbung* zeigte, reichen die Werte in der Rasterkarte viel höher hinauf, als an den Prozessdatenpunkten. Für die Parameterkarte *Hangneigung* zeigte der Instabilitätsindex mit zunehmender Hangneigung zunächst

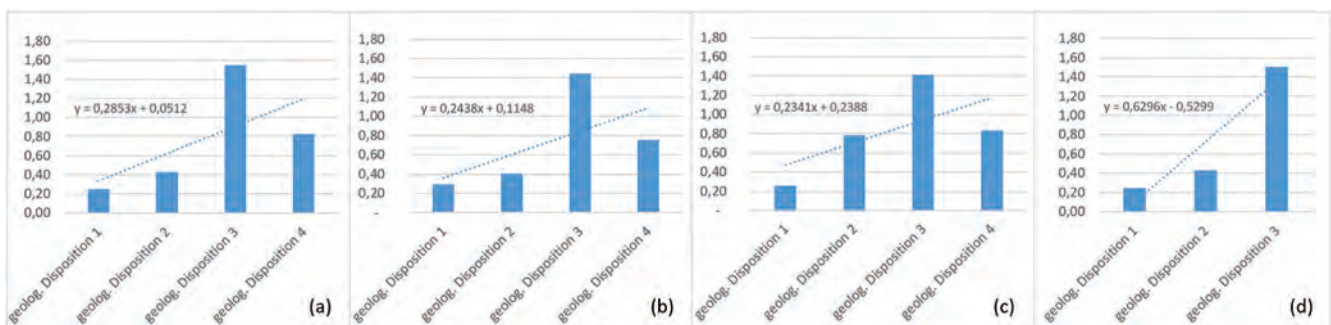


Abb. 15. Instabilitätsindex des Prozessgesamtdatensatzes hinsichtlich der Parameterkarte *GGD I* für (a) gesamtes Analysegebiet, (b) felsfreies Analysegebiet, (c) felsfreies Analysegebiet > 10° Hangneigung und (d) gesamtes Projektgebiet mit drei Klassen.

einen klaren Anstieg bis 35°, jedoch kam es bei steileren Hangneigungen bis 60° wieder zu einer deutlichen Abnahme. Dies kann gut durch die Abnahme der Lockergesteinsmächtigkeit und zunehmender Grobkörnigkeit erklärt werden. Da solche Aspekte die Modellierung mit LogReg negativ beeinflussen können, wurden die Parameterkarten *Vertikalwölbung* und *Hangneigung* zielführend modifiziert (Kap. Generierung prozessorientierter Parameterkarten).

### Prozessteildatensätze

Die bivariaten Statistiken für die ALS- und Luftbild-Prozessteildatensätze wurden nur für das felsfreie Gebiet durchgeführt, also genau jenes Gebiet, für das die Modellierung gerechnet wurde. Prinzipiell können hier bezüglich der Stärke des Zusammenhanges der ALS- und Luftbild-Prozessdaten zu den einzelnen Parameterkarten sowie deren Eignung für die Modellierung die gleichen Aussagen gemacht werden wie beim Prozessgesamtdatensatz (siehe oben). Von Interesse war hier insbesondere der Unterschied der statistischen Ergebnisse der ALS- und Luftbild-Prozessdaten, was im Folgenden am Beispiel der Parameterkarte *Wald* (Abb. 16a–d) detaillierter erläutert werden soll:

Hinsichtlich der Parameterkarte *Wald* (weiß) waren die Flächenteile von Wald und Freiland etwa gleich groß, während der Anteil beider Prozessteildatensätze (violett) im Freiland stets viel höher als im Wald war (Abb. 16a, b). Jedoch war der Freilandanteil der Luftbild-Prozessdaten deutlich höher als bei den ALS-Prozessdaten. Dies, und die sich daraus ergebende stärkere Korrelation der Luftbild-Prozessdaten mit der Parameterkarte *Wald*, sind auch im direkten Vergleich der Instabilitätsindizes (Abb. 16c) klar ersichtlich, wobei dies auch für die Parameterkarte *Walddichte* galt (Abb. 17a). Ein niedrigerer Prozessanteil im Wald bzw. bei höherer Walddichte bei beiden Prozessteildatensätzen (insbesondere bei den nicht durch Sichtbehinderung beeinträchtigten ALS-Daten) ist ein Hinweis darauf, dass die Baumwurzeln im Untersuchungsgebiet einen hangstabilisierenden Einfluss haben. Weiters kann gezeigt werden (Abb. 16d), dass im Wald mit beiden Prozessteildatensätzen eine vergleichbare Prozessdichte bzw. Prozessanzahl erzielt wurde, wobei nur 19 % der Prozesse im Wald mit beiden Methoden detektiert wurden. Im Freiland war hingegen die Prozessdichte mittels Luftbilddatensatz deutlich höher als mittels ALS-Auswertung, sodass auch insgesamt mehr Prozesse über die Luftbilddatensatz erkannt wurden. Der stärkere Zusammenhang im Luftbild-Prozessteildatensatz ist, neben der waldbedingten Sichtbehinderung, im Wesentlichen auf die je nach Auswertungsmethode unterschiedliche Art der mehrheitlich detektierten Prozesse zurückzuführen (Kap. Prozesstypen und Aus-

wertungsmethode). Die höhere Prozessdatenanzahl mittels Luftbilddatensatz sowie die gleich hohe Anzahl im Wald können sowohl auf die unterschiedlichen erkannten Prozessarten, als auch auf die Verfügbarkeit von mehreren, zeitlich unterschiedlichen Luftbildserien zurückgeführt werden.

Die unterschiedlich starken Korrelationen von ALS- und Luftbild-Prozessdaten zeigten also an, dass wahrscheinlich in beiden Datensätzen eine Schiefelage bezüglich der Parameter *Wald* bzw. *Walddichte* vorlag. Eine Schiefelage liegt hierbei jedoch noch nicht vor, wenn unterschiedliche Häufigkeiten in einzelnen Parameterklassen auftreten, sondern nur, wenn der generelle Trend (in Form der Steigung der Regressionsgeraden) bei beiden Teildatensätzen unterschiedlich ist. So war anzunehmen, dass bei den ALS-Prozessdaten das Verhältnis Wald/Freiland zu niedrig, bei den Luftbild-Prozessdaten hingegen zu hoch war. Daraus konnte jedoch nicht abgeleitet werden, ob einer der beiden Datensätze besser war, und wenn doch, welcher eher repräsentativ für die Grundgesamtheit war, da diese letztendlich nicht bekannt war.

Im Rahmen der bivariaten Analyse aller anderen Parameterkarten bezüglich der beiden Prozessteildatensätze haben sich folgenden Sachverhalte ergeben (Abb. 17): Hinsichtlich der Parameterkarten *Vertikalwölbung* (b), *Wölbungsklassifikation* (c), *Fliebakкумуляtion* (f) und *GGD I* (g & h) ergab sich ein stärkerer Zusammenhang bei den Luftbild-Prozessdaten, während für die Parameterkarten *Hangneigung* (e) und *Exposition* (d) bezüglich beider Prozessteildatensätze etwa gleich starke Zusammenhänge vorlagen. Bei dem in zwei Parameterkarten aufgespaltenen Parameter *Hangneigung* (siehe Kap. Hangneigungskarte) zeigte die Parameterkarte *Hangneigung\_1* (bis 35°) bei den ALS-Daten, die Parameterkarte *Hangneigung\_2* (> 35°) aber bei den Luftbilddaten einen stärkeren Zusammenhang. Einzig die *GGD II* (Abb. 17i) zeigte einen etwas stärkeren Zusammenhang bei den ALS-Prozessdaten.

Der recht hohe Instabilitätsindex im Fall der Parameterkarte *GGD I* in Klasse 1 und in den oberen Klassen der Parameterkarte *Hangneigung\_2* schmälerten deren Zusammenhang mit den ALS-Prozessdaten. Dies dürfte im Fall beider Parameterkarten vornehmlich im hohen Waldanteil und im Fall der Parameterkarte *GGD I* zusätzlich im hohen Anteil prozessresistenter Geologie (z.B. Karbonatgesteine) mit geringer Neigung zur Hangmurenbildung innerhalb dieser Klassen begründet sein. Jedoch traf dies im Fall der Parameterkarte *GGD II* nicht zu, trotz eines ebenfalls hohen Wald- und Karbonatanteils in Klasse 1. Hingegen war hier der Instabilitätsindex der ALS-Daten für die Klasse 4 höher. Unklar ist, ob es sich dabei möglicherweise um eine

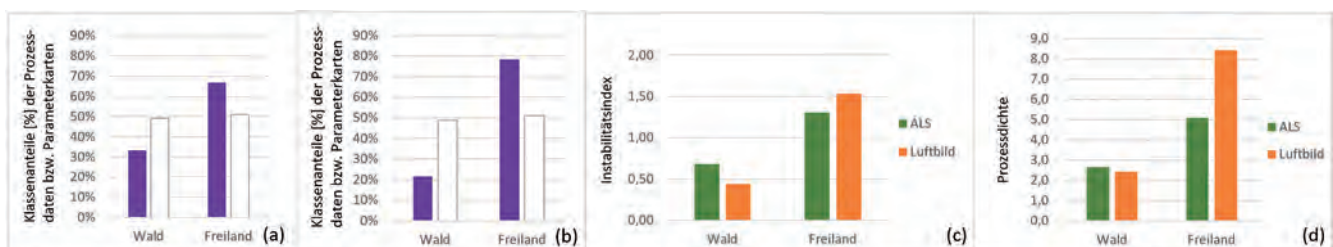


Abb. 16. Häufigkeitsverteilung des ALS- (a) und Luftbild-Prozessdatensatzes (b) (violett = Klassenanteile der Prozessdaten, weiß = Klassenanteile der Raster-Parameterkarte), Instabilitätsindex (c) und Dichte [Prozesse/km<sup>2</sup>] (d) beider Prozessdatensätze hinsichtlich der Parameterkarte *Wald* für felsfreies Analysegebiet.



Abb. 17. Instabilitätsindex des ALS- und Luftbild-Prozessdatensatzes bezüglich der Parameterkarte *Waldichte* (a), *Vertikalwölbung* (b), *Wölbungsklassifikation* (c), *Exposition* (d), *Hangneigung* (e), *Fließakkumulation* (f), *GGD I – 4 Klassen* (g), *GGD I – 3 Klassen* (h), *GGD II* (i).

simple statistische Schwankung handelte, die sich in dieser kleinen Klasse überproportional stark auswirkte.

Es waren also auch abseits des Parameters *Wald* hinsichtlich aller Parameterkarten unterschiedlich ausgeprägte Schief lagen in den Prozessteildatensätzen festzustellen, die auch indirekt vom Parameter *Wald* beeinflusst sein könnten. Anhand der beiden geologischen Parameterkarten konnte jedoch aufgezeigt werden, dass die Schief lagen zwischen den beiden Prozessteildatensätzen nicht immer klar begründet werden konnten.

## Ergebnisse der Modellierung

Im Folgenden werden zunächst die Modellierungsergebnisse des Prozessgesamtdatensatzes und danach jene der Prozessteildatensätze vorgestellt, wobei zu Beginn ein Überblick über die Parameterkombinationen von allen Modellierungsergebnissen gegeben wird (Tab. 3). Schließlich werden noch weiterführende Analysen diskutiert, die über die reine Ergebnisdiskussion hinausgehen.

Bezeichnung der Modelldurchläufe			Verwendete Parameter							
Prozessgesamt-datensatz (1)	ALS-Prozess-daten (2)	Luftbild Prozess-daten (3)	Wald	Wald-dichte	Hang-neigung	GGD I	GGD II	Vertikal-wölbung	Wölbungs-klassifikation	Fließ-akkumulation
Erg1	-	-	x		x	x				
Erg1a	-	-	x		x <sub>1</sub>	x				
Erg1b	Erg1b_ALS	Erg1b_LB	x		x <sub>2</sub>	x				
Erg2	Erg2_ALS	-	x		x <sub>2</sub>	x <sub>1</sub>				
Erg3	Erg3_ALS	Erg3_LB	x		x <sub>2</sub>	x <sub>1</sub>		x		
Erg3a	-	-	x		x <sub>2</sub>	x <sub>1</sub>		x <sub>1</sub>		
Erg4	-	-	x		x <sub>2</sub>	x <sub>1</sub>			x	
Erg4a	-	-	x		x <sub>2</sub>	x <sub>1</sub>			x <sub>1</sub>	
Erg5	Erg5_ALS	-	x		x <sub>2</sub>	x <sub>1</sub>		x		x
Erg5a	-	-	x		x <sub>2</sub>	x <sub>1</sub>		x		x <sub>1</sub>
Erg6	Erg6_ALS	-	x		x <sub>2</sub>		x			
Erg7	Erg7_ALS	Erg7_LB			x <sub>2</sub>	x <sub>1</sub>				
Erg8	-	-		x	x <sub>2</sub>	x <sub>1</sub>		x		
Erg9	-	-	x		x <sub>2</sub>		x	x		

Tab. 3. Parameterkombinationen und Parametervarianten der Modellierungsergebnisse mit Prozessgesamtdatensatz, ALS- bzw. Luftbild-Prozessdatensatz (x<sub>1,2</sub> = unterschiedliche Parametervarianten).

## Prozessgesamtdatensatz

Mittels LogReg wurden unter Einbeziehung des Prozessgesamtdatensatzes (3) und aufgrund verschiedener Parameterkombinationen bzw. Parametervarianten 14 Prozessdispositionskarten modelliert (Tab. 3: Spalte 1). Aus diesen Ergebnissen wurde das Ergebnis 3 (= *Erg3*) (Abb. 18) mit der Parameterkombination *Wald*, *Hangneigung*, *GGD I* und *Vertikalwölbung* mithilfe der angewendeten Gesamtvalidierung (Kap. Validierungsmethoden) als bestes Ergebnis identifiziert (Validierungsmaße von „Erg3“, Tabelle 4: Spalte 2).

Obwohl für dieses Ergebnis eine etwa gleich gute Gesamtvalidierung wie für die Ergebnisse 5a, 8 und 9 erzielt wurde, war dessen Validierung aber aus folgenden Gründen besser: Ergebnis Erg5a beinhaltet die inhaltlich unsichere Parameterkarte *Fließakkumulation* (Kap. Korrelationsmatrix der Parameterkarten). Die Ergebnisse „Erg8“ und „Erg9“ wurden aus Gründen der Vergleichbarkeit nicht ausgewählt, da die Parameter *Walddichte* und *GGD II* nicht als allgemein verfügbar angesehen werden können.

Validierungsmaße	Erg3	Erg3_LB	Erg3_ALS
„Prediction rate“ (AUC)	0,822	0,835	0,781
AUROC	0,822	0,836	0,780
Erkenntnisrate	0,782	0,757	0,750
LR-Test	40012	49329	35315
Devianz	131.035	122.171	136.295
Nagelkerke Pseudo R <sup>2</sup>	0,37	0,44	0,33
McFadden Pseudo R <sup>2</sup>	0,23	0,29	0,21
Cox&Snell Pseudo R <sup>2</sup>	0,28	0,33	0,25

Tab. 4. Validierungsmaße der Testdaten (Gesamtdaten für LogReg-Gütemaße): „Scheinbare (= tatsächliche) Modellgüte“ für Erg3, „scheinbare Modellgüte“ für „Erg3\_LB“ und „Erg3\_ALS“.

Die Aufnahme des Parameters *Vertikalwölbung* in „Erg3“ führte gegenüber „Erg2“ zu einem etwas besser validierten Ergebnis. Dies äußerte sich in einer moderaten Verbesserung der Validierungsmaße „Dichte“ und „LogReg-Gütemaße“ (u.a. Erhöhung in LR-Test durch *Vertikalwölbung* um 1.393 in Tabelle 5), während die Validierungsmaße „Erkenntnisrate“ und „Prediction rate/ROC“ etwa gleich hoch waren. Dies veranschaulicht gut die Notwendigkeit und Sinnhaftigkeit der Gesamtvalidierung mit den fünf verschiedenen Validierungsmethoden, da hier beispielsweise die verbesserten Validierungsergebnisse nur anhand der Validierungsmaße „Prediction rate“ oder „Erkenntnisrate“ nicht sichtbar gewesen wären.

Die Regressionskoeffizienten bzw. die Odds-Ratios von Ergebnis „Erg3“ (Tab. 5) wiesen darauf hin, dass dieses durch die Parameterkarten *Wald*, *GGD I* und *Vertikalwölbung* etwa gleich stark beeinflusst wurde. Der Parameter *Hangneigung* schien aufgrund der hohen Koeffizienten (Tab. 5) einen sehr starken Einfluss auf das Ergebnis auszuüben. Da die Teilparameter *Hangneigung\_1* und *Hangneigung\_2* unterschiedliche Vorzeichen haben, reduzierte sich dieser Einfluss bei deren Addition in der logistischen Funktionsgleichung (Formel 4) jedoch deutlich. Bei der visuellen Analyse zeigten sich dann auch für alle vier Parameterkarten ähnlich hohe Einflüsse.

Parameter	Koeffizient	Odds-Ratio	LR-Test
Konstante	0,58	1,79	
Hangneigung_1	2,47	11,84	4.175
Hangneigung_2	-2,62	0,07	20.805
Wald	-0,56	0,57	8.521
GGD I	0,57	1,78	5.118
Vertikalwölbung	-0,58	0,56	1.393

Tab. 5. Regressionskoeffizienten, Odds-Ratio und LR-Tests der Parameter von „Erg3“.

## Prozessteildatensätze

Bei der Modellierung mittels LogReg wurden mit dem ALS-Prozessteildatensatz (1) sechs Ergebnisse und mit dem Luftbild-Prozessteildatensatz (2) drei Ergebnisse mit verschiedenen Parameterkombinationen bzw. Parametervarianten berechnet (Tab. 3: Spalten 2, 3). Somit lagen für Vergleichszwecke drei Modellierungsdurchläufe für die Prozessdatensätze (1), (2) und (3) mit jeweils drei Ergebnissen (Erg1b, Erg3, Erg7) vor. Nachdem nun „Erg3“ als bestes Ergebnis unter Verwendung des Prozessgesamtdatensatzes identifiziert wurde, wird dieses im Folgenden zunächst mit jenen Ergebnissen (Erg3\_LB, Erg3\_ALS) verglichen, welche aufgrund der gleichen Parameterkarten erzeugt wurden (Abb. 18–20).

Die erzielten Regressionskoeffizienten und Odds-Ratios wiesen darauf hin, dass das Ergebnis „Erg3\_LB“ durch fast alle Parameter am stärksten beeinflusst wurde, während diese für das Ergebnis „Erg3\_ALS“ am schwächsten waren (Tab. 5–7). Dies galt vornehmlich für die Parameter *Wald* und *GGD I*, während es für den Parameter *Hangneigung\_1* in „Erg3\_LB“ gar nicht zutraf, was vermutlich auch zu generell niedrigeren Dispositionswerten in diesem Ergebnis führte. Die Einflüsse der Parameter stimmten auch weitgehend mit der bivariaten Statistik (Kap. Bivariate Statistik / Prozessteildatensätze) überein, in welcher die Luftbild-Prozessdaten stets einen höheren Zusammenhang zu

Parameter	Koeffizient	Odds-Ratio	LR-Test
Konstante	0,38	1,46	
Hangneigung_1	2,52	12,43	3.234
Hangneigung_2	-2,85	0,06	23.536
Wald	-0,77	0,46	13.672
GGD I	0,77	2,16	7.271
Vertikalwölbung	-0,67	0,51	1.616

Tab. 6. Regressionskoeffizienten, Odds-Ratio und LR-Tests der Parameter von „Erg3\_LB“.

Parameter	Koeffizient	Odds-Ratio	LR-Test
Konstante	0,73	2,07	
Hangneigung_1	2,59	13,38	6.731
Hangneigung_2	-2,56	0,08	18.887
Wald	-0,41	0,66	5.000
GGD I	0,46	1,59	3.744
Vertikalwölbung	-0,46	0,63	954

Tab. 7. Regressionskoeffizienten, Odds-Ratio und LR-Tests der Parameter von „Erg3\_ALS“.

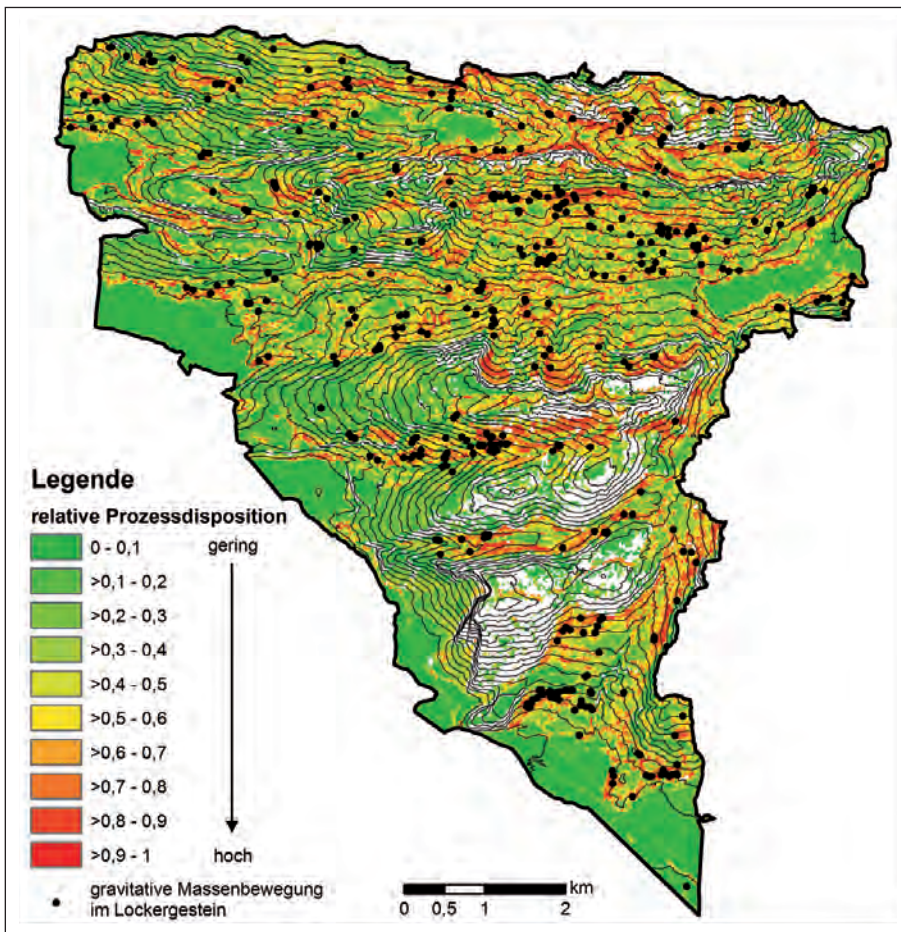


Abb. 18.  
Mittels LogReg modellierte Dispositionskarte „Erg3“ für gravitative Massenbewegungen im Lockergestein, unter der Verwendung des verfügbaren Prozessgesamtdatensatzes. Darstellungsgrundlagen: Höhenlinien basierend auf Höhenmodell, © Amt der Vorarlberger Landesregierung.

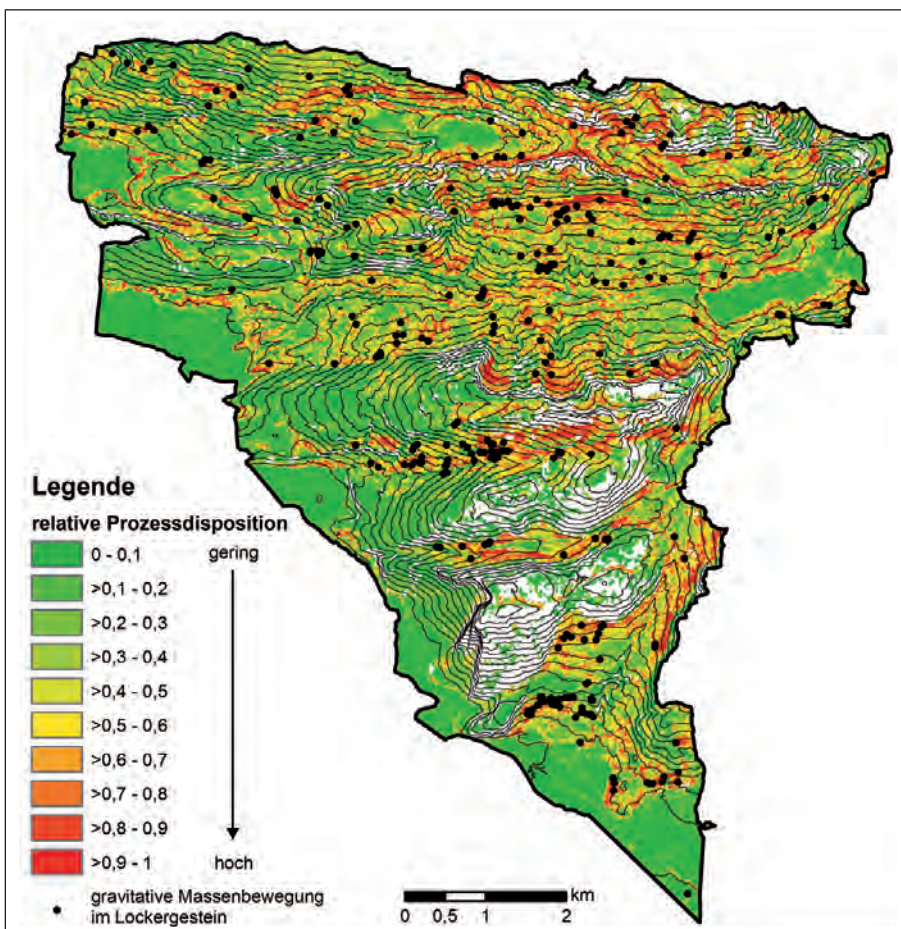


Abb. 19.  
Mittels LogReg modellierte Dispositionskarte „Erg3\_LB“ für gravitative Massenbewegungen im Lockergestein, unter der Verwendung der nur per visuell-kognitiver Auswertung von Luftbildern erzielten Prozessdaten. Darstellungsgrundlagen: Höhenlinien basierend auf Höhenmodell, © Amt der Vorarlberger Landesregierung.

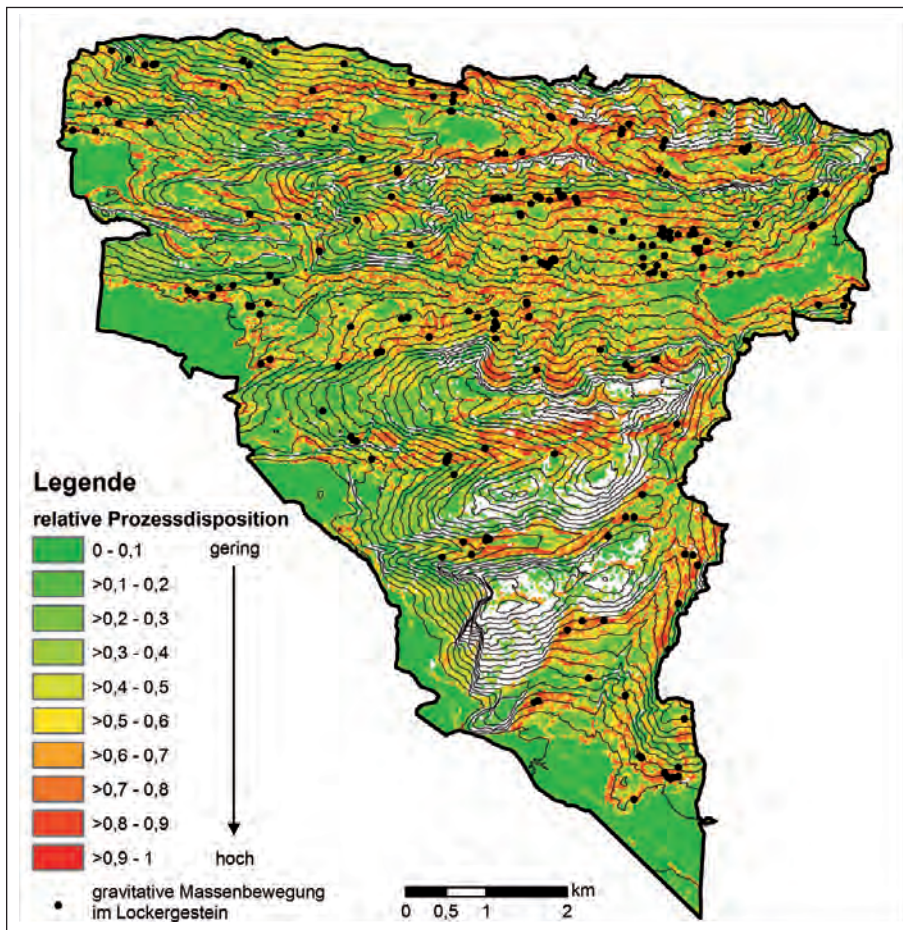


Abb. 20. Mittels LogReg modellierte Dispositionskarte „Erg3\_ALS“ für gravitative Massenbewegungen im Lockergestein, unter der Berücksichtigung der nur per visuell-kognitiver Auswertung der ALS-Daten erzielten Prozessdaten. Darstellungsgrundlagen: Höhenlinien basierend auf Höhenmodell, © Amt der Vorarlberger Landesregierung.

allen hier verwendeten Parameterkarten aufwiesen (Ausnahme: *Hangneigung\_1*) als die ALS-Prozessdaten.

Von den drei Ergebnissen differenzierte „Erg3\_LB“ am stärksten die Dispositionshöhen (mit mehr Pixel in hohen bzw. niedrigen Dispositionsklassen und weniger Pixel in den mittleren Klassen). Dies lag wahrscheinlich in den höchsten Einflüssen der meisten Parameter (Tab. 6) begründet. Hingegen differenzierte das Ergebnis „Erg3\_ALS“ am schwächsten, sodass das „schwammigste“ Ergebnis erzielt wurde (Abb. 21).

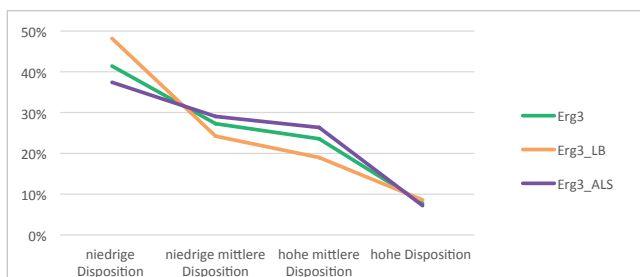


Abb. 21. Pixelverteilung über Dispositionsklassen.

## Ergebnisanalyse und Diskussion

### Dispositionsdifferenzkarten

Die räumlichen Dispositionsverteilungen der drei Ergebnisse (Abb. 18–20) wirkten grob betrachtet zunächst ähnlich, dennoch wichen sie im Detail klar voneinander ab. Zwecks

Visualisierung und genauerer Analyse solcher Unterschiede eignen sich sehr gut Dispositionsdifferenzkarten, die auf der Basis von jeweils zwei Ergebnissen erstellt werden (Abb. 22–24). So wurde beispielsweise deutlich, dass das Ergebnis „Erg3\_LB“ tendenziell niedrigere bzw. deutlich niedrigere Dispositionswerte hatte, als die Ergebnisse „Erg3“ bzw. „Erg3\_ALS“. Deshalb traten die größten Differenzen in Abbildung 24 auf, Abbildung 22 zeigt vorwiegend negative (rote) und Abbildung 23 vorwiegend positive (blaue) Differenzen.

Wie sehr sich die Dispositionskarten der Ergebnisse „Erg3\_LB“ und „ERG3\_ALS“ unterscheiden (Abb. 24), wird allein dadurch ersichtlich, dass 23 % von allen Pixeln beider Ergebnisse mit höherer Disposition ( $> 0,5$ ) im jeweils anderen Ergebnis eine geringere Disposition aufweisen. Dennoch können insgesamt die räumlich recht variablen Differenzen ( $-0,29$  bis  $+0,16$ ) beider Ergebnisse im Durchschnitt als moderat angesehen werden (durchschnittlicher Absolutbetrag:  $0,063$ ; durchschnittliche Differenz:  $-0,045$ ).

Im Waldbereich (durchschnittlicher Absolutbetrag:  $0,090$ ; durchschnittliche Differenz:  $-0,088$ ) waren die Differenzen tendenziell noch stärker in negativer Richtung ausgeprägt, da hier die Dispositionen des Ergebnisses „Erg3\_LB“ gegenüber dem Ergebnis „Erg3\_ALS“ noch geringer waren (Abb. 25).

Hingegen waren im Freiland die Dispositionen von Ergebnis „Erg3\_LB“ deutlich höher als im Waldbereich, was sich dort in räumlich variablen positiven und negativen Differenzen äußerte. Demnach wurde die stabilisierende Wirkung des Waldes durch die Verwendung von Luft-

bild-Prozessdaten stärker abgebildet, als mittels ALS-Prozessdaten, was wahrscheinlich auf den stärkeren Einfluss des Parameters *Wald* im Ergebnis „Erg3\_LB“ zurückzuführen war (s.o.). Diesen Trend zeigen auch die beiden anderen Differenzkarten, welche beide im Freiland positive und negative Differenzen aufweisen. Im Waldbereich ergaben sich hingegen zwischen Ergebnis „Erg3“ und Ergebnis „Erg3\_ALS“ (Abb. 23) weitgehend positive, zwischen Ergebnis „Erg3“ und Ergebnis „Erg3\_LB“ weitgehend negative Differenzen (Abb. 22).

Die stabilisierende Wirkung der Baumwurzeln im Wald bestätigten auch Auswertungen der durchschnittlichen Dispositionen im Freiland und im Waldbereich für alle drei Ergebnisse (Tab. 8). Die durchschnittliche Dispositionsdifferenz zwischen Wald und Freiland war auch für das Ergebnis „Erg3\_LB“ am größten, während diese für das Ergebnis „Erg3\_ALS“ am kleinsten war. Daher kann angenommen werden, dass die stabilisierende Wirkung der Baumwurzeln des Waldes in Ergebnis „Erg3\_LB“ wahrscheinlich überschätzt, in Ergebnis „Erg3\_ALS“ hingegen unterschätzt wird. Dies bestätigten auch die Ergebnisse der bivariaten Statistik (Kap. Bivariate Statistik / Prozess-teildatensätze).

In Bereichen mit moderater Hangneigung (30–35°) und der größten Prozessdichte waren die Dispositionsdifferenzen der Ergebnisse „Erg3\_LB“ und „Erg3\_ALS“ überdurchschnittlich stark negativ, da die Dispositionen in „Erg3\_LB“ im Vergleich zu „Erg3\_ALS“ wiederum abnahmen (Abb. 24).

Ergebnis	Freiland	Wald	Differenz
Erg3	0,42	0,29	0,13
Erg3_LB	0,41	0,24	0,17
Erg3_ALS	0,41	0,32	0,09

Tab. 8. Durchschnittliche Dispositionen im Waldbereich und im Freiland für die Ergebnisse „Erg3“, „Erg3\_LB“ und „Erg3\_ALS“.

Hinsichtlich des Parameters *GGD I* waren die Dispositionswerte von Ergebnis „Erg3\_LB“ in niedrigen Parameterklassen geringer als im Ergebnis „Erg3\_ALS“. Im Bereich der höheren Parameterklassen war es hingegen unterschiedlich. Der Parameter *GGD I* kam bei der Modellierung mit Luftbild-Prozessdaten also stärker zum Tragen als bei Verwendung von ALS-Prozessdaten. Dies war wahrscheinlich unter anderem wieder indirekt auf den höheren Waldanteil in Klasse 1 der Parameterkarte *GGD I* zurückzuführen.

Die beschriebenen Tendenzen der Parameter *Wald*, *Hangneigung* und *GGD I* deckten sich im Allgemeinen mit jenen der bivariaten Statistik und den Einflüssen der Parameter, wobei die Einflussstärke aller Parameter für das Ergebnis „Erg3“ stets zwischen jenen der Ergebnisse „Erg3\_LB“ und „Erg3\_ALS“ lag.

Die jeweiligen Schiefagen der ALS- und Luftbild-Prozessdaten übertrugen sich also offenbar auch auf die Modellierungsergebnisse. Dies wurde im Ergebnis „Erg3\_LB“ im Vergleich zum Ergebnis „Erg3\_ALS“ in Form

- von stärkeren Einflüssen der Parameter,
- einer stärkeren Differenzierung des Kartenbildes,

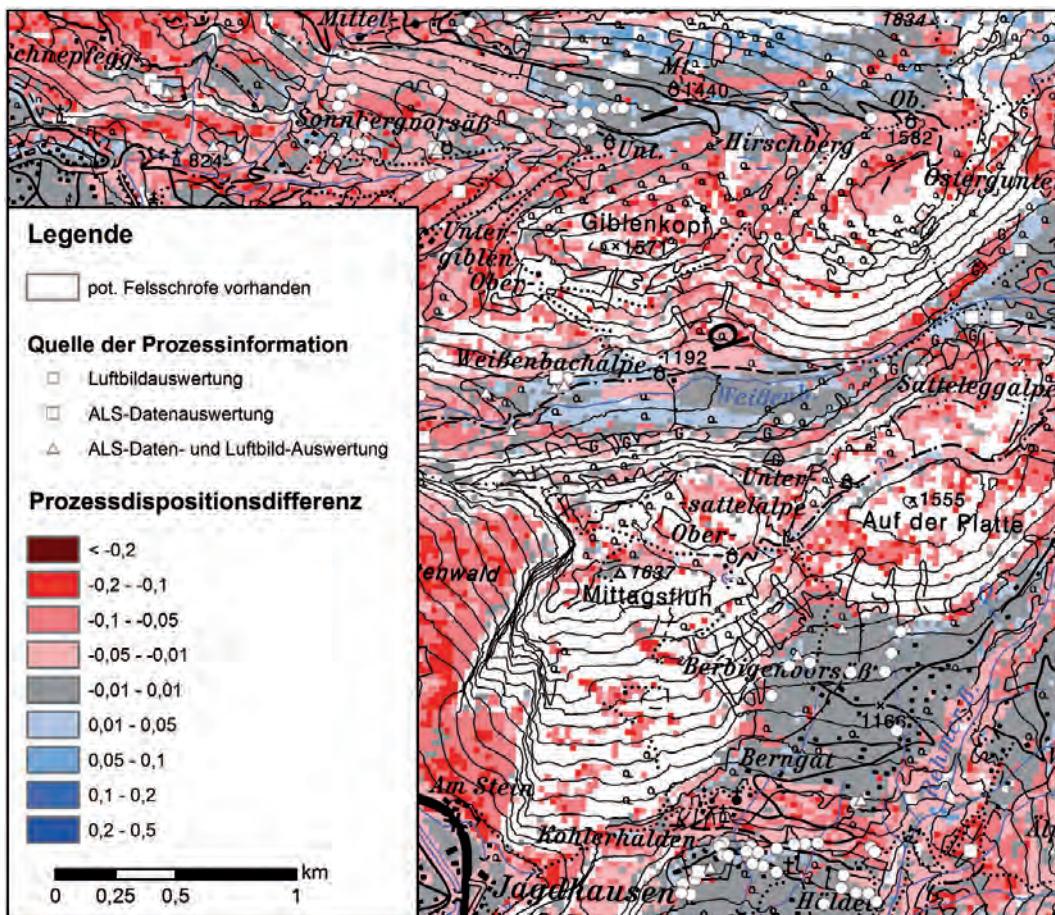


Abb. 22. Dispositions-differenzkarte „Erg3\_LB“ minus „Erg3“. Darstellungsgrundlagen: Situation, Höhenlinien und Gewässernetz der ÖK 50, © BEV.

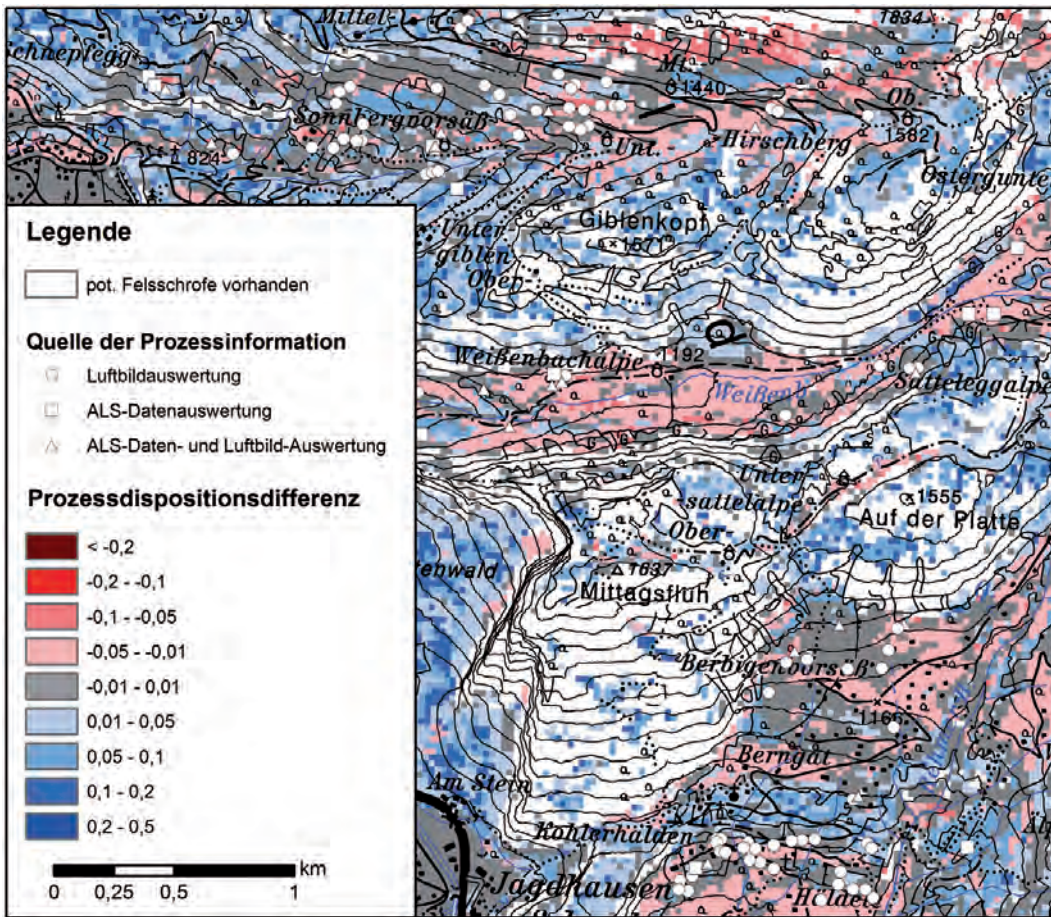


Abb. 23. Dispositions-differenzkarte „Erg3\_ALS“ minus „Erg3“. Darstellungsgrundlagen: Situation, Höhenlinien und Gewässernetz der ÖK 50, © BEV.

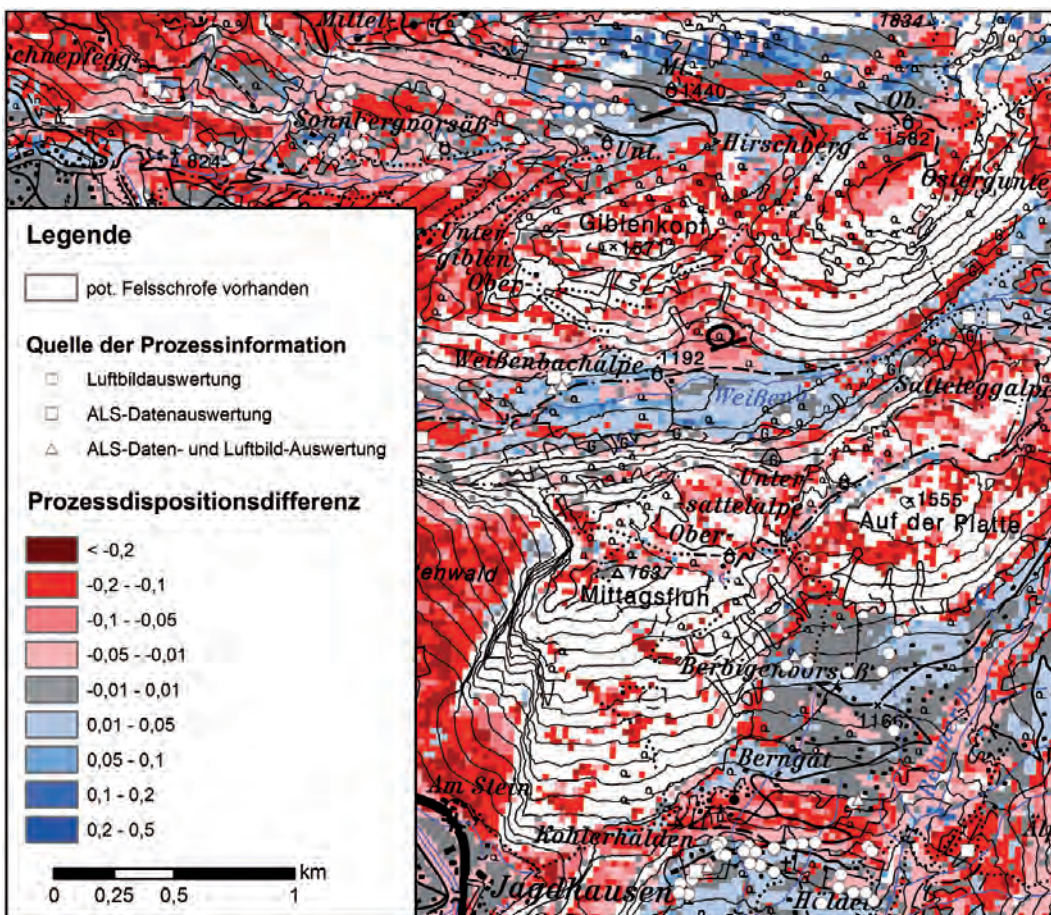


Abb. 24. Dispositions-differenzkarte „Erg3\_LB“ minus „Erg3\_ALS“. Darstellungsgrundlagen: Situation, Höhenlinien und Gewässernetz der ÖK 50, © BEV.



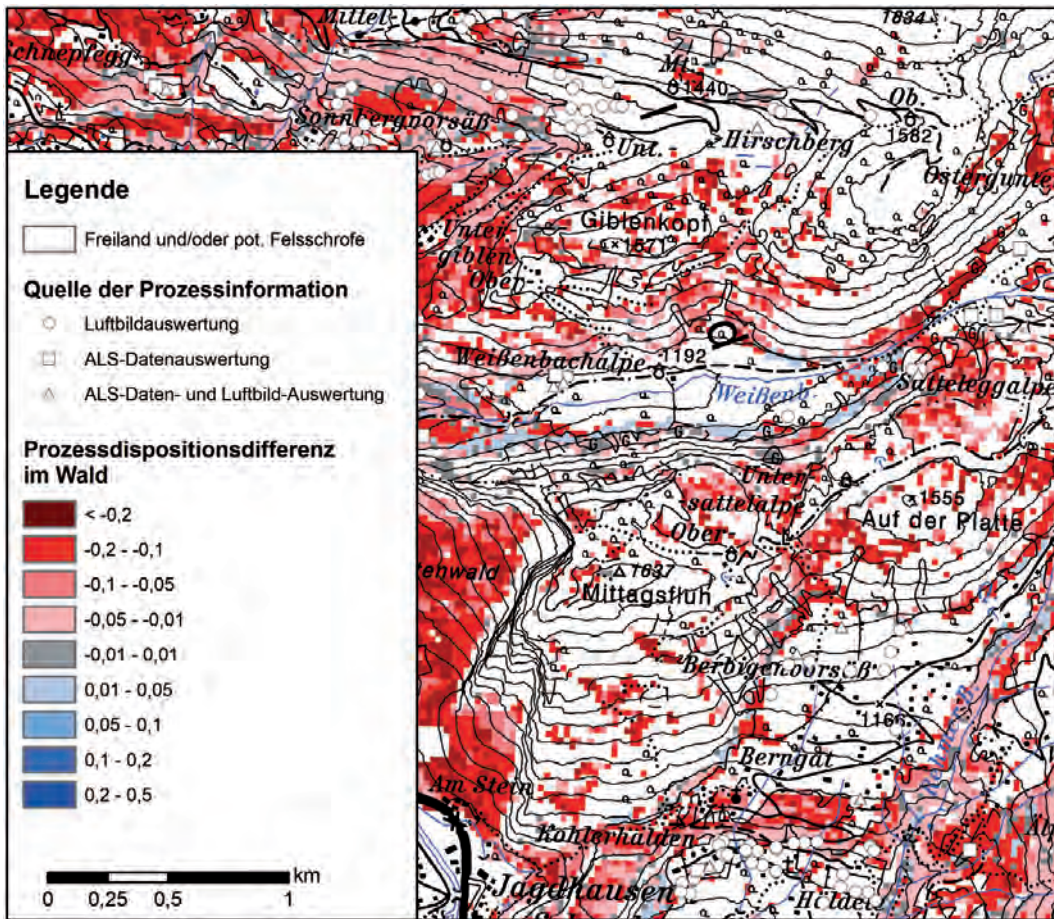


Abb. 25. Dispositions-differenzenkarte „Erg3\_LB“ minus „Erg3\_ALS“ im Wald. Darstellungsgrundlagen: Situation, Höhenlinien und Gewässernetz der ÖK 50, © BEV.

- einer Überbetonung der stabilisierenden Wirkung des Waldes (niedrigere durchschnittliche Dispositionshöhen im Wald) und
- einer Überbetonung der geologischen Grunddisposition sichtbar.

Bei Verwendung des Prozessgesamtdatensatzes (ALS und Luftbild) verschwanden diese Schiefslagen und Überbetonungen und das Kartenbild wurde ausgewogener.

### Validierungen

Hinsichtlich der „scheinbaren Modellgüte“ (vs), also der Validierung mit dem Testdatensatz der für die Modellierung verwendeten Datenquelle, erreichte das Ergebnis „Erg3\_LB“ das beste Gesamtvalidierungsergebnis, gefolgt von

den Ergebnissen „Erg3“ und „Erg3\_ALS“ (Tab. 4). So wurde z.B. das Ergebnis „Erg3\_LB“ im Vergleich zum Ergebnis „Erg3“ in der Gesamtvalidierung aufgrund der fünf verwendeten Einzelvalidierungen („Prediction rate“/ROC: besser; LogReg-Gütemaße: deutlich besser; Verteilung Prozessanzahl: leicht besser; Verteilung Prozessdichte: gleich; Erkenntnisrate: schlechter) als insgesamt „besser“ eingestuft. Der entsprechende Vergleich der Prozessdatendichte, welche – neben dem Vergleich der Prozessdatenzahl – nicht in einem Wert darstellbar ist und daher nicht in den Tabellen der Validierungsmaße aufscheint, ist in Abbildung 26 angeführt.

Auch basierend auf der Validierung mittels „Prediction rate“ ergab sich für die drei Modellergebnisse die gleiche Reihung scheinbarer Modellgüte (Abb. 27).

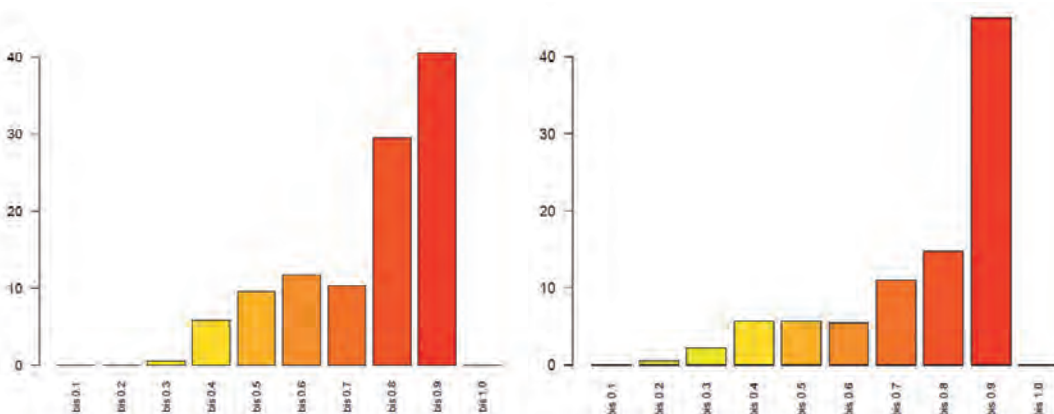


Abb. 26. Vergleich der Prozessdatendichte der „scheinbaren Modellgüte“: Die Dichteverteilung von „Erg3“ (links) und „Erg3\_LB“ (rechts) wurde als gleich gut bewertet.

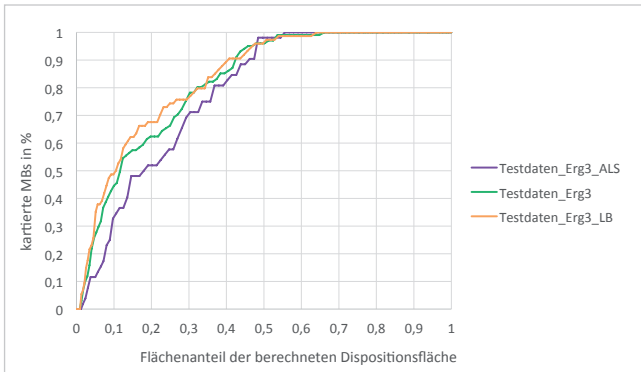


Abb. 27. „Prediction rate“ für die „scheinbare Modellgüte“ (vs): Validierung mit Testdatensatz derselben Datenquelle, mit der modelliert wurde (für alle drei Ergebnisse von „Erg3“).

Dies lag u.a. darin begründet, dass die Parameter *Wald* und *GGD I* stärker in das Ergebnis „Erg3\_LB“ einfließen als bei „Erg3\_ALS“ (Kap. Ergebnisse der Modellierung / Prozesssteildatensätze), was bei den Luftbild-Prozessdaten mit ihrem größeren Massenbewegungsanteil im Freiland und in höheren geologischen Dispositionsklassen zur besseren Validierung führte. Hingegen fiel für Ergebnis „Erg3\_ALS“ mit höherem Prozessdatenanteil im Wald und in niedrigen geologischen Dispositionsklassen sowie einem „schwammigeren“ Modellierungsergebnis die Validierung schlechter aus.

Dennoch ist das Ergebnis „Erg3\_ALS“ nicht schlechter als das Ergebnis „Erg3\_LB“ zu bewerten, denn es bildet einen Teil der Realität ab, den das Ergebnis „Erg3\_LB“ nicht abbildet. Vielmehr hat das Ergebnis „Erg3\_LB“ aufgrund des für die Validierung günstigeren Verhältnisses der Prozesse innerhalb und außerhalb des Waldes bzw. in hohen/niedrigeren geologischen Dispositionen nur „scheinbar“ die beste Modellgüte der drei Ergebnisse. Möglicherweise ist das Ergebnis „Erg3“ sogar das realistischste, da es eher auf einem repräsentativen Prozessdatensatz beruht.

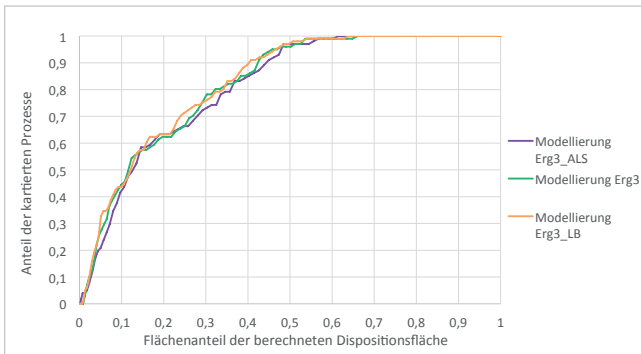


Abb. 28. „Prediction rate“ für die „tatsächliche Modellgüte“: Validierung mit gesamtem Testdatensatz für alle drei Ergebnisse von „Erg3“.

Validierungsmaße	Erg3	Erg3_LB	Erg3_ALS
„Prediction rate“ (AUC)	0,822	0,827	0,811
AUROC	0,822	0,826	0,811
Erkenntnisrate	0,782	0,743	0,782

Tab. 9. Validierungsmaße der „Tatsächlichen Modellgüte“ (vg) mit gesamten Testdaten (die LogReg-Validierungsmaße sind bei „Erg3\_LB“ und „Erg3\_ALS“ nicht anwendbar).

Hinsichtlich der „tatsächlichen Modellgüte“, also der Validierung mit dem gesamten Testdatensatz (vg), waren im Rahmen der Gesamtvalidierung alle drei Ergebnisse als etwa gleich gut zu bewerten, wobei das Ergebnis „Erg3“ vielleicht noch eine Spur besser war (Tab. 9). Da die „tatsächliche Modellgüte“ wohl die objektivste und daher aussagekräftigste Modellgüte ist, kommt es offenbar bei der Validierung mit einem Prozesssteildatensatz einer Datenquelle (vs) zur Verzerrung der Modellgüte. Obwohl die drei Ergebnisse ungefähr gleich gut sind, suggeriert die „scheinbare Modellgüte“, welche häufig in der Literatur zu finden ist, klare Modellgüteunterschiede. Dies lässt sich beispielsweise mit den „Prediction rate“-Kurven gut illustrieren (Abb. 27, 28). Demnach kann die Unsicherheit aufgrund einer scheinbaren Modellgüte beseitigt oder minimiert werden, wenn die Prozessdaten beider Datenquellen (= Prozessgesamtdaten) zur Modellierung und Validierung verwendet werden.

Wichtig ist hierbei zu betonen, dass durch die „tatsächliche Validierung“ nur die Schiefe der Validierung beseitigt werden kann. Denn die Unterschiede zwischen den Modellergebnissen der Luftbild- und ALS-Prozesssteildatensätze zeigten sich kaum in der tatsächlichen Validierung, sondern vielmehr im unterschiedlichen Kartenbild. Die minimale Ergebnisverbesserung durch die Modellierung mit dem Prozessgesamtdatensatz (Erg3) gegenüber der Modellierung mit nur einem Prozesssteildatensatz (Erg3\_LB, Erg3\_ALS) war nämlich zu gering, um daraus Schlüsse ziehen zu können.

Hingegen treten durch die Gesamtvalidierung mit den Prozesssteildatensätzen der jeweils anderen Datenquelle (va) größere Unterschiede auf (Tab. 10). Hierbei ist bemerkenswert, dass die Validierung mit Luftbild-Testdaten immer klar am besten abschnitt, sowohl beim Ergebnis derselben Datenquelle (Erg3\_LB), als auch paradoxerweise bei jenem der anderen Datenquelle (Erg3\_ALS). Die „Prediction rate“, welche sich auch hier ähnlich zur Gesamtva-

Validierungsmaße	Erg3_LB	Erg3_ALS
„Prediction rate“ (AUC)	0,79	0,82
AUROC	0,79	0,82
Erkenntnisrate	0,67	0,78

Tab. 10. Validierungsmaße der Validierung mit Testdaten aus jeweils anderer Datenquelle (die LogReg-Validierungsmaße sind bei „Erg3\_LB“ und „Erg3\_ALS“ nicht anwendbar).

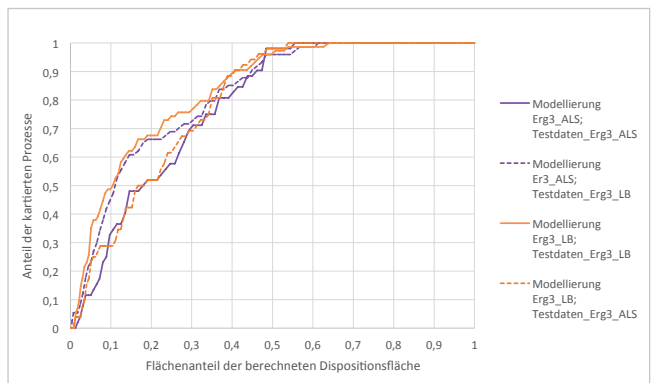


Abb. 29. „Prediction rate“ für die Validierung (va) mit Testdaten aus der jeweils anderen Datenquelle (für „Erg3\_ALS“ und „Erg3\_LB“).

lidierung verhält, veranschaulicht dies deutlich (Abb. 29). Darüber hinaus zeigt die „Prediction rate“ somit auch klar eine Schiefelage sowohl zwischen den beiden Prozessdatensätzen, als auch zwischen Modellierungsergebnis und Prozessdatensatz der jeweils anderen Datenquelle an.

Die Erkenntnisse und Aussagen der drei Validierungen mit unterschiedlichen Testdatensätzen (vs, vg und va) wurden durch analoge Validierungsvergleiche der anderen beiden Modellierungsdurchläufe zu je drei Ergebnissen (Erg1b, Erg1b\_ALS, Erg1b\_LB und Erg7, Erg7\_ALS, Erg7\_LB) weitgehend bestätigt. Einzig bei der tatsächlichen Modellgüte gab es Abweichungen, da mit dem Prozessgesamtdatensatz einmal ein klar besseres (Erg1b), einmal ein knapp besseres (Erg3) und einmal kein besseres (Erg7) Modellierungsergebnis erzielt werden konnte, als mit den Prozessdatensätzen.

### Prozesstypen und Auswertungsmethode

Der wichtigste Faktor für die Schiefagen der Prozessdatensätze (ALS- und Luftbild-Prozessdaten) sowie in weiterer Folge der jeweiligen Modellierungsergebnisse ist offenbar das in beiden Datensätzen unterschiedliche Prozessdatenverhältnis zwischen Wald und Freiland, wobei sich dieses zum Teil wahrscheinlich auch auf Ausprägungen anderer Parameter (z.B. *GGD I*) auswirkt. Dies kann wahrscheinlich damit begründet werden, dass mittels Luftbildauswertung überwiegend Prozesse im Freiland identifiziert werden und so der Prozessanteil im Freiland größer ist. Als Grund hierfür wurde zunächst die Überschirmung durch die Vegetation angenommen. Es liegt aber auch die Vermutung nahe, dass mittels beider Prozessdatenquellen vornehmlich unterschiedliche Prozesstypen identifiziert werden, welche in Wald und Freiland unterschiedlich häufig auftreten. Im Folgenden sollen deshalb Analysen erläutert werden, die auf folgende Arbeitshypothesen abzielen:

- Mittels Luftbildinterpretation werden überwiegend spontane Massenbewegungen identifiziert, wie flachgründige Lockergesteinsrutschungen, welche überwiegend im Freiland und deutlich seltener im Wald auftreten.
- Mittels der Auswertung von ALS-Daten werden überwiegend solche Massenbewegungen identifiziert, die eine deutliche topografische Anomalie hervorrufen und somit eher tiefgründiger Natur sind. Unabhängig von der Vegetation sind solche Prozesse überall identifizierbar.

Da beide Prozessdatensätze keine Informationen zu diesen konkreten Prozessgruppen liefern (können), wurden zwecks Widerlegung/Bestätigung der Hypothesen exemplarisch Analysen für den Prozesstyp „Hangmure“ durchgeführt.

Anhand der je Datenquelle erzielten Prozessanteile für Hangmuren ließ sich bestätigen, dass der Anteil der mittels Luftbildauswertung identifizierten Hangmuren größer war (Abb. 30a). Bei Betrachtung aller identifizierten Hangmuren war wiederum der Freilandanteil überproportional hoch (Abb. 30b).

Bei Betrachtung des Prozessanteils in Relation zur Gesamtzahl der Hangmuren im Wald war jener mittels Luftbildauswertung besonders groß (ca. 70 %), während jener mittels ALS-Daten deutlich geringer war (ca. 50 %). Von allen Massenbewegungen im Wald, die keine Hangmuren waren, wurden hingegen mittels Luftbildauswertung deutlich weniger (44 %) erkannt. Im Freiland war dies noch eindeutiger, denn dort war der Prozessanteil in Relation zur Gesamtzahl der Hangmuren im Freiland mittels Luftbildauswertung mit 83 % doppelt so groß wie bei der ALS-Auswertung (43 %). Auch die Tatsache, dass im Wald mit nur 19 % recht wenige Massenbewegungen mit beiden Auswertungsmethoden identifiziert wurden (Kap. Bivariate Statistik / Prozessdatensätze), ließ ebenfalls auf das Erkennen von unterschiedlichen Massenbewegungstypen schließen. Die meisten Auswertungen deuteten also drauf hin, dass die o.a. Arbeitshypothesen zutreffen.

Dies kann auch damit begründet werden, dass selbst sehr flachgründige Prozessräume, bei denen unter anderem nur die Grasnarbe abgetragen wurde, mittels Luftbildauswertung insbesondere im Freiland sehr gut identifiziert werden können. Solche Prozesse können mittels ALS-Auswertung nur fallweise, und wenn überhaupt, dann oft nur mit hoher Datenqualität (Auflösung: 0,5 m) identifiziert werden. Hinzu kommt, dass solche Prozesse aufgrund des raschen Graswachstums meist nur kurzfristig und somit vor allem nur auf zeitnahen Luftbildern gut zu sehen sind. Deshalb hängt auch die Anzahl der identifizierbaren Massenbewegungen sehr von den Befliegungszeiten der verfügbaren Luftbildserien und damit auch vom Zufall ab (TILCH, 2014).

Hinsichtlich der ALS-Auswertung lautet die Arbeitshypothese hingegen, dass vermehrt progressive, eher tiefgründige Massenbewegungen identifiziert werden. Solche Prozesse sind auch im Freiland kaum auf Luftbildern zu identifizieren, da oft aufgrund des Prozessalters Anomalien in der Vegetation fehlen und hervorgerufene langfristig sichtbare morphologische Anomalien nur im Fall von Sonnenstand-abhängigen Schattenbildungen sichtbar sind.

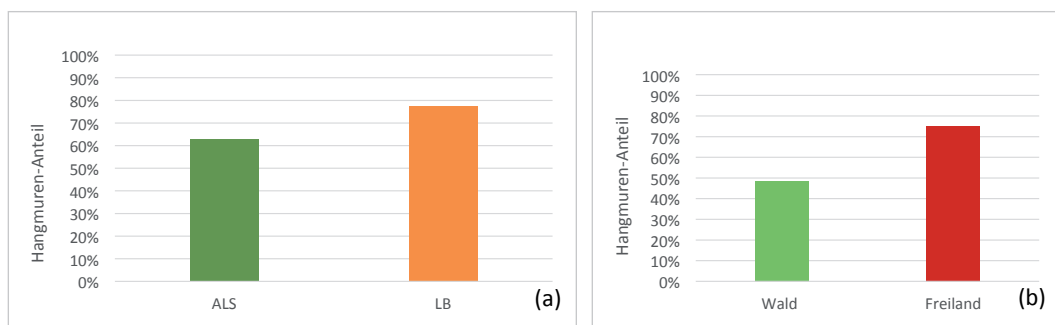


Abb. 30. Anteil der Hangmuren an den mittels ALS-/Luftbildauswertung identifizierten Prozessen (a) sowie Anteil der Hangmuren im Wald/Freiland (b).

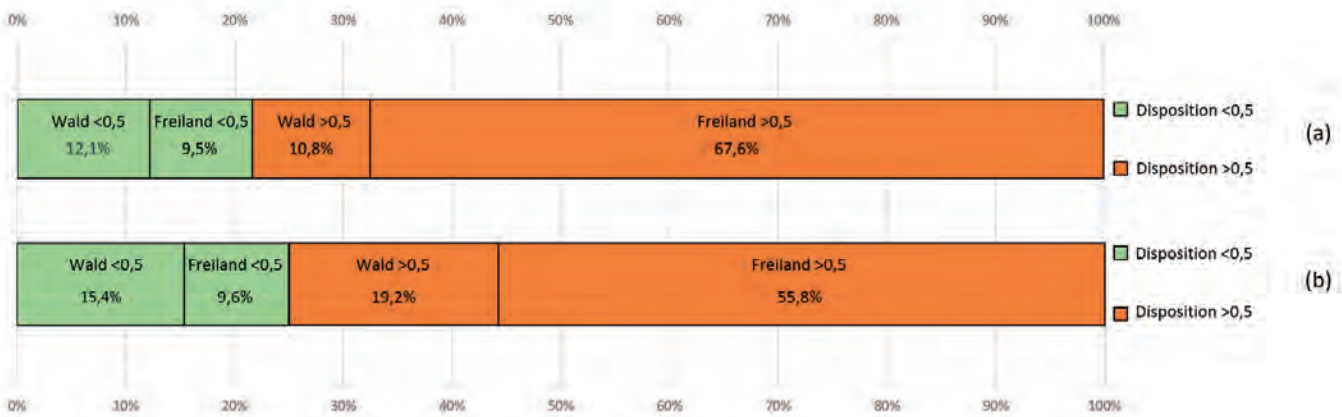


Abb. 31. Erkenntnisraten von Ergebnis „Erg3\_ALS“: Validiert mit Luftbild-Testdaten (a) und ALS-Testdaten (b), Anteil der Prozessdaten hinsichtlich Wald (ja/nein) und Prozessdisposition (< 0,5/> 0,5).

Solche Prozesse sind generell auch vorwiegend im Wald identifizierbar, da dort die topografische Anomalie aufgrund geringerer anthropogener Eingriffe zumindest relikthaltig erhalten bleibt. Da die Prozessdaten keine Informationen zur jeweiligen potenziellen Prozessstiefgründigkeit enthalten, kann diese Arbeitshypothese nicht überprüft werden. Andererseits deutet die Analyse der Hangmuren indirekt auf eine Bestätigung der Arbeitshypothese hin.

Es kann insgesamt mit hoher Wahrscheinlichkeit festgestellt werden, dass mittels ALS- und Luftbildauswertung unterschiedliche Massenbewegungstypen erkannt werden und sich somit beide Auswertungsmethoden gut ergänzen. Es untermauert somit die Aussage, dass Prozessdaten aus mehreren Datenquellen deutlich zu einer Erhöhung der Repräsentativität des Datensatzes und somit zur Modellgüte beitragen können.

### Validierungsparadoxon

Nun soll jenes Paradoxon analysiert werden, welches sich durch die bessere Validierung des Modellierungsergebnisses „Erg3\_ALS“ mit dem Testdatensatz der Luftbild-Prozessdaten, statt mit dem Testdatensatz der ALS-Daten, ergeben hat (Abb. 29). Wie bereits erläutert, war im Luftbild-Prozessdatensatz der Prozessanteil im Freiland deutlich größer, im Wald hingegen kleiner als im ALS-Prozessdatensatz. Dies galt auch für die Testdatensätze. Weiters befanden sich in den Modellierungsergebnissen die Prozesse im Wald, aufgrund der stabilisierenden Wirkung der Baumwurzeln, eher in mittleren Dispositionsklassen, jene im Freiland hingegen überwiegend in hohen Dispositionsklassen.

Dies kann gut veranschaulicht werden, wenn ein Schwellwert von 0,5 für die Separierung von hoher und niedriger Prozessdisposition zugrunde gelegt wird. Bei Auswertung der ALS-Prozessdaten (Abb. 31b) lagen von den Freiland-Prozessen 55,8 % in einer hohen Disposition (> 0,5), während sich nur 9,6 % in einer geringen Disposition (< 0,5) befanden. Im Wald waren die Prozessanteile in hohen und geringen Dispositionen grob betrachtet gleich groß. Wurde das Ergebnis „Erg3\_ALS“ jedoch mit dem Luftbild-Testdatensatz validiert (Abb. 31a), so nahm einerseits der Prozessanteil im Wald sowohl mit hohen, als auch mit niedrigen Dispositionen durch den geringeren Waldanteil bei den Luftbildtestdaten gegenüber den ALS-Testdaten ab.

Andererseits bewirkte der höhere Anteil an Freiland-Prozessen im Luftbildtestdatensatz auch einen deutlich höheren Anteil dieser Prozesse in hohen Dispositionen (67,7 %) als bei den ALS-Testdaten (55,8 %), auch wenn der stabilisierende Einfluss des Waldes in „Erg3\_ALS“ nur schwach ausgeprägt war. Durch ihren deutlich höheren Anteil trugen die Luftbild-Testdaten im Freiland daher auch bei der Validierung von Ergebnis „Erg3\_ALS“ viel mehr zur Erhöhung der Erkenntnisrate (78,4 %) bei, als die ALS-Prozessdaten im Freiland (Erkenntnisrate = 75,0 %).

Dies spiegelte sich auch gut in der „Prediction rate“ von Ergebnis „Erg3\_ALS“ für den x-Achsen-Wert von 0,7 (Abb. 32) wider. Das Validierungsergebnis der Luftbild-Prozessdaten (Dreiecke) war insgesamt (Wald & Freiland: orange) besser, da es durch den höheren Prozessanteil im Freiland verhältnismäßig näher bei den Freiland-Validierungswerten lag, als jenes der ALS-Prozessdaten (orange Kreise). Das heißt, das Gebiet mit dem höheren Prozessanteil (= Freiland) prägt auch die Validierung der gesamten Prozessdaten (Wald & Freilanddaten) stärker, als das Gebiet mit dem niedrigeren Prozessanteil (= Wald).

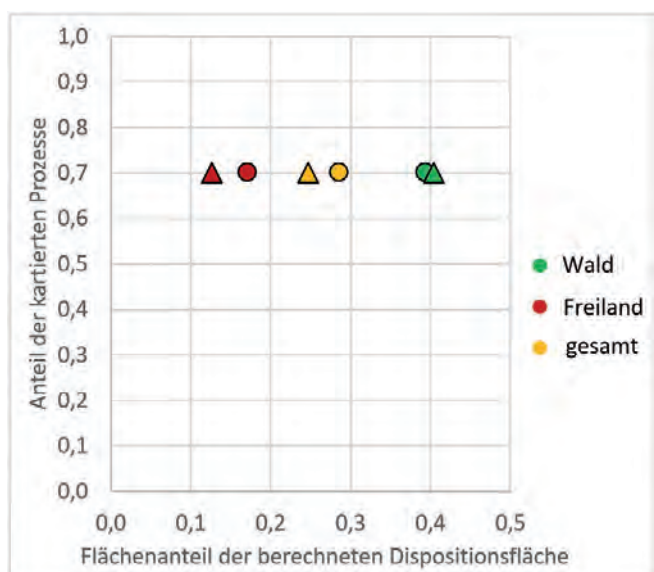


Abb. 32. „Prediction rate“ bei 0,7 für das Ergebnis „Erg3\_ALS“, validiert mit Luftbild-Testdaten (Dreiecke) und ALS-Testdaten (Kreise) hinsichtlich Wald-, Freiland- und insgesamt (Wald & Freiland).

## Modellierung ohne Parameter Wald

Schließlich wurden noch jene Modellierungsergebnisse analysiert, welche ohne den Parameter *Wald* (Erg7, Erg7\_ALS und Erg7\_LB) erstellt wurden. Das vordringliche Ziel bestand darin, zu überprüfen, ob sich die Schiefe in den Prozessdatensätzen durch Ausschluss des für die Schiefe relevanten Parameters (hier *Wald*) aus der Modellierung nicht mehr auf das Ergebnis übertrug. Der Validierungsvergleich der Ergebnisse „Erg7“ und „Erg1b“ (Parameterkarten von „Erg7“ + *Wald*) wies zunächst „Erg1b“ erwartungsgemäß als deutlich besseres Ergebnis aus.

Die drei Validierungen (vs, vg, va) zeigten nun die gleichen Trends wie für die Ergebnisse unter Verwendung des Parameters *Wald*, jedoch in abgeschwächter Form. So wiesen beispielsweise die drei Ergebnisse hinsichtlich der „scheinbaren Modellgüte“ (Abb. 33) die gleiche Güte-Reihenfolge und somit Schiefe auf wie bei Ergebnis „Erg3“ (Abb. 27). Auch kam es zu einem stärkeren Einfluss der Parameter *GGD 1* und *Hangneigung\_2* und einer stärkeren Differenzierung zwischen hohen und niedrigen Dispositionen im Ergebnis „Erg7\_LB“ gegenüber „Erg7\_ALS“.

Ferner ergaben sich nun für alle drei Ergebnisse auch etwas höhere durchschnittliche Dispositionen im Freiland als im Wald (Tab. 11), jedoch erst bei Eliminierung der Gebiete mit Hangneigung  $< 10^\circ$  (Verzerrung der Statistik, da größtenteils waldfrei, aber zu flach für die Massenbewegungsentstehung). Beim Vergleich der Ergebnisse „Erg7\_ALS“ und „Erg7\_LB“ zeigten sich jedoch – im Gegensatz zu den Erg3-Ergebnissen – keine nennenswerten Unterschiede in den Dispositionsdifferenzen (4. Spalte in 5. und 6. Zeile).

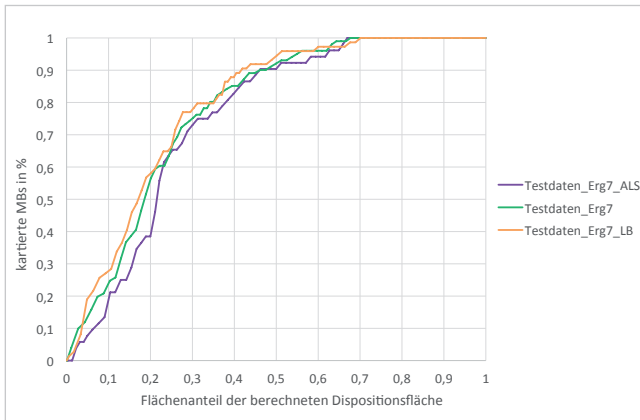


Abb. 33. „Prediction rate“ für die „scheinbare Modellgüte“: Validierung mit Testdatensatz derselben Datenquelle, mit der modelliert wurde (für alle drei Ergebnisse von „Erg7“).

Ergebnis	Freiland	Wald	Differenz
Erg7	0,359	0,397	-0,038
Erg7_LB	0,344	0,377	-0,033
Erg7_ALS	0,365	0,404	-0,039
Erg7 ohne HN $< 10^\circ$	0,438	0,403	0,035
Erg7_LB ohne HN $< 10^\circ$	0,422	0,383	0,039
Erg7_ALS ohne HN $< 10^\circ$	0,446	0,409	0,037

Tab. 11. Durchschnittliche Dispositionen im Wald und Freiland für die Ergebnisse ohne Parameterkarte *Wald*. Auswertung mit und ohne Hangneigungsbereiche (HN)  $< 10^\circ$ .

All diese Trends sind höchstwahrscheinlich auf die unterschiedliche Prozessdatenverteilung bezüglich Wald/Freiland zurückzuführen (Kap. Bivariate Statistik / Prozessteildatensätze). Daher kann vorsichtig angenommen werden, dass der Parameter *Wald* wahrscheinlich auch bei Ausschluss dieser Parameterkarte indirekt über die Parameterkarten *GGD 1* und *Hangneigung\_2* in abgeschwächter Form in die Modellierung eingeht. Dies kann durch die Beeinflussung der Waldverteilung durch *GGD 1* bzw. *Hangneigung\_2* begründet werden, welche zu erhöhten Waldanteilen in Klasse 1 von *GGD 1* bzw. in den höheren Klassen von *Hangneigung\_2* führen (Kap. Bivariate Statistik / Prozessteildatensätze). Diese bedingen wiederum unterschiedliche Verteilungen von ALS- und Luftbild-Prozessdaten und somit auch unterschiedliche entsprechende Modellierungsergebnisse.

## Zusammenfassung und Schlussfolgerungen

Es konnte gezeigt werden, dass es zwischen dem Luftbild-Prozessdatensatz und dem ALS-Prozessdatensatz bereits in der bivariaten Statistik hinsichtlich der meisten Parameterkarten zu unterschiedlichen Verteilungen des Instabilitätsindex kommt. Diese Schiefen treten verstärkt im Fall des Parameters *Wald*, aber auch im Fall des Parameters *GGD 1* (Geologische Grunddisposition) auf, was sich in weiterer Folge auch auf die jeweiligen Modellierungsergebnisse überträgt. Die daraus resultierenden Ergebnisunterschiede äußern sich in den Modellierungsergebnissen mit den Luftbild-Prozessdaten gegenüber jenen mit ALS-Prozessdaten durch

- unterschiedliche Pixelverteilungen,
- niedrigere durchschnittliche Dispositionshöhen,
- stärkere Parametereinflüsse und somit Überbetonungen v.a. von *Wald* und *GGD 1*,
- stärkere Differenzierungen der Kartenbilder,
- höhere Dispositionshöhen im Freiland bzw. niedrigere Dispositionshöhe im Wald sowie
- zum Teil unterschiedliche Validierungsergebnisse.

Bezüglich der Validierung hat es sich abermals bewährt, eine größere Anzahl an unterschiedlichen Validierungsmethoden zu verwenden, da in jede Methode unterschiedliche Aspekte eingehen und so die jeweiligen Nachteile einer Methode durch die Vorteile anderer Methoden ausgeglichen werden können. Hierbei war es insbesondere wichtig, folgende drei verschiedenen Validierungen zu unterscheiden: Im Fall der „scheinbaren Modellgüte“, also der Validierung mit dem jeweiligen Testdatensatz, war das mit Luftbild-Prozessdaten trainierte und validierte Modellergebnis stets besser als jene, welche mit den Prozessgesamtdaten (Luftbild- und ALS-Daten) und den ALS-Prozessdaten trainiert und validiert wurden. Hingegen waren im Fall der „tatsächlichen Modellgüte“, also der objektiven Validierung mit dem gesamten Testdatensatz (ALS und Luftbild-Daten), alle drei Ergebnisse etwa gleich gut, mit zum Teil leicht besseren Ergebnissen für das Gesamtergebnis. Der verstärkte Einfluss vor allem des Waldes, aber auch der Geologischen Grunddisposition, führen bei den Luftbild-Daten also nur scheinbar zu einem besser vali-

dierten Modellierungsergebnis, objektiv betrachtet müssen die Modellierungsergebnisse mit den Luftbild- und ALS-Prozessdatensätzen als etwa gleich gut validiert angesehen werden.

Daraus kann geschlossen werden, dass die Validierung mit nur einer Datenquelle, wie sie oft in der Literatur beschrieben wird, verzerrt sein kann und ein falsches Bild hinsichtlich der Modellgüte vermittelt. Je weniger repräsentativ diese Datenquelle ist, desto fehlerhafter wird daher das Validierungsergebnis. Ob mit dem Prozessgesamtdatensatz ein besseres Validierungsergebnis als mit einem Prozessdatensatz aus nur einer Datenquelle (ALS oder Luftbild) modelliert werden kann, konnte nicht klar beantwortet werden. So kam es nur bei einem von drei Vergleichen bei der Modellierung mit dem Prozessgesamtdatensatz zu einer nennenswerten Verbesserung der „tatsächlichen Modellgüte“. Auch kann daraus gefolgert werden, dass zwei Prozessdatensätze unterschiedliche Schiefagen aufweisen können, ohne, dass dies im objektivsten Validierungsvergleich sichtbar wird.

Deutliche Unterschiede traten bei der Validierung mit dem Testdatensatz der jeweils anderen Datenquelle auf, wobei die Validierung mittels Luftbild-Testdatensatz paradoxerweise immer deutlich besser war als mit dem ALS-Testdatensatz, sogar bei der Validierung des ALS-Ergebnisses. Diese Tatsache zeigt ebenfalls klare Datenschieflagen zwischen ALS- und Luftbild-Prozessdatensatz und -Ergebnissen an. Zu welchem Anteil diese Schiefagen jedoch durch die Modellergebnisse oder die Prozessdaten hervorgerufen werden, ist aufgrund der Validierung nicht differenzierbar. Das Paradoxon der besseren Validierung mit dem Luftbild-Testdatensatz hängt wohl mit den meist deutlich höheren Dispositionen in den Freiland-Prozessdaten gegenüber dem Wald-Prozessdatensatz zusammen. Der klar höhere Anteil der Freiland-Prozessdaten im Luftbild-Pro-

zessdatensatz trägt daher auch viel mehr zur Erhöhung der Validierung des ALS-Ergebnisse bei, als der geringere Freiland-Prozessanteil im ALS-Prozessdatensatz.

Zusammenfassend kann also gesagt werden, dass durch die drei Validierungen die Schiefe der Prozessdaten und die Verzerrung der Validierung nachgewiesen werden konnte. Die Schiefe der Modellergebnisse konnte hingegen weniger über die Validierung, als vielmehr über die Parametereinflüsse und die Pixel-Differenzen abgelesen werden. Bei Verwendung des Prozessgesamtdatensatzes minimieren sich diese Schiefagen und das Kartenbild wird ausgeglichener und realistischer. Dies zeigt also, wie wichtig es zur Erhöhung der Modellgüte und der Aussagekraft der Validierung ist, ein möglichst vollständiges, repräsentatives und gut aufbereitetes Prozessinventar aus möglichst vielen unterschiedlichen Datenquellen zu verwenden.

Der Grund für die hier vorliegenden Datenschieflagen liegt, neben der waldbedingten Sichtbehinderung, noch mehr in den je nach Auswertungsmethode mehrheitlich erkannten unterschiedlichen Massenbewegungstypen. So deutet vieles darauf hin, dass mittels Luftbildinterpretation mehrheitlich spontane Massenbewegungen wie flachgründige Lockergesteinsrutschungen und Hangmuren erfasst werden, während durch ALS-Auswertung vermehrt tiefgründigere progressive Massenbewegungen erkannt werden.

Schließlich wurde noch getestet, ob sich die Schiefe in den Prozessdatensätzen durch Ausschluss des für die Schiefe relevanten Parameters (hier *Wald*) aus der Modellierung dann noch auf das Ergebnis auswirkt. Obwohl es nicht klar belegt werden konnte, gab es doch Anzeichen dafür, dass sich die Schiefe der Prozessdaten auch in diesem Fall abgeschwächt auf Modellierungsergebnis und Validierung überträgt, da zwischen den Parameterkarten (v.a. *Wald*, *GGD I* und *Hangneigung*) gegenseitige Abhängigkeiten bestehen.

## Literatur

BACKHAUS, K., ERICHSON, B., PLINKE, W. & WEIBER, R. (2015): Multivariate Analysemethoden. Eine anwendungsorientierte Einführung. – 647 S., Heidelberg.

BRUDERER-ENZLER, H. & SCHWARZ, J. (2018): Logistische Regressionsanalyse. – Universität Zürich.  
[https://www.methodenberatung.uzh.ch/de/datenanalyse\\_spss/zusammenhaenge/lreg.html](https://www.methodenberatung.uzh.ch/de/datenanalyse_spss/zusammenhaenge/lreg.html) (abgerufen am: 30.01.2019).

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

DIAZ-BONE, R. & KÜNEMUND, H. (2003): Einführung in die binäre Logistische Regression. – Mitteilungen aus dem Schwerpunktbereich Methodenlehre, **56**, 26 S., Berlin.

GUZZETTI, F. (2005): Landslide Hazard and Risk Assessment. – Ph.D. Thesis, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Fakultät der Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn, 373 S., Bonn.  
<http://hss.ulb.uni-bonn.de/2006/0817/0817.pdf> (abgerufen am: 30.01.2019).

GUZZETTI, F., MONDINI, A.C., CARDINALI, M., FIORUCCI, F., SANTANGELO, M. & CHANG, K. (2012): Landslide inventory maps: New tools for an old problem. – *Earth Science Reviews*, **112**, 42–66, Amsterdam.  
<http://geomorphology.irpi.cnr.it/publications/repository/public/journals/2012/landslide-inventory-maps-new-tools-for-and-old-problem/> (abgerufen am: 30.01.2019).

HOSMER, D.W. & LEMESHOW, S. (2000): Applied Logistic Regression. – 375 S., New York.

HUNZINGER, L., BACHMANN, A., BRÄNDLE, R., DÄNDLIKER, P., JUD, D. & KOKSCH, M. (2016): Eine neue Empfehlung zur Beurteilung der Gefahr von Ufererosion an Fließgewässern. – 13<sup>th</sup> Congress Interpraevent 2016, 561–570, Luzern.

KANONIER, J., GASSER, M., SIVETZ, R. & PFEFFERKORN, A. (2006): Das Starkregen- und Hochwasserereignis des August 2005 in Vorarlberg. – Bericht des Amtes der Vorarlberger Landesregierung, 58 S., Feldkirch.

MARKART, G., PERZL, F., KOHL, B., LUZIAN, R., KLEEMAYR, K., ESS, B. & MAYERL, J. (2007): 22. und 23. August 2005 – Analyse von Hochwasser- und Rutschungsereignissen in ausgewählten Gebieten Vorarlbergs. – BFW-Dokumentation, Schriftenreihe des Bundesforschungs- und Ausbildungszentrums für Wald, Naturgefahren und Landschaft, **5/2007**, 48 S., Wien–Innsbruck. [http://bfw.ac.at/030/pdf/bfw-dok\\_5.pdf](http://bfw.ac.at/030/pdf/bfw-dok_5.pdf) (abgerufen am: 30.01.2019).

- MOSER, M. (2010): GEOFAST – Provisorische Geologische Karte 1:50.000 nach einem Manuskript von W. Zacher – Blatt 112 Bezau, Stand 2008, Ausgabe 2010/10. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- OBERHAUSER, R., BERTLE, H., DE GRAAF, L.W.S., RESCH, W. & WYSSLING, G. (1986): Exkursion C: Von Bregenz über das Schwarzachtobel in den Bregenzerwald und über Damüls-Faschina ins Großwalsertal nach Marul und Raggal (Quartär, Molasse, Helvetikum, Nördliche und Südliche Flyschzone). – Exkursionsführer im Rahmen der Wandertagung der ÖGG 1986, 69–96, Wien.
- OBERHAUSER, R., BERTLE, H. & BERTLE, R. (2007): Geologische Karte von Vorarlberg 1:100.000. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- ÖROK (ÖSTERREICHISCHE RAUMORDNUNGSKONFERENZ) (Hrsg.) (2015): Risikomanagement für gravitative Naturgefahren in der Raumplanung, Wien. – ÖROK-Schriftenreihe, **193**, 288 S., Wien.
- RUDOLF-MIKLAU, F., ELLMER, A., GRUBER, H., HÜBL, J., KLEEMAYR, K., LANG, E., MARKART, G., SCHEURINGER, E., SCHMID, F., SCHNETZER, I., WEBER, C. & WÖHRER-ALGE, M. (2006a): Hochwasser 2005 – Ereignisdokumentation: Teilbericht der Wildbach- und Lawinerverbauung, **126**, 142 S., Wien.
- RUDOLF-MIKLAU, F., ELLMER, A., GRUBER, H., HÜBL, J., KLEEMAYR, K., LANG, E., SCHEURINGER, E., SCHMID, F., SCHNETZER, I., WEBER, C. & WÖHRER-ALGE, M. (2006b): Documentation of the Disasters of August 2005 in Austria Caused by Floods and Slope Movements: Methods and Results. – International Symposium Interpraevent 2006, 25.–27.09.2006, Niigata, Japan. – Frontiers Science Series, **2/47**, 627–637, Tokyo.  
[http://www.interpraevent.at/palm-cms/upload\\_files/Publikationen/Tagungsbeitraege/2006\\_2\\_627.pdf](http://www.interpraevent.at/palm-cms/upload_files/Publikationen/Tagungsbeitraege/2006_2_627.pdf) (abgerufen am: 30.01.2019).
- SCHLÖGEL, R., MALET, J.-P., REMAÎTRE, A., REICHENBACH, P. & DOUBRE, C. (2015): Analysis of a landslide multidecade inventory in a complex mountain landscape: the Ubaye valley case study. – Natural Hazards and Earth System Sciences Discussions, **15/10**, 2051–2098, Katlenburg-Lindau.
- SEIJMONSBERGEN, A.C., VAN WESTEN, C.J., RUPKE, J. (Hrsg.) & KRIEG, W. (Hrsg.) (1988): Geotechnische Karte 1:10.000, Vorarlberg, Austria, Blatt Bezau. – Geomorphologische, geotechnische und Naturgefahrenkarten des Hinteren Bregenzerwaldes (Vorarlberg, Austria), 82 S., Kartenbeilagen, Amsterdam–Bregenz.
- STEGER, S., BRENNING, A., BELL, R. & GLADE, T. (2017): The influence of systematically incomplete shallow landslide inventories on statistical susceptibility models and suggestions for improvements. – Landslides, **14/5**, 1767–1781, Heidelberg.  
<https://doi.org/10.1007/s10346-017-0820-0>
- TILCH, N. (2014): Identifizierung gravitativer Massenbewegungen mittels multitemporaler Luftbildauswertung in Vorarlberg und angrenzender Gebiete. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **154/1–4**, 21–39, Wien.  
[https://opac.geologie.ac.at/wwwopacx/wwwopac.ashx?command=getcontent&server=images&value=JB1541\\_021\\_A.pdf](https://opac.geologie.ac.at/wwwopacx/wwwopac.ashx?command=getcontent&server=images&value=JB1541_021_A.pdf) (abgerufen am: 30.01.2019).
- TILCH, N., MELZNER, S., JANDA, C. & KOÇIU, A. (2009): Simple applicable methods for assessing natural hazards caused by landslides and erosion processes in torrent catchments. – EGU-Poster-Session HS11.1/NH4.4: Rainfall triggered landslides and debris flows and their effect on erosion and sediment yield in river catchments, **11**, Vienna.  
[https://www.geologie.ac.at/fileadmin/user\\_upload/dokumente/pdf/poster/poster\\_2009\\_egu\\_tilch\\_et\\_al.pdf](https://www.geologie.ac.at/fileadmin/user_upload/dokumente/pdf/poster/poster_2009_egu_tilch_et_al.pdf) (abgerufen am: 30.01.2019).
- TILCH, N., SCHWARZ, L. & WINKLER, E. (2011a): Einfluss der Prozessdatenqualität auf die mittels Neuronaler Netze, Logistischer Regression und heuristischer GBA-Methode erstellten Dispositionskarten hinsichtlich spontaner gravitativer Massenbewegungen im Lockergestein und die Ergebnisvalidierung. – Poster im Rahmen des Geoforums Umhausen, 20./21.10.2011, Niederthai.  
[https://www.geologie.ac.at/fileadmin/user\\_upload/dokumente/pdf/poster/poster\\_2011\\_geoforum\\_umhausen\\_tilch\\_et\\_al\\_01.pdf](https://www.geologie.ac.at/fileadmin/user_upload/dokumente/pdf/poster/poster_2011_geoforum_umhausen_tilch_et_al_01.pdf) (abgerufen am: 30.01.2019).
- TILCH, N., SCHWARZ, L., HAGEN, K., AUST, G., FROMM, R., HERZBERGER, E., KLEBINDER, K., PERZL, F., PROSKE, H., BAUER, C., KORNBERGER, B., KLEB, U., PISTOTNIK, G. & HAIDEN, T. (2011b): Modelling of Landslide Susceptibility and affected Areas – Process-specific Validation of Databases, Methods and Results for the Communities of Gasen and Haslau (AdaptSlide). – Endbericht des Projektes ADAPTSIDE im Rahmen des EU-Projektes ADAPTALP, 305 S., Wien–Graz–Innsbruck.  
[http://bfw.ac.at/050/pdf/ASlide\\_Endbericht\\_fin\\_201110119.pdf](http://bfw.ac.at/050/pdf/ASlide_Endbericht_fin_201110119.pdf) (abgerufen am: 30.01.2019).
- TILCH, N., SCHWARZ, L. & WINKLER, E. (2013): Gefahren(hinweis) karten für gravitative Massenbewegungen (Hangrutschungen und Hangmuren) – Herausforderungen, Limitierungen, Chancen. – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **100**, 47–53, Wien.  
[http://opac.geologie.ac.at/wwwopacx/wwwopac.ashx?command=getcontent&server=images&value=BR0100\\_047\\_A.pdf](http://opac.geologie.ac.at/wwwopacx/wwwopac.ashx?command=getcontent&server=images&value=BR0100_047_A.pdf) (abgerufen am: 30.01.2019).
- TILCH, N., SCHWARZ, L., KOÇIU, A., WINKLER, E. & MOTSCHKA, K. (2018): Potentiale aerogeophysikalischer Daten hinsichtlich der Modellierung von realitätsnäheren Dispositionskarten für flachgründige Massenbewegungen – eine Fallstudie im Bregenzerwald. – Tagungsband des 20. Geoforums Umhausen, 240–245, Niederthai.
- ZEZERE, J.-L., HENRIQUES, C.S., GARCIA, R.A.C., OLIVIERA, S.C., PIEDALE, A. & NEVES, M. (2009): Effects of landslide inventories uncertainty on landslide susceptibility modelling. – Proceedings Landslide Processes: From Geomorphologic Mapping to Dynamic Modelling, Strasbourg, France, 6–7 February 2009, 81–86, Strasbourg.  
[https://www.researchgate.net/publication/254234522\\_Effects\\_of\\_landslide\\_inventories\\_uncertainty\\_on\\_landslide\\_susceptibility\\_modelling](https://www.researchgate.net/publication/254234522_Effects_of_landslide_inventories_uncertainty_on_landslide_susceptibility_modelling) (abgerufen am: 30.01.2019).







## Berichte über Tätigkeiten zur Erstellung der Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000 in den Jahren 2016–2018

Im Zuge der Umstellung auf das neue topografische Kartenwerk im UTM-System werden die Kartierungsberichte in einen Abschnitt unterteilt, der sich auf das „alte“ BMN-System bezieht und einen, der sich auf das „neue“ UTM-System bezieht. Details zur Umstellung sind in KRENMAYR (Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 150/3-4, 2010) erläutert. Die UTM-Kartenblätter werden ab 2016 im internationalen Blattnamenformat aufgelistet.

### Kartenwerk im BMN-System

#### Blatt 9 Retz

#### Bericht 2017 über geochemische und petrografische Untersuchungen an Ortho- und Paragesteinen aus dem Nationalpark Thayatal-Podyjí auf Blatt 9 Retz

MICHAEL MATZINGER & FRIEDRICH FINGER

(Auswärtige Mitarbeiter)

Wie im Vorjahresbericht bereits erwähnt (MATZINGER & FINGER, 2017), weist der **Bittesch-Gneis** des Thayatals lokal, und zwar vor allem zwischen Schwalbenfelsen und Heimatkreuz, unüblich niedrige  $\text{SiO}_2$ -Gehalte von nur 65–70 Gew.% auf. Um die Verbreitung und genetische Bedeutung dieser  $\text{SiO}_2$ -ärmeren Variante des Bittesch-Gneises besser einschätzen zu können, wurden nun weitere Proben aus diesem Bereich bearbeitet. Zur Analyse gelangten acht Proben aus dem Bereich westlich der Thaya (MM 93-15, MM 94-15, MM 95-15, MM 96-15, MM 99-15, MM 100-15, MM 103-15, MM 110-15) sowie vier Proben vom gegenüberliegenden tschechischen Thaya-Ufer und von Vranov (MM 139-15, MM 141-15, MM 146-15, MM 148-15). Von diesen 12 Proben haben vier  $\text{SiO}_2$ -Gehalte zwischen 63 und 70 Gew.%. Die restlichen Proben haben die für den Bittesch-Gneis typische saure Zusammensetzung mit 70–75 Gew.%  $\text{SiO}_2$  (FINGER & RIEGLER, 2013) (Tab. 1).

Die  $\text{SiO}_2$ -ärmeren Proben weisen  $\text{Fe}_2\text{O}_{3(\text{tot})}$ -Gehalte von 2–4 Gew.% auf, während der Normaltyp des Bittesch-Gneises im Allgemeinen unter 2 Gew.%  $\text{Fe}_2\text{O}_{3(\text{tot})}$  rangiert. Die Gehalte an  $\text{MgO}$ ,  $\text{TiO}_2$ ,  $\text{P}_2\text{O}_5$  sind in den  $\text{SiO}_2$ -ärmeren Proben ebenfalls bis zum Doppelten erhöht.

Petrografisch sind vor allem die höheren Biotitgehalte (10–16 %) auffällig. Eine der Proben (MM 99-15) führt sogar etwas Amphibol, was für den Bittesch-Gneis äußerst ungewöhnlich ist und unseres Wissens in dieser Form bisher nicht beschrieben ist. Der Amphibol (ca. 2 %) bildet große Individuen (bis 2 mm) und ist regelmäßig in heller Quarz-Feldspat-Matrix verteilt, das heißt, es handelt sich keineswegs um eingeschaltete Amphibolitlagen, sondern das tonalitische Eduktmaterial selbst war primär Amphibol führend.

Nach den bisherigen Ergebnissen kann die  $\text{SiO}_2$ -arme Varietät von Bittesch-Gneis als Tonalitgneis klassifiziert werden, da der Anteil an Kalifeldspat sowohl normativ, als auch im Modalbestand unter 5 % liegt. Nachdem die mafischen Mineralanteile (Biotit bzw. Amphibol) 15 % nicht überschreiten, ist die speziellere Bezeichnung Leukotonalitgneis zutreffend.

Aufgrund der Spurenelementspektren sind diese Leukotonalitgneise des Thayatals als eigenständiger Magmentyp zu interpretieren. In Harker-Diagrammen sind sie von der saureren Hauptmasse des Bittesch-Gneises bei einigen Elementen wie Strontium klar abgetrennt. Hingegen liegen die  $\text{SiO}_2$ -reicheren Proben vom Bittesch-Gneis des Thayatalprofils im geochemischen Trend dieses Gesteins. Hohe Sr/Zr-Verhältnisse zeigen aber, auch bei den  $\text{SiO}_2$ -ärmeren Proben, eine chemische Verwandtschaft zum übrigen Bittesch-Gneis.

Nach den bisherigen Probenahmen ist zu vermuten, dass die Leukotonalitgneise keine großen geschlossenen Körper bilden, sondern mit der sauren Bittesch-Gneis-Varietät lagenweise wechseln. Immerhin haben zwei der neu analysierten Proben aus dem Abschnitt Schwalbenfelsen-Hei-

Probe	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
	MM 93-15	MM 94-15	MM 95-15	MM 96-15	MM 99-15	MM 100-15	MM 103-15	MM 110-15	MM 139-15	MM 141-15	MM 146-15	MM 148-15
Gestein	BG	BG	BG	BG	BG	BG	BG	BG	BG	BG	BG	BG
SiO <sub>2</sub>	68,25	73,98	69,40	64,92	63,37	70,58	73,10	72,03	71,07	73,78	70,77	71,21
TiO <sub>2</sub>	0,39	0,14	0,38	0,55	0,61	0,24	0,18	0,24	0,45	0,16	0,23	0,25
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,43	14,79	16,28	17,59	17,74	15,87	15,48	15,61	15,34	14,78	16,23	15,93
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	2,55	0,90	2,33	4,40	4,55	1,60	0,81	1,66	2,33	1,45	1,70	1,93
MnO	0,06	0,02	0,03	0,04	0,07	0,02	0,01	0,02	0,02	0,03	0,04	0,04
MgO	1,04	0,39	1,04	1,59	2,15	0,57	0,39	0,58	1,51	0,49	0,49	0,51
CaO	3,55	1,61	2,50	4,08	5,03	2,85	0,98	2,98	3,60	1,63	3,12	2,48
Na <sub>2</sub> O	4,34	5,23	4,40	4,46	3,99	5,03	5,36	4,78	4,36	4,33	5,50	5,33
K <sub>2</sub> O	1,89	2,65	3,21	1,77	1,83	1,99	3,32	1,72	1,02	3,00	1,53	1,90
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,15	0,06	0,12	0,20	0,26	0,11	0,07	0,12	0,02	0,07	0,09	0,09
SO <sub>3</sub>	0,01	0,00	0,00	0,07	0,01	0,02	0,00	0,02	0,00	0,00	0,01	0,01
GV	1,04	0,84	1,14	1,14	0,90	0,86	0,78	0,70	0,59	1,26	0,66	0,77
<b>Summe</b>	<b>99,70</b>	<b>100,61</b>	<b>100,83</b>	<b>100,81</b>	<b>100,51</b>	<b>99,74</b>	<b>100,48</b>	<b>100,46</b>	<b>100,31</b>	<b>100,98</b>	<b>100,37</b>	<b>100,45</b>
Rb	57	62	87	65	55	51	61	48	38	86	36	53
Sr	442	345	525	584	766	668	404	671	674	381	706	638
Ba	830	583	845	700	751	649	1.626	580	518	991	929	764
Th	u.d.N.	9	u.d.N.	u.d.N.	u.d.N.	u.d.N.	6	u.d.N.	u.d.N.	7	4	6
La	20	23	29	21	20	22	27	21	8	28	18	29
Ce	50	45	61	22	39	37	46	41	21	68	38	85
Nd	13	19	23	11	14	17	25	14	u.d.N.	26	12	18
Ga	19	15	18	20	20	16	14	16	15	18	17	20
Nb	8	9	7	11	14	7	4	7	7	7	9	22
Zr	106	57	104	143	146	148	102	137	192	88	123	382
Y	7	17	4	8	14	6	8	8	6	8	u.d.N.	16
Sc	u.d.N.	u.d.N.	u.d.N.	u.d.N.	8	u.d.N.	u.d.N.	7	9	u.d.N.	u.d.N.	u.d.N.
Pb	11	6	6	u.d.N.	u.d.N.	u.d.N.	19	u.d.N.	u.d.N.	15	10	7
Zn	47	22	43	53	69	22	20	22	30	31	32	30
V	37	5	34	58	67	15	11	11	52	10	18	16
Co	4	0	3	10	9	4	3	3	6	2	3	3
Cr	7	u.d.N.	u.d.N.	6	7	u.d.N.	u.d.N.	29	51	u.d.N.	6	u.d.N.
Ni	9	6	9	15	9	7	7	7	31	6	8	8
Koordinaten												
RW	713845	713679	713679	714313	714422	714038	713318	713869	714645	714980	712228	712228
HW	414229	414240	414240	414913	414867	414651	412999	416474	414111	413614	417661	417661

Tab. 1.  
RFA Bittesch-Gneis (BG); Hauptelemente in Gew.%, Spurenelemente in ppm, GV = Glühverlust, u.d.N. = unter der Nachweisgrenze; Koordinaten (RW – Rechtswert, HW – Hochwert) im BMN M34.

matkruz wesentlich saurere granitische bis granodioritische Zusammensetzung. Die exakte räumliche Verteilung der Leukotonalitgneise und ihre Grenzbeziehungen zum typischen Bittesch-Gneis sind bisher nicht ganz klar, da die neu gewonnenen chemischen Daten erst mit dem Geländebefund rückgekoppelt werden müssen. Man wird sich nun genauer anschauen müssen, wie die tonalitischen und die granitisch-granodioritischen Anteile im Bittesch-Gneis in den Aufschlüssen verteilt sind. Da die makroskopischen Unterschiede zwischen den Typen aber nicht immer deutlich sind, dürften diese Untersuchungen nicht ganz einfach werden. Auch im Deformationsgrad sind die Leukotonalitgneise dem normalen Bittesch-Gneis vergleichbar, allerdings fehlen die großen Kalifeldspatäugen.

Es bleibt ferner zu klären, ob die Leukotonalitgneise im Bereich des Schwalbenfelsens mit dem massigen Bittesch-Gneis von Mallersbach (WALDMANN, 1928; BERNROIDER, 1989; FINGER & STURM, 1994) verwandt sind. Nach den Daten in BERNROIDER (1989) ist der Bittesch-Gneis von Mallersbach durchwegs höher im SiO<sub>2</sub> (> 70 Gew.%). Lediglich eine Probe von Bernroider liegt mit 68 Gew.% SiO<sub>2</sub> etwas darunter.

Der zweite Teil dieses Berichtes beschäftigt sich mit der Geochemie der **Glimmerschiefer** des Thayatals. Sowohl der Therasburg-, als auch der Pernegg-Komplex werden ja zu großen Teilen von Glimmerschiefern bis feinkörnigen Paragneisen aufgebaut. Die Glimmerschiefer des Per-

negg-Komplexes sind meist silbergrau und straff geschiefert und man erkennt bereits mit freiem Auge oft Granat und Staurolith. Im Gegensatz dazu erscheinen die Glimmerschiefer des Therasburg-Komplexes oft „flatschig“ und verfaltet. Granat tritt oft mit einer Größe bis zu 1 mm auf. Der Staurolith fehlt dort.

In der chemischen Analyse weisen die Glimmerschiefer und Paragneise des Pernegg-Komplexes sehr variable SiO<sub>2</sub>-Gehalte zwischen 51 und 73 Gew.% auf, bei Fe<sub>2</sub>O<sub>3(tot)</sub>-Gehalten von 6–9 Gew.%. Die TiO<sub>2</sub>-Gehalte liegen meist um 1 Gew.%, die MgO-Gehalte um 2 Gew.%, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> schwankt zwischen 15 und 27 Gew.% (Tab. 2).

Im Dünnschliffbild zweier Proben im Pernegg-Komplex westlich des Umlaufberges (MM 57-15 und MM 59-15) zeigt sich lagig mobilisierter Quarz (bis 50 %) zwischen Bändern von Muskovit und Chlorit. Biotit ist in Probe MM 57-15 im Modalbestand vergleichsweise häufig (15–20 %), Plagioklase spielen nur eine untergeordnete Rolle. Die Granate sind meist in den Glimmer eingebettet und bilden Sigma- bzw. Delta-Klasten. Neben idiomorphen, ca. 2–3 mm großen Staurolithkristallen tritt in einer Probe (MM 59-15) auch Chloritoid auf. Aufgrund der Paragenese ist von einer Metamorphose in der unteren Amphibolitfazies auszugehen.

Probe	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26
	MM 12-15	MM 19-15	MM 26-15	MM 27-15	MM 28-15	MM 45-15	MM 54-15	MM 56-15	MM 57-15	MM 59-15	MM 63-15	MM 70-15	MM 73-15	MM 77-15
Gestein	GS	GS	GS	GS	GS	GS	GS	GS	GS	GS	GS	GS	GS	GS
SiO <sub>2</sub>	63,99	49,45	57,14	54,48	54,72	55,77	73,74	51,71	63,07	51,63	59,28	64,35	78,58	64,75
TiO <sub>2</sub>	1,00	1,73	1,42	1,49	1,59	1,95	0,59	1,10	0,76	1,15	0,85	0,92	0,58	0,86
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	16,05	18,84	18,82	19,28	19,63	18,24	11,24	25,00	17,89	26,60	20,71	16,30	10,46	16,54
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	6,81	13,07	10,37	11,02	12,82	12,42	4,39	8,68	7,13	6,72	8,46	6,47	3,09	6,69
MnO	0,07	0,16	0,10	0,09	0,15	0,17	0,10	0,09	0,07	0,06	0,08	0,11	0,05	0,05
MgO	2,10	5,24	3,11	4,06	2,21	2,64	1,68	2,30	1,98	1,85	1,88	2,21	1,03	2,10
CaO	0,78	3,13	0,52	1,38	0,51	1,02	2,57	0,83	0,66	0,86	0,40	1,07	1,52	0,55
Na <sub>2</sub> O	1,79	4,40	1,51	2,57	1,78	2,93	1,81	1,81	2,65	2,24	1,28	1,61	2,52	0,65
K <sub>2</sub> O	4,77	0,62	3,16	2,24	3,27	1,93	1,89	4,94	2,63	5,34	4,03	4,33	1,81	4,66
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,14	0,16	0,17	0,14	0,11	0,12	0,07	0,15	0,12	0,15	0,16	0,10	0,10	0,13
SO <sub>3</sub>	0,02	0,01	0,02	0,01	0,02	0,02	0,07	0,02	0,01	0,02	0,01	0,12	0,01	0,01
GV	1,99	2,91	3,29	2,87	2,86	2,46	1,55	2,96	2,69	2,98	2,48	2,05	0,69	2,59
<b>Summe</b>	<b>99,51</b>	<b>99,72</b>	<b>99,63</b>	<b>99,63</b>	<b>99,67</b>	<b>99,67</b>	<b>99,70</b>	<b>99,59</b>	<b>99,66</b>	<b>99,60</b>	<b>99,62</b>	<b>99,64</b>	<b>100,44</b>	<b>99,58</b>
Rb	320	20	120	112	129	80	116	191	136	225	197	167	90	202
Sr	105	140	72	122	70	157	90	123	129	167	74	165	160	67
Ba	603	160	531	330	478	363	358	955	473	952	687	519	381	426
Th	17	u.d.N.	11	11	10	7	9	18	15	22	18	15	6	15
La	78	17	24	9	19	27	43	54	46	57	41	35	28	49
Ce	162	50	60	76	81	77	88	101	85	106	84	77	56	95
Nd	70	20	14	7	16	28	50	43	39	48	36	35	22	43
Ga	20	23	23	23	22	21	13	30	19	30	23	19	12	18
Nb	16	11	13	16	17	16	9	20	14	21	14	13	10	12
Zr	262	132	180	185	226	215	195	231	131	224	151	195	262	240
Y	40	27	25	23	31	27	37	51	32	50	38	29	23	34
Sc	21	39	30	38	30	37	8	23	16	28	19	15	11	16
Pb	12	u.d.N.	17	20	12	16	10	31	25	39	23	15	14	9
Zn	102	110	137	189	44	103	46	106	106	69	123	113	41	39
V	107	246	217	226	260	222	58	166	104	186	142	96	38	85
Co	18	49	36	42	21	34	12	18	17	17	20	17	8	19
Cr	100	142	210	208	137	155	41	165	106	149	109	80	34	203
Ni	37	82	64	74	60	54	22	43	38	40	47	33	15	35
Koordinaten														
RW	719732	719480	718994	718849	718280	717941	717025	716977	716928	716798	716752	716521	716256	715755
HW	410801	411201	411067	410912	410846	412067	411765	411805	411918	412275	412826	413354	412968	412896

Tab. 2. RFA Glimmerschiefer (GS) des Therasburg- und Pernegg-Komplexes; Hauptelemente in Gew.%, Spurenelemente in ppm, GV = Glühverlust, u.d.N. = unter der Nachweisgrenze; Koordinaten (RW – Rechtswert, HW – Hochwert) im BMN M34.

Deutlich feinkörniger und feiner geschiefert sind die Proben MM 70-15 und MM 77-15 aus dem hangenden Bereich des Pernegg-Komplexes östlich von Hardegg sowie die Probe MM 54-15 westlich des Umlaufberges. Es handelt sich um quarzreiche Glimmerschiefer, die deutlich weniger Granat führen als die Proben MM 57-15 und MM 59-15. Muskovit und Chlorit dominieren deutlich über Biotit. Staurolith wurde nicht beobachtet.

Die untersuchten Glimmerschiefer des Therasburg-Komplexes (MM 12-15, MM 19-15, MM 26-15, MM 27-15, MM 28-15 und MM 45-15) weisen ein vergleichsweise engeres SiO<sub>2</sub>-Spektrum zwischen 50 und 60 Gew.% auf. Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> ist mit Werten zwischen 18 und 20 Gew.% ebenfalls überraschend einheitlich. Die Proben zeigen höhere Gehalte an TiO<sub>2</sub> (meist 1,5–2,3 Gew.%), Fe<sub>2</sub>O<sub>3(tot)</sub> (meist 10–15 Gew.%) und MgO (bis zu 5,3 Gew.%), als die Glimmerschiefer/Paragneise des Pernegg-Komplexes. Vergleichsweise niedrig sind dafür die K<sub>2</sub>O-Gehalte (1,5–4,4 Gew.%). Die Spurenelementmuster zeigen erhöhte Cr- (100–200 ppm mit einer Ausnahme), Ni- (50–100 ppm) und V-Gehalte (100–380 ppm). Im Prinzip sind die Gesteine mit den von LIBOWITZKY (1990) beschriebenen „Blacksands“ im Mittelabschnitt des Moravikums gut vergleichbar. Einzig Probe MM 12-15 weist abweichende Geochemie auf. Sie stammt aus dem unmittelbaren Nahbereich zum Thayabatholith und besitzt vergleichsweise hohe SiO<sub>2</sub>- und K<sub>2</sub>O- bzw. erhöhte Ce-, La- und Rb-Gehalte.

Im Dünnschliffbild von Probe MM 45-15 zeigt sich die von LIBOWITZKY (1990) beschriebene Anreicherung an Opakphasen (nach Libowitzky v.a. Magnetit und Ilmenit). Die Größe der Granatkörner bewegt sich im Submillimeterbereich. In Probe MM 28-15 sind die Granate bis ca. einen Millimeter groß. Quarz ist in Probe MM 45-15 lagig und in Linsen konzentriert. Im Gegensatz dazu ist der Quarz in Probe MM 28-15 sehr feinkörnig, das Gestein ist insgesamt stärker durchbewegt und fein verfaultet. Im Dünnschliff von MM 28-15 ist ein dextraler Schersinn top NNE anhand eines ausgeprägten SC-Gefüges und rotierter Granatkörnern abzulesen.

Der Vergleich der geochemischen Daten ist für geologische Interpretationen interessant. Nach WIMMENAUER (1984) gehen die Glimmerschiefer des Therasburg-Komplexes im Wesentlichen auf tonige Grauwacken zurück, die Glimmerschiefer des Pernegg-Komplexes hingegen auf eine Vergesellschaftung von Tonsteinen und Grauwacken. Nach den Spurenelementen (BHATIA, 1983; BHATIA & CROOK, 1986) wurden die sedimentären Edukte der Glimmerschiefer des Therasburg-Komplexes von einem ozeanischen Inselbogen geliefert, jene der Glimmerschiefer des Pernegg-Komplexes von einem kontinentalen Inselbogen.

Der Vollständigkeit halber wurden noch weitere moravische Metasedimente beprobt und analysiert, nämlich sechs Proben von **Fugnitzer Kalksilikatschiefer und Marmor**. Die Proben der Kalksilikatschiefer stammen aus dem liegenden Abschnitt des Bittesch-Gneises unmittelbar westlich von Hardegg (Maxplateau; MM 86-15) bzw. vom gegenüberliegenden tschechischen Ufer (MM 134-15, MM 140-15) sowie westlich vom Umlaufberg (MM 53-15). Die Kalksilikate westlich von Hardegg weisen CaO-Gehalte von 10–19 Gew.% auf, bei K<sub>2</sub>O < 1 Gew.%, TiO<sub>2</sub> ~0,85 Gew.% und Fe<sub>2</sub>O<sub>3(tot)</sub> ~6 Gew.%. Die Probe westlich vom Umlaufberg ist CaO- (5 Gew.%) und Fe<sub>2</sub>O<sub>3(tot)</sub>-ärmer (2 Gew.%) aber K<sub>2</sub>O-reicher (4,5 Gew.%) (Tab. 3).

Ein analysierter Marmor vom Ochsengraben (MM 60-15) hat bei einem CaO-Gehalt von 43 Gew.% silikatische Beimengungen von 13,3 Gew.% SiO<sub>2</sub>. Weiters finden sich ca. 4 Gew.% Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> und je 2 Gew.% MgO und Fe<sub>2</sub>O<sub>3(tot)</sub>. Im Dünnschliff zeigt sich neben verzwilligtem Calcit Quarz (ca. 5–10 %) sowie Muskovit und Biotit (unter 3 %). Akzessorische Titanite mit einer Größe bis zu 1 mm treten ebenfalls auf. Amphibole konnten nicht beobachtet werden.

Der dritte Abschnitt dieses Berichtes beschäftigt sich mit kleinen Vorkommen von Metabasiten, die beiderseits des Mündungsbereiches des Kajabaches als Metagabbro-Metadiorit kartiert wurden (ROETZEL et al., 2004). Davon wurden sechs Proben analysiert.

Zwei davon, vom Osthang des Kajabachtales, sind fein- bis mittelkörnige, schiefrige **Amphibolite** (MM 23-15 und MM 30-15) mit SiO<sub>2</sub>-Gehalten von 52 bzw. 46 Gew.%. Die Werte für Fe<sub>2</sub>O<sub>3(tot)</sub> liegen zwischen 8 und 9 Gew.%, jene für MgO bei 4,9 bzw. 8,7 Gew.% und CaO bei 7,6 bzw. 10,6 Gew.% (Tab. 3). Die chemische Zusammensetzung entspricht am ehesten einem Gabbro (oder eventuell auch Basalt) aus einer leicht angereicherten Mantelquelle (E-MORB). In der CIPW-Norm führen beide Proben normativen Hypersthen. Olivin ist normativ mit 1,3 % (MM 23-15) bzw. 16,5 % (MM 30-15) vorhanden. Die Protolithen waren demnach olivin-tholeiitische Magmatite. Im Dünnschliffbild zeigen sich stark pleochroitische, hell- bis intensivgrüne Amphibole in einer feinen Matrix aus Feldspäten. Probe MM 30-15 besteht zu ca. 50 % aus Amphibol, wogegen Probe MM 23-15 geringere Amphibolgehalte von ca. 25–30 % aufweist. In Probe MM 23-15 sind größere, idiomorphe Einsprenglinge von Plagioklas bis zu 3 mm zu beobachten (wahrscheinlich magmatische Relikte).

In dem Graben westlich der Mündung des Kajabachtales wurde als Besonderheit eine Probe von **Serpentin** gefunden (MM 35-15). Das Gestein weist bei einem SiO<sub>2</sub>-Gehalt von ca. 42 Gew.% einen MgO-Gehalt von 30,5 Gew.% auf. Der Fe<sub>2</sub>O<sub>3(tot)</sub>-Gehalt liegt bei 11,7 Gew.%, der Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>-Gehalt bei 4,2 Gew.% und der CaO-Gehalt bei 1,3 Gew.%. Stark erhöht ist zudem der Cr-Gehalt von 1.147 ppm (Tab. 3). Im Dünnschliffbild zeigt sich ein stark alteriertes Gestein, welches zu mehr als 50 % aus Serpentinmineralen besteht (verifiziert durch Röntgendiffraktometrie). Im Dünnschliff beobachtet man Pseudomorphosen nach Pyroxen. Opake Phasen (Magnetit bzw. Chromit) sind mit bis zu 10 % beigemischt. Die normative Berechnung (CIPW-Norm) des Mineralgehaltes ergibt ca. 45 % Orthopyroxen, ca. 35 % Olivin und ca. 5 % Anorthit. Normativ tritt kein Klinopyroxen auf. Der Protolith war demnach wahrscheinlich ein Harzburgit, sofern Metamorphose bzw. Alteration isochemisch abliefen.

Ebenfalls aus dem Bereich dieses Grabens stammen die Proben MM 33-15, MM 34-15 und MM 37-15. Es handelt sich dabei um quarzdioritische bis tonalitische Gesteine. Die geochemische Analyse zeigt SiO<sub>2</sub>-Gehalte von 61–63 Gew.% bei Fe<sub>2</sub>O<sub>3(tot)</sub>- und MgO-Gehalten von jeweils ca. 5 Gew.%. Die Gesteine besitzen also eine außergewöhnlich hohe Mg-Zahl (Mg/Mg+Fe). Die CaO-Gehalte liegen um 4–5 Gew.%, die Na<sub>2</sub>O-Werte um 4 Gew.% bei maximal 2 Gew.% K<sub>2</sub>O (Tab. 3). Im Dünnschliffbild zeigt sich eine feinkörnige Matrix aus Plagioklas und Quarz. Zahlreiche größere, idiomorphe Plagioklasse bis ca. 3 mm Korngröße weisen oft primäre Verzwilligung auf. Neben Biotit und Chlorit zeigen sich ca. 10–15 % Amphibol. Kalifeld-

Probe	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40
	MM 53-15	MM 86-15	MM 134-15 fein	MM 140-15	MM 60-15	MM 23-15	MM 30-15	MM 33-15	MM 34-15	MM 37-15	MM 35-15	MM 55-15	MM 62-15	MM 131-15
Gestein	KS	KS	KS	KS	M	Amph	Amph	TO	TO	TO	Serp	QZ	SG	PG
SiO <sub>2</sub>	66,37	61,70	51,80	58,06	12,23	52,31	46,42	62,13	60,99	62,39	42,31	90,68	73,02	73,34
TiO <sub>2</sub>	0,27	0,81	0,87	0,85	0,23	0,99	1,66	0,74	0,76	0,81	0,22	0,18	0,74	0,06
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,89	13,43	14,28	14,41	3,99	18,83	19,36	15,23	15,24	15,96	4,17	3,48	15,11	15,94
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,92	6,37	6,47	6,01	1,89	8,51	9,24	5,00	5,15	4,36	11,69	1,28	3,88	0,48
MnO	0,03	0,13	0,11	0,08	0,04	0,15	0,13	0,10	0,08	0,07	0,13	0,02	0,02	0,01
MgO	0,88	2,38	3,03	2,36	2,03	4,92	8,74	5,43	5,80	4,20	30,50	0,44	3,17	0,19
CaO	5,70	10,97	18,82	13,00	42,99	7,64	10,60	5,25	4,28	3,95	1,29	0,56	0,39	2,34
Na <sub>2</sub> O	2,92	2,09	2,48	4,37	0,30	3,58	2,14	4,32	3,84	4,43	u.d.N.	0,75	0,94	4,43
K <sub>2</sub> O	4,74	0,34	0,09	0,35	1,11	1,20	0,39	1,36	2,05	1,85	0,04	0,44	0,45	1,65
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,11	0,08	0,20	0,20	u.d.N.	0,22	0,02	0,17	0,18	0,17	0,05	0,05	0,04	0,26
SO <sub>3</sub>	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01	0,04	0,01	0,00
GV	2,89	1,46	1,62	0,56	32,84	1,36	2,39	0,95	1,30	1,51	9,30	1,95	2,10	1,18
<b>Summe</b>	<b>99,73</b>	<b>99,77</b>	<b>99,78</b>	<b>100,26</b>	<b>97,67</b>	<b>99,72</b>	<b>101,11</b>	<b>100,69</b>	<b>99,68</b>	<b>99,71</b>	<b>99,71</b>	<b>99,87</b>	<b>99,87</b>	<b>99,88</b>
Rb	133	10	u.d.N.	6	49	38	15	43	77	67	3	29	17	51
Sr	296	315	550	1.142	1.149	422	457	264	223	265	19	34	72	178
Ba	596	143	16	182	176	294	111	332	472	477	29	128	60	183
Th	13	13	12	12	4	u.d.N.	u.d.N.	4	7	4	u.d.N.	u.d.N.	11	u.d.N.
La	26	52	53	34	u.d.N.	19	u.d.N.	15	22	19	u.d.N.	u.d.N.	25	u.d.N.
Ce	48	105	103	84	19	39	19	44	41	49	u.d.N.	18	62	u.d.N.
Nd	20	51	44	32	13	21	11	19	21	23	7	u.d.N.	25	6
Ga	17	18	22	18	7	20	17	17	16	17	5	5	22	15
Nb	7	11	18	21	9	7	8	9	8	9	1	2	12	7
Zr	113	173	221	250	59	99	45	171	157	190	37	205	162	29
Y	9	32	39	31	10	18	21	20	18	17	7	5	18	9
Sc	u.d.N.	19	14	17	16	25	83	12	12	14	10	u.d.N.	11	u.d.N.
Pb	21	u.d.N.	8	u.d.N.	6	u.d.N.	6	u.d.N.	u.d.N.	u.d.N.	u.d.N.	10	3	34
Zn	33	81	110	92	49	85	69	65	66	58	66	17	30	16
V	30	67	86	88	30	183	450	78	91	65	62	14	91	u.d.N.
Co	4	14	15	14	5	20	35	19	20	17	90	3	u.d.N.	u.d.N.
Cr	24	67	111	u.d.N.	38	48	102	247	246	157	1147	13	97	u.d.N.
Ni	13	31	42	39	17	15	25	51	55	42	606	12	12	6
Koordinaten														
RW	717166	714492	714806	714655	716651	718028	718201	717676	717676	717668	717676	717025	716463	716404
HW	411654	413313	414378	414053	412776	410520	410810	410793	410793	410813	410793	411765	410720	410558

Tab. 3. RFA Kalksilikate (KS), Marmor (M), Amphibolite (Amph), Tonalite (TO), Serpentin (Serp), Quarzit (QZ), Stängelgneis (SG) und Pegmatitgneis (PG); Hauptelemente in Gew.%, Spurenelemente in ppm, GV = Glühverlust, u.d.N. = unter der Nachweisgrenze; Koordinaten (RW – Rechtswert, HW – Hochwert) im BMN M34.

spat tritt, wenn überhaupt, nur sehr untergeordnet auf. Das quarzdioritisch-tonalitische Material unterscheidet sich vom Therasburg-Orthogneis durch höhere MgO-, CaO- sowie Cr- und Ni-Gehalte.

Die Probe eines im Gelände als **Weitersfelder Stängelgneis** (MM 62-15) angesprochenen Gesteins von einem Aufschluss im Graben nördlich von Merkersdorf weist eine ähnlich hohe Mg-Zahl auf wie die Tonalite vom Kajabach, ist aber deutlich SiO<sub>2</sub>-reicher (73 Gew.%). Auch die unüblich hohen Cr- und V-Gehalte scheinen eine Verwandtschaft mit den zuvor genannten Tonaliten anzuzeigen. Ungewöhnlich niedrige Gehalte der Alkalien lassen auf Alkaliabfuhr, eventuell durch Mylonitisierung, schließen

(Tab. 3). Die Probe besitzt ein extrem stängeliges Gefüge und ist mit schwarzgrauen, schieferigen Gesteinen, auf der Karte als Grafitschiefer bezeichnet, vergesellschaftet, bei denen es sich möglicherweise um Kataklastite bzw. Kakiritite handeln könnte.

Ein ebenfalls analysierter Pegmatitgneis (MM 131-15) aus demselben Bereich (ROETZEL et al., 1999) besitzt deutlich andere Geochemie (z.B. Fe<sub>2</sub>O<sub>3(tot)</sub> 3,9 vs. 0,5 Gew.%, MgO 3,2 vs. 0,2 Gew.% oder Na<sub>2</sub>O 0,9 vs. 4,4 Gew.%) (Tab. 3). Auch das Spurenelementmuster zeigt deutliche Unterschiede (z.B. Sr, Ba, Zr). Hier zeigen sich geochemische Ähnlichkeiten zum Bittesch-Gneis.

## Literatur

BERNROIDER, M. (1989): Zur Petrogenese präkambrischer Metasedimente und cadomischer Magmatite im Moravikum. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **132/2**, 349–373, Wien.

BHATIA, M.R. (1983): Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. – The Journal of Geology, **91**, 611–627, London.

BHATIA, M.R. & CROOK, K.A.W. (1986): Trace element characteristics of greywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. – Contributions to Mineralogy and Petrology, **92/2**, 181–193, Berlin-Heidelberg. <https://dx.doi.org/10.1007/BF00375292>

FINGER, F. & RIEGLER, G. (2013): Bericht 2012 über petrographische und geochemische Untersuchungen an Graniten und Orthogneisen des Moravikums auf Blatt 21 Horn. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **153/1–4**, 361–364, Wien.

FINGER, F. & STURM, R. (1994): Bericht 1993 über petrographische Untersuchungen am grobkörnigen Gneis von Mallersbach auf Blatt 8 Geras. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **137/3**, 539–541, Wien.

LIBOWITZKY, E. (1990): Precambrian Blacksands as Precursors of Magnetite and Ilmenite Bearing Chlorite-Micaschists, Bohemian Massif, Austria. – Mineralogy and Petrology, **43/2**, 147–160, Wien.

MATZINGER, M. & FINGER, F. (2017): Bericht 2016 über geochemische und petrografische Untersuchungen an Orthogesteinen aus dem Nationalpark Thayatal-Podyjí auf Blatt 9 Retz. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **157/1–4**, 301–306, Wien.

ROETZEL, R., FUCHS, G., BATÍK, P. & ČTYROKÝ, P. (1999): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 9 Retz. – Wien (Geologische Bundesanstalt).

ROETZEL, R., FUCHS, G., BATÍK, P., ČTYROKÝ, P. & HAVLÍČEK, P. (2004): Geologische Karte der Nationalparks Thayatal und Podyjí. Geologická mapa Národních parků Thayatal a Podyjí, 1:25.000. – Wien (Geologische Bundesanstalt).

WALDMANN, L. (1928): Zum geologischen Bau der Thayakuppel und ihre Metamorphose. – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, **21**, 133–152, Wien.

WIMMENAUER, W. (1984): Das prävariskische Kristallin im Schwarzwald. – Fortschritte der Mineralogie, **62/Beiheft 2**, 69–86, Stuttgart.

## Blatt 21 Horn

### Bericht 2017 über geologische Aufnahmen auf Blatt 21 Horn

PHILIP SCHANTL

(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Rahmen der geologischen Aufnahme des Kartenblattes 21 Horn wurde das Gebiet zwischen Manhartsberg (537 m) und Fernitz im Bereich Tiefenbachgraben, Pfarrleiten, Seewiese, Hüttenmaiß und Schlagerhütten im Frühjahr 2017 geologisch kartiert. Die geologischen Aufnahmen stützen sich auf die Erstaufnahmen von FRASL (1974) und setzen die bereits im Jahr 2016 durchgeführten Kartierungsarbeiten im Bereich Weißer Graben (SCHANTL, 2017) nach Süden fort. Das Gebiet umfasst eine zum größten Teil bewaldete Fläche von 3,6 km<sup>2</sup> und schließt das Moravikum im Liegenden der Moldanubischen Überschiebung auf. Neben den geologischen Feldbeobachtungen und den Befunden zahlreicher Handbohrungen wurden zur petrografischen Charakterisierung der Gesteinszüge 30 petrografische Dünnschliffe untersucht.

### Moravikum und tektonisch überlagerndes Moldanubikum

Sehr gute Aufschlussverhältnisse im von Nordwest gegen Ost verlaufenden Tiefenbachgraben lassen im Moravikum im Wesentlichen dieselbe lithologische Abfolge wie in den vorangegangenen Kartierungsarbeiten von 2016 im Bereich Weißer Graben erkennen. Die Hauptlithologien im Moravikum bilden die dabei von NNE nach SSW streichenden und nach Nordwest bis Südwest einfallenden, bis zu mehrere hundert Meter mächtigen Granodioritgneise sowie Glimmerschiefer, Paragneise, Kalksilikatgesteine und Marmor. Einzig ein im Südwesten auftretender grobkörniger

Granat-Glimmerschiefer kann dem überlagernden Moldanubikum zugeordnet werden. Die Gesteinszüge werden im Folgenden von tektonisch hangend im Westen nach tektonisch liegend im Osten charakterisiert.

Im südwestlichsten Teil des Aufnahmegebietes lässt sich südlich des Tiefenbaches ein grobkörniger, silbrig glänzender *Granat-Glimmerschiefer* mit vereinzelt eingeschalteten dunkelgrauen, feinkörnigen Granat-Biotit-Paragneisen, die als Lesesteine auftreten, auskartieren. Das Gestein ist dem Moldanubikum zuzuordnen und definiert sich durch eine gut geschieferte Matrix aus groben Muskovitblättchen, Biotit, Chlorit, teilweise serizitisierendem Plagioklas und Quarz, in der sich makroskopisch sichtbare Porphyroblasten aus Granat mit Einschlüssen von Rutil befinden. Akzessorisch sind Ilmenit und Zirkon innerhalb der Matrix zu beobachten. Im liegendsten Bereich des Granat-Glimmerschiefers lässt sich ein Aufschluss von hellem Quarzit beobachten.

Im Liegenden des moldanubischen Granat-Glimmerschiefers lässt sich der circa 400 m mächtige Zug des hellgrauen, moravischen *Bittesch-Granodioritgneises* auskartieren. Die Schieferungsflächen des Gesteins fallen mit durchschnittlich 33° nach Westen bis Nordwesten ein und weisen eine ausgeprägte Streckungslineation auf, welche mit durchschnittlich 6° nach Süden bis SSW einfällt. Das Gestein definiert sich durch eine gut geregelte, gleichkörnige Matrix aus Muskovit und Quarz, in der sich grobe Porphyroblasten aus Alkalifeldspat, meist perthitisch, selten mit Mikroklingitterung, und Plagioklas mit einem Durchmesser von bis zu 300 µm befinden. Akzessorien wie Chlorit, Zirkon und Epidot/Klinozoisit lassen sich innerhalb der Matrix beobachten. Auffällig ist an der Westgrenze des Aufnahmegebietes (Dokumentationspunkt Nr. 165) das Auftreten von kleinen Granat-Porphyroblasten, bis zu 50 µm im Durchmesser, mit Einschlüssen von Epidot/Klinozoisit. Dieser Granat kann höchstwahrscheinlich als magmatisch gebildet angesehen werden. Besonders gut lässt

sich der Bittesch-Granodioritgneis im Bereich des Tiefenbachgrabens oder in den zahlreichen Steingruben auf der Hochfläche westlich der Pfarrleiten beproben. Darüber hinaus konnten Vorkommen eines feinkörnigen Aktinolithschiefers (Dokumentationspunkt Nr. 176) und eines gräulich-schwarzen Kalksilikatgesteins (Dokumentationspunkt Nr. 177) innerhalb des Bittesch-Granodioritgneises im Bereich des Tiefenbachgrabens nachgewiesen werden. Anhand von durchlitmikroskopischen Untersuchungen charakterisiert sich der Aktinolithschiefer, welcher ebenfalls ein Kalksilikatgestein darstellt, durch bläulich-grüne Aktinolithstängel, Quarz und Calcit. Akzessorisch treten Titanit und Allanit innerhalb dieses Gesteins auf. Das andere Kalksilikatgestein weist eine Mineralvergesellschaftung aus Epidot/Klinozoisit, Biotit, Muskovit, Titanit und Calcit auf.

Im Liegenden des Bittesch-Granodioritgneises lässt sich im Tiefenbachgraben ein geringmächtiger Zug aus *Glimmerschiefer und Paragneis* beobachten (Dokumentationspunkt Nr. 179), in dem grauer Marmor und Kalksilikatgesteine eingelagert sind. Die Glimmerschiefer und Paragneise fallen mit durchschnittlich 34° nach Westen ein und lassen eine mit durchschnittlich 40° nach Süden einfallende Streckungslineation erkennen. Das Gestein charakterisiert sich durch eine relativ gleichkörnige Matrix aus Biotit, Muskovit und Quarz. Vereinzelt lassen sich innerhalb der gut geschieferten Matrix kleine Granat-Porphyrblasten bis zu 200 µm im Durchmesser mit zahlreichen Quarzeinschlüssen beobachten. Darüber hinaus sind die Paragesteine durch sehr grobkörnige Quarzmobilisatlagen, welche das Gestein durchziehen, definiert. Akzessorisch treten zahlreiche Turmaline, Zirkone mit pleochroitischen Höfen innerhalb der Biotite sowie opake Phasen auf.

Tektonisch im Liegenden des Zuges aus Glimmerschiefer, Paragneis und Marmor befindet sich der circa 600 m mächtige Zug aus *Buttendorf-Granodioritgneis*, welcher im Bereich Tiefenbachgraben und der Pfarrleiten sehr gut aufgeschlossen ist. Das gut geregelte Gestein erscheint im Gelände dunkel, zeigt meist eine mittlere Körnung und fällt mit durchschnittlich 37° nach WNW bis WSW ein. Die Streckungslineation des Orthogneises fällt mit durchschnittlich 10° nach Süden bis Südwesten ein. Die Mineralvergesellschaftung wird von Biotit, grünem Aktinolith bis zu 1,5 mm im Durchmesser, Epidot/Klinozoisit, Porphyroklasten aus Alkalifeldspat mit perthitischer Entmischung oder Mikroklingitterung, Plagioklas mit bis zu 2 mm Durchmesser, sowie Quarz gebildet. Ebenfalls konnte im hangenden Teil des Buttendorf-Granodioritgneises akzessorisch auftretender Granat nachgewiesen werden (Dokumentationspunkt Nr. 180). Akzessorien sind Titanit, Zirkon und Apatit. An der Basis des Buttendorf-Granodioritgneises konnten zwei, circa 50 bis 100 m mächtige, von Norden nach Süden verlaufende Züge eines sehr feinkörnigen, *quarzreichen, ultramylonitischen Paragneises* auskartiert werden. Des Weiteren werden diese Ultramylonite von bis zu 50 m mächtigen Zügen eines hellen, ebenfalls *ultramylonitischen Quarzganggesteins* begleitet. Dieses führt zahlreiche Porphyroklasten bis zu 1,5 mm Durchmesser aus Alkalifeldspat mit perthitischer Entmischung oder Mikroklingitterung. Beide Gesteinstypen weisen einen hohen Quarzgehalt auf und bilden somit aufgrund ihrer großen Verwitterungsresistenz etwa 1 m hohe Geländestufen aus, welche auch am Laserscan sehr gut verfolgbar sind.

Im Liegenden des Buttendorf-Granodioritgneises befindet sich ein circa 300 m mächtiger *Glimmerschiefer- und Paragneis-Zug*, dessen Schieferungsflächen mit durchschnittlich 50° nach Westen bis Südwesten einfallen. Die Streckungslineation des Paragesteins fällt mit durchschnittlich 17° nach Süden bis SSW ein. Das Gestein erscheint im Gelände sehr feinkörnig und charakterisiert sich durch die Phasen Biotit, Muskovit, Chlorit und Quarz, welche eine gut erkennbare Schieferung ausbilden. Vereinzelt lassen sich auch Granat-Porphyrblasten mit bis zu 250 µm im Durchmesser beobachten (Dokumentationspunkte Nr. 218, 231). Vor allem im Bereich der Hochflächen, zwischen den tief eingeschnittenen Gräben des Tiefenbaches und dessen Seitenbächen, wird der Glimmerschiefer beziehungsweise Paragneis teilweise von in situ entstandenem Verwitterungslehm bedeckt. Im Süden des Kartierungsgebietes lässt sich an der Basis des Glimmerschiefer- und Paragneis-Zuges ein gräulich-blauer Marmor dokumentieren (Dokumentationspunkt Nr. 216).

An der Liegendgrenze des Glimmerschiefer-Paragneis-Zuges lässt sich im Süden des Aufnahmegebietes ein etwa 50 m mächtiger Zug eines hellen, sehr feinkörnigen, *ultramylonitischen Quarzganggesteins* mit bis zu 2 mm großen Porphyroklasten aus Alkalifeldspat mit perthitischer Entmischung oder Mikroklingitterung und Plagioklas auskartieren. Zudem treten diese Gesteine auch im hangenden Bereich, innerhalb des unterlagernden Kriegenreith-Granodioritgneises verstärkt auf, wobei nach Süden hin eine erhöhte Häufigkeit zu beobachten ist. Im äußersten Süden des Kartierungsgebietes, im Bereich Tiefenbachgraben, geht dieses helle Quarzganggestein in einen grobkörnigen, *granitischen Orthogneis* an der Hangendgrenze des Kriegenreith-Granodioritgneises über. Zusätzlich treten diese granitischen Lagen im Hangendbereich innerhalb des Kriegenreith-Granodioritgneises auf. Sie weisen bis zu 2 mm große Porphyroklasten aus perthitischem Alkalifeldspat, teils mit Mikroklingitterung und Plagioklas auf, welche randlich eine Rekristallisation zu Quarz erkennen lassen. In der gut geschieferten Matrix lassen sich Biotit, Hellglimmer und Quarz beobachten. Große oszillierend zonierte Zirkone sind ebenfalls typisch.

Weiter im Liegenden befindet sich der circa 400 m mächtige Zug aus dunklem, gut geschiefertem *Kriegenreith-Granodioritgneis*, dessen Schieferungsflächen mit durchschnittlich 38° nach Westen bis WSW einfallen. Die Streckungslineation fällt mit durchschnittlich 19° nach Süden bis Südwesten ein. Das Gestein charakterisiert sich durch bis zu 5 mm große Porphyroklasten aus Plagioklas, selten Alkalifeldspat, innerhalb einer aus Epidot/Klinozoisit, Biotit, Muskovit und Quarz aufgebauten Matrix. Akzessorisch lässt sich Zirkon unter dem Mikroskop identifizieren. An der Hangendgrenze des Kriegenreith-Granodioritgneises, im Norden des Kartierungsgebietes, ist das Gestein an der Grenze zum Glimmerschiefer und Paragneis sporadisch mylonitisiert. Interessant erscheint das Auftreten eines graublauen *Marmors* im zentralen Bereich des südlichen Kriegenreith-Granodioritgneises. Der Marmor zeichnet sich durch eine feinkörnige Matrix aus Calcit aus, in der sich Porphyroklasten aus Alkalifeldspat mit perthitischer Entmischung oder Mikroklingitterung und Plagioklas mit bis zu 2 mm Durchmesser beobachten lassen. Auffällig erscheint auch das gehäufte Vorkommen von hellen, grob- bis mittelkörnigen, *quarzreichen Apliten* im Hangendbe-

reich des Kriegenreith-Granodioritgneises. Diese Gesteine weisen neben zahlreichen Porphyroklasten aus Plagioklas und stark untergeordnetem Alkalifeldspat auch Granat auf.

Die östlichste und liegendste Lithologie bildet der mindestens 600 m mächtige, stark mylonitische *Sachsendorf-Granodioritgneis*, der sich durch eine mittelkörnige Matrix aus Biotit, Muskovit und Quarz definiert. Innerhalb der Matrix finden sich zahlreiche Porphyroklasten aus Plagioklas und Alkalifeldspat mit perthitischer Entmischung oder Mikroklingitterung, die einen maximalen Durchmesser von 2 mm erreichen können. Häufig lassen sich Akzessorien wie Zirkon oder Allanit im Gestein beobachten. An der Oberfläche ist das Gestein aufgrund seiner tiefgründigen Verwitterung selten anzutreffen. Viel häufiger lassen sich stattdessen verwitterungsresistentere, quarzreiche, teilweise mylonitische *Aplite* und Turmalin führende *Pegmatite* innerhalb des Sachsendorf-Granodioritgneises beobachten.

### **Ergänzungen zum Bericht 2016 über geologische Aufnahmen auf Blatt 21 Horn**

Ergänzend zum Bericht 2016 über die geologischen Aufnahmen im Bereich Weißer Graben wurden im Frühjahr 2017 fünf weitere Proben aus dem Glimmerschiefer- und Paragneis-Zug im Liegenden des Buttendorf-Granodioritgneises im Weißen Graben östlich vom Rudolfskreuz genommen. Die Schieferungsflächen der Gesteine fallen mit circa 40° nach Südwesten ein und streichen von Nordwest nach Südost. Auf Basis von Dünnschliffuntersuchungen lässt sich feststellen, dass sich drei Proben (Dokumentationspunkte Nr. 250, 251, 253) durch eine intensiv geschieferte Matrix, bestehend aus Biotit, Muskovit, Chlorit und Quarz, definieren. Häufig kann brauner Turmalin im Gestein beobachtet werden. Akzessorisch tritt auch Apatit auf. Innerhalb des Glimmerschiefer-Paragneis-Zuges konnte auch ein Aufschluss eines hellen, gebänderten, mylonitischen Quarzits dokumentiert werden (Dokumentationspunkt Nr. 252).

### **Anmerkungen zur Regionalmetamorphose im Moravikum und Moldanubikum**

Ähnlich wie in den vorangegangenen Kartierungsarbeiten von 2016 lässt sich, basierend auf den beobachteten Mineralvergesellschaftungen, eine metamorphe Überprägung in der unteren bis mittleren Grünschieferfazies in den kartierten Lithologien des Moravikums ableiten. Das metamorphe Indexmineral Granat konnte im Glimmerschiefer-Paragneis-Zug zwischen Kriegenreith-Granodioritgneis und Buttendorf-Granodioritgneis, im Hangenden des Buttendorf-Granodioritgneises sowie in dessen überlagernden Glimmerschiefer-Paragneis-Zug nachgewiesen werden. Der Granat innerhalb der Glimmerschiefer-Paragneis-Züge lässt keinen wesentlichen Unterschied in seiner Korngröße erkennen. Dennoch zeigen die Glimmerschiefer und Paragneise hangend des Buttendorf-Granodioritgneises eine allgemein gröbere Matrix mit gröberen Muskovitblättchen als die Glimmerschiefer und Paragneise liegend des Buttendorf-Granodioritgneises, was auf einen invertierten Metamorphosegradienten im Moravikum hindeuten könnte.

In Bezug auf den Metamorphosegrad sind die im äußersten Südwesten kartierten Granat-Glimmerschiefer des Mol-

danubikums gesondert zu betrachten. Grobe Muskovitblättchen sowie bereits makroskopisch sichtbarer Granat zeugen von einer höheren metamorphen Prägung als im Moravikum. Dieser Sprung in der Metamorphose kann als Indiz für die Deckengrenze zwischen Moldanubikum und Moravikum angesehen werden.

### **Deformation und Bedeutung der Ultramytonite im Aufnahmegebiet**

Abgesehen von einer generell hohen Schieferungsintensität in allen Gesteinen des Moravikums kann eine zunehmende Deformationsbeanspruchung von Ost nach West, von tektonisch liegend nach tektonisch hangend, beobachtet werden, welche im mylonitischen Bittesch-Granodioritgneis ihr Maximum erreicht. Im tektonisch überlagernden Granat-Glimmerschiefer des Moldanubikums, im Südwesten des Aufnahmegebietes, lässt sich eine zunehmende spröde Deformationsbeanspruchung von West nach Ost erkennen. Neben den mylonitisch auftretenden Apliten innerhalb des Sachsendorf-Granodioritgneises können zwei von Nord nach Süd verlaufende Zonen mit gehäuften Vorkommen von Ultramytoniten auskartiert werden. Die erste Zone wird durch das gemeinsame Auftreten ultramylonitischer, quarzreicher Paragneise und ultramylonitischer Quarzganggesteine im Liegendbereich des Buttendorf-Granodioritgneises definiert und kann somit aus dem nördlichen Kartierungsgebiet von 2016 nach Süden weiter verlängert werden. Die zweite Zone charakterisiert sich durch ultramylonitische Quarzganggesteine an der Grenze zwischen Kriegenreith-Granodioritgneis im Liegenden und Glimmerschiefer und Paragneis im Hangenden. Hierbei ist anzumerken, dass im nördlich angrenzenden Kartierungsgebiet von 2016 in diesem Kontaktbereich häufige Vorkommen von Myloniten aus Kriegenreith-Granodioritgneis zu beobachten waren, welche weiter südlich nicht festgestellt wurden. Beide von Nord nach Süd verlaufende Zonen können aufgrund der unmittelbaren Nachbarschaft unterschiedlich kompetenter Lithologien als Bereiche partitionierter Deformation innerhalb der mächtigen Scherzone interpretiert werden.

### **Gefügeelemente und Strukturen der kartierten Lithologien**

In Bezugnahme auf den Kartierungsbericht von 2016 (SCHANTL, 2017) lässt sich das äußerst einheitliche Bild der planaren und linearen Gefügeelemente in den kartierten Lithologien im neu aufgenommenen Gebiet weiter fortsetzen. Die von NNE nach SSW streichenden und mit einem durchschnittlichen Winkel von etwa 40° nach Nordwest bis Südwest einfallenden Gesteine zeigen ein Streckungslinear, welches mit einem Winkel von circa 15° nach Süden einfällt. Anhand ausgeprägter s-c-Gefüge und zahlreicher Glimmerfische und  $\sigma$ -Klasten in den Glimmerschiefern, Paragneisen und Orthogneisen konnte ein einheitlicher Schersinn in Richtung Norden abgeleitet werden, der als Überschiebungsrichtung des Moldanubikums auf das Moravikum interpretiert werden kann.

Eine im Laserscan und im Gelände teilweise gut von Nord nach Süd verfolgbare, circa 2 m hohe Geländestufe im Hangendbereich des Kriegenreith-Granodioritgneises sowie an dessen unmittelbaren Hangendgrenze zum ultramylonitischen, hellen Quarzganggestein im Süden und zum Glimmerschiefer-Paragneis-Zug im Norden kann als späte



und spröde Abschiebung des Westblockes nach der Ausbildung der mylonitischen Scherzone interpretiert werden. Diese Störung konnte bereits im nördlich angrenzenden Kartierungsgebiet, im östlichen Bereich der Heidäcker und Wolfsgrube, sehr gut nachgewiesen werden.

### **Bedeutung der Marmore, Kalksilikatgesteine, Glimmerschiefer und Aktinolithschiefer innerhalb des Bittesch-Granodioritgneises**

Im Zuge der Kartierungsarbeiten von 2016 (SCHANTL, 2017) konnten im Bereich Weißer Graben und östlich von Fernitz Granat führende Glimmerschiefer und Marmore im zentralen Bereich des Bittesch-Granodioritgneises nachgewiesen werden. Weiter im Süden konnten nun innerhalb des Bittesch-Granodioritgneises Aktinolithschiefer und Kalksilikatgesteine im Tiefenbachgraben dokumentiert werden. Da diese Gesteine immer in derselben tektonischen Position auftreten, nämlich im zentralen Bereich des Bittesch-Granodioritgneises, handelt es sich dabei höchstwahrscheinlich um eine tektonische Einschuppung in den Bittesch-Granodioritgneis. Dabei könnte es sich um Gesteine aus dem Moldanubikum handeln, welche somit als tektonische Einschuppungen in der Nähe der Grenze von Moldanubikum zu Moravikum interpretiert werden können. Jedoch kann eine Einschuppung der phyllonitischen Glimmerschiefer, Marmore und Kalksilikatgesteine innerhalb des Bittesch-Granodioritgneises auch aus dem Moravikum nicht ausgeschlossen werden und bedarf somit weiterer Klärung.

### **Neogene Sedimente**

Das größte *Schottervorkommen*, das vermutlich dem Eggenburgium bis Ottnangium zugeordnet werden kann, lässt sich auf der Hochfläche westlich der Schlagerhütten auskartieren (STEININGER, 1969). Dabei handelt es sich um Quarzsotter, die einen durchschnittlichen Korndurchmesser von 1 bis 2 cm aufweisen. Ein weiteres, kleines Schottervorkommen befindet sich weiter westlich, an der Geländekante des mit Löss bedeckten Nordhanges der Pfarrleiten.

Ein kleines Vorkommen eines rötlichen *Sandes* kann am Nordhang des Tiefenbachgrabens, im Bereich des Glimmerschiefer-Paragneis-Zuges, der im Liegenden des Buttendorf-Granodioritgneises auftritt, dokumentiert werden (nahe Dokumentationspunkt Nr. 217). Der Sand kann vermutlich ebenso dem Eggenburgium bis Ottnangium zugeordnet werden.

### **Quartäre Sedimente und Formen**

Kleinere Vorkommen von in situ entstandenem, hellbraunem *Verwitterungslehm* lassen sich auf den Anhöhen im südlichen Bereich des Buttendorf-Granodioritgneises sowie im zentralen Bereich des Glimmerschiefer-Paragneis-Zuges, westlich der Flur Hüttenmaiß, auskartieren. Anhand von Handbohrungen konnte eine minimale Mächtigkeit von 60 cm für den Verwitterungslehm auf den höchsten Punkten der Anhöhen nachgewiesen werden. Im südlichen Bereich des Kartierungsgebietes, auf der Anhöhe westlich der Seewiese, im Bereich des Glimmerschie-

fer-Paragneis-Zuges, liegend des Buttendorf-Granodioritgneises, konnte ein weiteres Vorkommen eines in situ entstandenen Verwitterungslehmes dokumentiert werden. Hier ist das Material mit Schutt aus dem darunter befindlichen Ausgangsmaterial vermengt.

Hellbraungelbe bis hellbraune, teilweise lehmige *Lössablagerungen* finden sich vor allem an den West- beziehungsweise Nordhängen der Pfarrleiten. Hier lässt sich das kalkhaltige Sediment sehr gut anhand von bereits im Laserscan gut erkenntlichen, tiefen Erosionsrinnen auskartieren und erreicht eine Mächtigkeit von bis zu 5 m. Teilweise kann der Löss bis in das Bachbett und darüber hinaus auf den Südhang verfolgt werden. Weitere Lössablagerungen befinden sich im Bereich der Jagdhütte nordwestlich der Silbernen Eiche und an den Ost- und Westhängen des westlich der Seewiese vom Tiefenbachgraben nach Norden abzweigenden Seitengrabens.

*Pleistozäner bis holozäner Schutt* aus dem Bittesch-Granodioritgneis findet sich stellenweise auf den steilen Nord- und Südhängen im westlichen Bereich des Tiefenbachgrabens. Weiterer Schutt lässt sich am unteren, westschauenden Hang der Pfarrleiten kartieren, welcher aus dem Buttendorf-Granodioritgneis entstanden ist.

*Fluviatile Ablagerungen*, die teilweise mit Solifluktions- und Flächenspülungssedimenten vermengt sind, lassen sich im tief eingeschnittenen Graben des Tiefenbachs und dessen Seitengräben beobachten. Eine große, unbewaldete Fläche mit fluviatilen Ablagerungen befindet sich westlich der Jagdhütte.

*Solifluktions- und Flächenspülungssedimente* lassen sich in den Quellgebieten der Hauptgräben und zahlreicher davon abzweigenden Seitengräben finden.

Eine große Vernässung mit einem Niedermoor in dessen Zentrum kann auf der Seewiese im Südosten des Kartierungsgebietes beobachtet werden.

### **Literatur**

FRASL, G. (1974): Aufnahmen 1973 auf Blatt 21 (Horn), Moravischer Anteil. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1974**, A 37–A 42, Wien.

SCHANTL, P. (2017): Bericht 2016 über geologische Aufnahmen auf Blatt 21 Horn. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **157**, 328–330, Wien.

STEININGER, F. (1969): Bericht 1968 über Aufnahmen im Tertiär und Quartär auf Blatt 4555 (Horn). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1969**, A 69–A 73, Wien.

# Bericht 2017 über geologische Aufnahmen auf Blatt 21 Horn

DOMINIK SORGER  
(Auswärtiger Mitarbeiter)

## Kartierungsgebiet und Aufschlussituation

Im Rahmen der geologischen Neuaufnahme von Blatt 21 Horn wurde im Jahr 2017 eine geologische Manuskriptkarte im Maßstab 1:10.000 zwischen Mödring und Pernegg aufgenommen. Das Arbeitsgebiet verläuft entlang des Pernegger Grabens (Mödringbachgraben) und wird im Westen durch die Straße Mödring–Staningersdorf und im Osten durch die Straße Horn–Doberndorf–Lehndorf begrenzt. Im Süden reicht das Aufnahmegebiet bis zum Steindlberg und Kopfhügel und im Norden bis zum Mostelgraben.

Die Aufschlussituation im Arbeitsgebiet ist sehr unterschiedlich ausgeprägt und meist von der Morphologie bestimmt. Entlang der großen Gräben und eingeschnittenen Bachläufe (Mödringbach, Trampelbach, Mostelgraben, Buchgraben) sind die metamorphen Gesteine sehr gut aufgeschlossen und geben auch Information über die Lagerungsverhältnisse. Auf den Verebnungs- und Hochflächen sind dagegen nur vereinzelt Aufschlüsse vorhanden und es konnte über weite Flächen nur mithilfe von Lesesteinen kartiert werden. Am Ostrand des bearbeiteten Gebietes, im Bereich der Hausäcker, wurden vereinzelt Handbohrungen durchgeführt, um die Bedeckung des Kristallins durch lehmiges Sediment abzugrenzen.

Diese Neukartierung ist in weiten Teilen konsistent mit früheren Kartierungen von HÖCK et al. (1987), HÖCK & VETTERS (1973, 1979) und WALDMANN (1926, 1927), zeigt jedoch bei genauerer Betrachtung einige Unterschiede, insbesondere in der Ziehung einiger lithologischer Grenzen und in den Bereichen der sedimentären Bedeckung.

## Moravikum

Das Kartierungsgebiet wird im Wesentlichen von drei metamorphen lithostratigrafischen Gesteinskomplexen aufgebaut. Beginnend mit dem Bittesch-Granodioritgneis im Süden als der hangendste Komplex, gefolgt von einem Komplex aus Marmor und Kalkschiefer und schließlich Glimmerschiefer und Paragneis als der nördlichste und liegendste Komplex. An der Grenze von Bittesch-Granodioritgneis und Marmor beziehungsweise Kalkschiefer tritt selten Kalksilikatgestein auf, welches jedoch eine untergeordnete Lithologie darstellt.

## Bittesch-Granodioritgneis

Im Bereich der südlichen Hausäcker, südlicher Buchgraben, Steindlberg und südlich des Jägerbildes wird das Arbeitsgebiet von Bittesch-Granodioritgneis bestimmt. Der meist helle Orthogneis zeichnet sich durch eine deutliche Schieferung und bis zu 5 mm große Kalifeldspat-Augen aus, die in einer feinkörnigen ( $\leq 0,5$  mm) Matrix aus Quarz und Plagioklas auftreten. Das eher feinkörnige Gestein wird regelmäßig von mm- bis mehrere cm-mächtigen grobkörnigen Quarzadern diskordant durchschlagen. Die Kalifeldspäte zeigen perthitische Entmischungslamellen und an den Korngrenzen kam es verbreitet zur Bildung von

Quarz-Plagioklas-Myrmekiten. Die deutlich eingeregelt Glimmer bilden die Schieferung, wobei es sich um feinschuppigen Biotit ( $\leq 0,5$  mm) und meist größeren Muskovit ( $\leq 2$  mm) handelt. Der Gehalt an Glimmer, besonders an Biotit, unterliegt deutlichen Schwankungen und führt zu einer Variation in der Farbe des Gesteins von fast weiß bis zu dunklem Braun. Es konnte dabei aber keine regionale Tendenz des Biotitgehaltes festgestellt werden. Einige Proben führen außerdem bis zu 1 mm große Granate, welche teilweise reich an Quarz-Einschlüssen sind. Eine lokale Abhängigkeit konnte aber auch beim Auftreten von Granat nicht festgestellt werden, da dieser sowohl an der Grenze zu Marmor beziehungsweise Kalkschiefer, als auch weiter im Süden auftritt. An den Korngrenzen kam es bei Granat, aber auch bei Biotit, des Öfteren zur Bildung von sekundärem Chlorit. Als Akzessorien konnten Rutil, Zirkon und opake Mineralphasen beobachtet werden, wobei es sich bei Letzteren wahrscheinlich um Eisenoxide oder Sulfide handeln dürfte.

## Kalksilikatgestein

Im gesamten Kartierungsgebiet konnte nur ein einziges Vorkommen von Kalksilikatgestein festgestellt werden. Im Bereich der westlichen Hausäcker, etwa 1,1 km südwestlich von Doberndorf, tritt es als kleine Linse an der Grenze zwischen Bittesch-Granodioritgneis und Marmor beziehungsweise Kalkschiefer auf. Dieses Gestein besteht aus einer feinkörnigen ( $\leq 0,5$  mm) Matrix aus Quarz und Calcit, wobei es silikat- oder karbonatreichere Lagen im cm-Bereich gibt. Typisch sind bis zu 3 mm große Diopsid-Porphroblasten, die randlich meist poikiloblastisch sind. Daneben können auch kleinere Körner ( $\leq 1$  mm) von teilweise idiomorphem Titanit beobachtet werden.

## Marmor und Kalkschiefer

Von den nördlichen Hausäckern im Osten über den Lindenstock, Waldschenke bis hin zu den Fuchsenhütten im Westen erstreckt sich der Komplex aus Marmor und Kalkschiefer, bis er etwa 300 m östlich vom Jägerbild ausläuft und zwischen Bittesch-Granodioritgneis und Glimmerschiefer beziehungsweise Paragneis abtaucht. Im östlichen Teil reicht Marmor und Kalkschiefer nach Norden bis zum Trampelbach, wobei es nordwestlich von Doberndorf auch noch vereinzelt Vorkommen nördlich des Trampelbachgrabens gibt. Im Bereich des Lindenstocks kam es zu einer Verfaltung mit dem darunterliegenden Glimmerschiefer und Paragneis, wobei ein etwa 150 m mächtiges Band der Paragesteine in E-W-Richtung den Marmor und Kalkschiefer durchzieht. Im westlichen Teil des Kartierungsgebietes zieht der Marmor- und Kalkschiefer-Komplex beim Wechselberg bogenförmig relativ weit nach Norden bis er etwa 300 m südlich der Landesstraße B4 (Horner Straße) endet. Generell lassen sich zwei Typen von karbonatischen Gesteinen unterscheiden. Massiger, heller Marmor mit sehr geringen Anteilen an silikatischem Material wie Biotit und Quarz tritt verbreitet auf, macht aber den deutlich geringeren Anteil aus. Im Steinbruch an der Straße nach Lehndorf, in der Kurve nördlich von Doberndorf, kommt ein Marmor vor, der fast vollkommen frei von Biotit und daher verglichen mit Kalkschiefer sehr hell gefärbt ist. Der größere Teil der Gesteine hat einen höheren Biotit- und Quarzgehalt und zeigt eine deutliche Schieferung und ist daher als Kalkschiefer zu bezeichnen. Das meist eher

dunkle Gestein besteht zum größten Teil aus bis zu 2 mm großen Calcitkörnern sowie zu einem wechselnden Anteil aus feinkörnigem Quarz ( $\leq 0,2$  mm) und meist feinschuppigem Biotit ( $\leq 0,5$  mm), wobei Letzterer wiederum für die dunkle Färbung verantwortlich ist. In manchen Proben konnten auch feiner Muskovit und Rutil beobachtet werden. Bei den opaken Phasen, die so gut wie überall zu finden sind, dürfte es sich wiederum um Eisenoxide oder Sulfide handeln. In vielen Aufschlüssen findet man mehrere zentimetergroße Quarzknollen, wobei es sich hier vermutlich um Quarzmobilisat handelt. Eine Besonderheit findet man nordwestlich vom Lindenstock beim Übergang von Marmor und Kalkschiefer zu Glimmerschiefer und Paragneis. Das dort vorkommende Gestein ist eine Art Mischform der beiden Gesteine, also eine sehr silikatreiche und dunkle Variante von Kalkschiefer.

### **Glimmerschiefer und Paragneis**

Der nördlichste Komplex, bestehend aus Glimmerschiefer und Paragneis, erstreckt sich vom Gebiet nördlich der Hausäcker über den Trampelbachgraben, Hauersteig, Mostelgraben bis hin zum Jägerbild und zieht Richtung Norden bis zur Grenze des Kartierungsgebietes. Das südlichste Vorkommen ist eine kleine Linse im Bittesch-Granodioritgneis, im Bereich der Hausäcker. Im östlichen Bereich, nördlich und südlich des Trampelbaches, findet man des Öfteren kleinere, aber auch größere Linsen von Marmor und Kalkschiefer innerhalb der Glimmerschiefer und Paragneise. Es lassen sich grundsätzlich zwei Arten der Edukte dieser Paragesteine unterscheiden: Einerseits Glimmerschiefer, der auf ein eher pelitisches Ausgangsmaterial zurückgeht und andererseits Paragneis, bei dem es sich eher um ehemalige psammitische Lagen handeln dürfte. Der Glimmerschiefer zeigt ein typisches lepidoblastisches Gefüge aus sehr feinkörnigem Muskovit ( $\leq 0,1$  mm) und größerem Biotit ( $\leq 2$  mm). Daneben machen Quarz und Plagioklas sowie in manchen Bereichen zusätzlich Granat und Staurolith die Hauptgemengteile des Gesteins aus. Granat bildet Porphyroblasten ( $\leq 5$  mm), die meist reich an Einschlüssen, vor allem Quarz, und randlich etwas resorbiert sind. Staurolith tritt als große, hypidiomorphe Kristalle ( $\leq 3$  mm) auf und zeigt teilweise die für dieses Mineral charakteristische Verwilligung. Kleinerer Staurolith ist ähnlich dem Granat randlich resorbiert und zeigt Abbaureaktionen zu Muskovit und Biotit. Immer wieder ist das Gestein von Adern aus eher grobkörnigem Quarzmobilisat durchzogen, welches sich in der Korngröße deutlich von der ansonsten eher feinkörnigen ( $\leq 0,2$  mm) Quarz- und Plagioklas-Matrix abhebt. Die Paragneislagen zeigen je nach Glimmergehalt ein eher massiges Gefüge mit einem viel größeren Anteil an Quarz. Granat tritt nur selten auf und ist, sofern vorhanden, auch deutlich kleiner, verglichen zu jenem in den Glimmerschiefern. Das Gestein ist meist reich an Biotit, der Muskovitgehalt unterliegt jedoch starken Schwankungen. Immer wieder findet man auch Mischtypen, die etwa die Zusammensetzung einer Grauwacke haben dürften und sich durch ein gneisiges Gefüge und das sporadische Auftreten von Granat und Staurolith sowie höhere Muskovitgehalte auszeichnen. Als Akzessorien konnten in fast allen Proben Rutil, Zirkon und opake Mineralphasen beobachtet werden. Im Kartenmaßstab werden die einzelnen Typen jedoch nicht unterschieden, da sich Glimmerschiefer und Paragneise lokal oft abwechseln und viele Mischtypen dazwischen auftreten. Darüber

hinaus ist in den schlecht aufgeschlossenen Gebieten, in denen man auf kleine Rollstücke und Verwitterungsmaterial angewiesen ist, eine genauere Zuordnung nicht möglich. Trotzdem kann man sagen, dass in gut aufgeschlossenen Gebieten, vor allem entlang des Mödringbachgrabens und auch des Trampelbachgrabens, vorwiegend Glimmerschiefer auftritt.

### **Strukturelle Beobachtungen und Lagerungsverhältnisse**

Das Streichen der Schieferung ist generell annähernd E–W mit einem eher flachen Einfallswinkel ( $10\text{--}45^\circ$ ) Richtung SSW–SSE. Die dazugehörige Lineation fällt mit annähernd gleichem Winkel Richtung SSW, seltener Richtung SSE ein. Die beobachteten Schersinnindikatoren zeigen dabei meist eine Bewegung mit Top Richtung Norden. Im Bereich Lindenstock kam es zu einer isoklinalen Faltenbildung im Grenzbereich von Marmor und Kalkschiefer zu Glimmerschiefer und Paragneis. Diese ist in diesem Bereich besonders gut sichtbar, da die beiden Lithologien ineinander verfalzt sind, was sich auch in der Erscheinung des Kartenbildes im Gebiet Lindenstock äußert. Der E–W verlaufende Zug aus Glimmerschiefer und Paragneis zeigt infolge der Verfaltung im Kartenbild eine deutliche Unterbrechung beziehungsweise einen Versatz. Auch das erneute Auftreten von Marmor und Kalkschiefer nördlich dieses Zuges und im Osten nahe Doberndorf deutet auf eine komplizierte Faltenstruktur hin. Die Faltenachse ist ähnlich der Lineation und fällt mit flachem Winkel ( $15^\circ$ ) Richtung SSW ein. Die Verfaltung setzt sich wahrscheinlich weiter nach Norden im Glimmerschiefer und Paragneis fort, ist dort aber schwerer nachvollziehbar, da die Aufschlussverhältnisse schlechter sind und die Faltenbildung innerhalb einer Lithologie nicht so deutlich erkennbar ist.

### **Junge Bedeckung**

#### **Neogene Ablagerungen**

Auf der Hochfläche nördlich des Trampelbaches, circa 500 m nordwestlich von Doberndorf, liegen auf den Äckern und in den umliegenden Waldbereichen grobe Schotter und Sande. Es handelt sich um kantengerundete bis gerundete, quarzreiche Schotter von etwa 1–3 m Mächtigkeit. Die Schotter und Sande werden vorläufig in das Neogen (Untermiozän; Eggenburgium–Ottningium) eingestuft.

#### **Quartäre Ablagerungen**

An der Ostgrenze des Kartierungsgebietes, im Bereich der Hausäcker südwestlich von Doberndorf, werden die metamorphen Gesteine von lehmigem, weitgehend kalkfreiem Sediment, vermutlich Lösslehm, überlagert. Bei Handbohrungen am Rand des Festgesteins wurde eine Sedimentmächtigkeit von etwa 70 cm festgestellt.

Solifluktions- und Flächenspülsedimente konnten in Hangfußlagen und flachen Senken an Bachoberläufen festgestellt werden. Es sind dies vorwiegend Lehme mit unterschiedlichem Anteil an Kristallingrus.

Nördlich der Waldschenke liegen bis zu mehrere Meter mächtige Lössablagerungen, in die sich tiefe Gräben einschneiden. Blockiger Schutt tritt meist auf Bergkuppen und bewaldeten Hängen auf und ist vor allem über Bittesch-Granodioritgneis anzutreffen. Fluviale Ablagerun-

gen findet man entlang des Mödringbaches und Trampelbaches, aber auch entlang der kleineren Gräben, wie Buchgraben und Mostelgraben. Die Baustelle zum Rückhaltebecken bei der Waldschenke zeigte in einem großen Aufschluss den Kontakt von Festgesteinen und fluviatilen Sedimenten. Während auf den ersten 2–3 m unterhalb der Straße noch Marmor beziehungsweise Kalkschiefer in großen Blöcken auftritt, findet man unterhalb immer kleiner werdende Gesteinsbrocken in einem sandigen bis lehmigen Sediment.

## Literatur

HÖCK, V. & VETTERS, W. (1973): Bericht 1972 über geologische Aufnahmen auf Blatt Horn (21). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1973/4**, A 26–A 28, Wien.

HÖCK, V. & VETTERS, W. (1979): Bericht 1977 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 21, Horn. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1978/1**, A 49–A 51, Wien.

HÖCK, V., FRASL, G. & VETTERS, W. (1987): Geologische Manuskriptkarte Blatt 21 Horn 1:25.000. – Wissenschaftliches Archiv der Geologischen Bundesanstalt, A 06524-ÖK25V/21-1, Wien.

WALDMANN, L. (1926): Bericht über die geologische Aufnahme des moravischen Gebietes zwischen Eggenburg – Pernegg – Theras. – Anzeiger der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse der Akademie der Wissenschaften, **62/1**, 2–7, Wien.

WALDMANN, L. (1927): Bericht über die geologische Aufnahme des Moravischen Grundgebirges in Niederösterreich, IV. Teil. – Anzeiger der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse der Akademie der Wissenschaften, **64/1**, 5–7, Wien.

## Bericht 2017 über geologische Aufnahmen auf Blatt 21 Horn

MICHAL VACHEK

(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Jahr 2017 wurde die geologische Kartierung auf Blatt 21 Horn im westlichen Horner Becken, nördlich und westlich der Gemeinde St. Bernhard fortgesetzt. Die ältesten Gesteine sind metamorphe moldanubische Glimmerschiefer und Marmore, die hier den Nordrand des Horner Beckens bilden. Über diesen Gesteinen liegen lithologisch unterschiedliche fluviatile Sedimente der St. Marein-Freischling-Formation aus dem Unter- bis Oberoligozän (Kiscellium–Egerium). Die Quartärbedeckung ist bunt und wird von äolischen, deluvialen (solifluidalen), deluvio-fluviatilen und fluviatilen Sedimenten aufgebaut. Die geologische Aufnahme wurde mittels Handbohrsonden bis in die Tiefe von 1 m durchgeführt.

### Kristallines Grundgebirge (Moldanubikum)

An kristallinen Gesteinen treten im kartierten Gebiet vorwiegend Glimmerschiefer und untergeordnet auch Marmor oberflächennah auf. Nördlich der Großen Taffa bildet Glimmerschiefer steile Hänge entlang des nördlichen Randes des Horner Beckens. Dieses Gestein ist hier in einigen Wege- und Bacheinschnitten gut aufgeschlossen (BMN M34 RW: 697205, HW: 395748; RW: 696130,

HW: 395785; RW: 695060, HW: 395802). Die besten Aufschlüsse in diesem Gebiet befinden sich in zwei kleinen Gruben am westlichen Blattrand 250 m nördlich (RW: 695309, HW: 395672) und 500 m nordwestlich (RW: 694848, HW: 395704) der Kote 357 m (RW: 695300, HW: 395420). In der Umgebung dieser Aufschlüsse wurde Glimmerschiefer in Form von verwitterten Eluvien festgestellt. Es handelt sich um grüngraue, graue oder rostig gelbe, häufig glimmerreiche Sande mit einem unterschiedlichen Anteil von Gesteinsbruchstücken in verschiedenen Verwitterungsstufen. Südlich der Großen Taffa wurde Glimmerschiefer westlich von St. Bernhard auf dem südöstlichen Hang des Galgenberges kartiert. Dort treten grüngraue, sandige Eluvien dieser Glimmerschiefer gemeinsam mit Steinen bis zu 40 cm Größe auf (z.B. RW: 694801, HW: 394324; RW: 695011, HW: 394458). Es ist anzunehmen, dass Glimmerschiefer auch die Basis der Kirche von St. Bernhard bildet. Darauf weist die deutliche Verengung der Aue der Großen Taffa nördlich dieser Kirche und das Vorkommen von Glimmerschiefer am Rande der Gemeinde etwa 200–300 m östlich davon hin. Marmor wurde nur in einem einzigen Gebiet ca. 450 m nordöstlich der Kote 366 m, in der Flur Roseneck, festgestellt. Der feinkörnige, hellgrau und grau gestreifte Marmor zeigt eine deutliche Schichtung. Im Einschnitt des Waldweges ca. 500 m nordöstlich der Kote 366 m (RW: 696582, HW: 395765) ist der Kontakt von Marmor mit Glimmerschiefer aufgeschlossen.

### Paläogen–Neogen

**Sedimente der St. Marein-Freischling-Formation** (Unter- bis Oberoligozän, Kiscellium–Egerium; NEHYBA & ROETZEL, 2010) bilden in dem kartierten Gebiet die präquartäre Füllung des Horner Beckens. Sie bedecken den überwiegenden Teil der südwestlichen und südlichen Hänge nördlich der Talaue der Großen Taffa. Ein lokales Vorkommen wurde auch auf dem südöstlichen Hang des Galgenberges, nordwestlich von St. Bernhard, festgestellt (RW: 694803, HW: 394548). Sedimente der St. Marein-Freischling-Formation sind lithologisch sehr unterschiedlich, wobei am häufigsten sandige und lehmige Schotter vertreten sind. Die Gerölle sind überwiegend schlecht bis mäßig gerundet und meist kugelig, untergeordnet auch plattig. Gut gerundete Quarzgerölle sind nur wenig (ca. 5 %) vertreten und meist nur einige Zentimeter groß. Die Gerölle werden überwiegend von Quarz und in einem geringen Ausmaß auch von Gneis und Granitoiden gebildet. Die Gerölle sind meist nicht größer als 25 cm. Die maximal festgestellte Größe beträgt ca. 40 cm. Es konnte beobachtet werden, dass der Durchmesser der Gerölle von Horn gegen Westen in Richtung St. Bernhard größer wird. An einigen Lokalitäten wurden in den Schottern silifizierte Holzstücke gefunden, die größte Zahl nördlich der Flur Wechselbreiten, südöstlich der Kote 357 m. Weitere Vorkommen wurde westlich der Flur Roseneck (RW: 695883, HW: 395669) und westlich des Roten Grabens (RW: 696789, HW: 394609) festgestellt. Eine weitere relativ verbreitete Lithofazies der St. Marein-Freischling-Formation sind feinkörnige Sedimente. Es handelt sich um hellgraue bis graugrüne, dunkel rotbraune, stellenweise karminrote, unterschiedlich sandige, kalkfreie, siltige Lehme mit einem unterschiedlichen Anteil an Quarzgeröllen. Sie bedecken ein relativ großes Gebiet nördlich bis östlich des unteren Teils des Mittergrabens. Weiters treten sie in einem Streifen am Hang zwi-

schen Mittergraben und Fuchsberggraben und in einigen kleineren Lokalitäten, wie z.B. südlich des Safermarterls auf. Sedimente der St. Marein-Freischling-Formation in sandiger Entwicklung wurden im kartierten Gebiet nur stellenweise angetroffen. Vorkommen befinden sich nördlich vom Mittergraben und Roten Graben sowie am Blattrand östlich von Poigen. Die Sande sind hellgelbbraun, schlecht sortiert und fein- bis grobkörnig. Stellenweise beinhalten sie auch Quarzgerölle bis zu 1 cm Größe.

### Pleistozän

**Sedimente von pleistozänen Schwemmkegeln** sind im Wegeinschnitt an der rechten Seite des Fuchsberggrabens (RW: 695599, HW: 395687) aufgeschlossen. Unter 2,5 m Löss liegt hier mindestens 0,5 m mächtiger, grober Schutt. Die Komponenten bestehen überwiegend aus Gneis, untergeordnet auch aus Glimmerschiefer und Gangquarz. Sie sind scharfkantig bis kantengerundet und flach und erreichen bis zu 0,5 m Größe. Die rostbraune Matrix ist schwach lehmig und sandig. In dem Schutt finden sich kleine Linsen von grauen, lehmigen Silten. Auch der in der Flur Roseneck, am Ausgang zu beiden Seiten eines Grabens liegende Schutt ist wahrscheinlich von pleistozänem Alter. Es handelt sich um graubraunen, kalkfreien, lehmig-sandigen Schutt aus metamorphen Gesteinen bis zu 40 cm Größe, der sehr wenig gerundete Gerölle enthält. Dieser Schutt wurde später von einem holozänen Schwemmkegel durchbrochen und liegt heute einige Meter höher als diese holozänen Ablagerungen. Es ist anzunehmen, dass es sich in beiden Fällen um Sedimente von Gravitationsströmen handelt, die aus den im Kristallin eingeschnittenen Tälern von Bächen hinausgetragen wurden.

**Löss** bedeckt vor allem südöstlich und östlich orientierte Hänge. In größeren Flächen finden sich Löss westlich bis südwestlich von St. Bernhard ebenso wie im südöstlichen Teil der Flur Wechselbreiten nördlich von St. Bernhard. Kleinere Lössanwehungen wurden auf den rechten Talseiten vom Roten Graben, Mittergraben und Fuchsberggraben kartiert. Am besten ist der Löss in einer kleinen Lössgrube 400 m NNW vom Safermarterl (RW: 695549, HW: 395785) aufgeschlossen. Er ist hellgelbbraun, feinsandig, stark kalkig und hat eine Mächtigkeit von mehr als 7 m. Er beinhaltet Kalkkonkretionen bis zu 12 cm Größe, eine Malakofauna und winzige Pseudomyzelien.

### Pleistozän–Holozän

Im Bereich des Hangfußes liegen an vielen Stellen über 1 m mächtige **deluviale (solifluidale) Sedimente**. Im nördlichen Teil des kartierten Gebietes wurden sie aus erodiertem Boden und kristallinen Gesteinen umgelagert. Ein charakteristischer Aufschluss befindet sich im Wegeinschnitt ca. 360 m nordwestlich der Kote 357 m (RW: 695101, HW: 395727). Es wurden hier 1,5 m mächtige, braune bis hellbraune, kalkfreie, glimmerige, siltig-sandige Tone freigelegt, die scharfkantige Bruchstücke von verwitterten, metamorphen Gesteinen beinhalten. Deluviale Sedimente, die aus den Sedimenten der St. Marein-Freischling-Formation hervorgehen, liegen entlang der linken Talseite am Ausgang des Fuchsberggrabens und auch nördlich der Großen Taffa zwischen Mittergraben und Rotem Graben. Sie beinhalten überwiegend Quarzgerölle. Siltige, schwach lehmige, deluviale Sedimente ohne Schotter liegen entlang

des Taffatales im südlichen Teil der Flur Wechselbreiten und am Fuß des Galgenberges westlich von St. Bernhard. Sie werden vor allem aus äolischen Sedimenten gebildet.

### Holozän

**Fluviatile Sedimente** füllen die Talauen der Großen Taffa und des Baches aus dem Fuchsberggraben. Die Aue der Großen Taffa erreicht am westlichen Rand der Gemeinde St. Bernhard eine Breite von etwa 400 m und verengt sich nördlich der Kirche auf ungefähr 150 m. Diese deutliche Verengung der Aue ist durch das Auftreten widerstandsfähiger Glimmerschiefer entlang des Nordrandes der Gemeinde verursacht. Im Bereich der größten Ausbreitung der Aue gelangten hellgraubraune bis graue, rostfleckige, kalkfreie, siltige Überflutungslehme zur Ablagerung. Diese Lehme wurden auch am linken Rand der Großen Taffa westlich von St. Bernhard erbohrt. In anderen Teilen der Aue überwiegen bis zu 1 m Tiefe hellbraune, fein- bis mittelkörnige, glimmerige, stellenweise siltige Sande. An einigen Stellen wurden etwa in 1 m Tiefe grobkörnige Sande oder Sandschotter festgestellt. In der Aue des Baches aus dem Fuchsberggraben sedimentierten vor allem hellbraune, mittel- bis grobkörnige, stellenweise lehmige, fluviatile Sande und auch Sandschotter.

**Deluvio-fluviatile Sedimente** bilden einen deutlichen, polyzyklischen Schwemmkegel, der im Norden seinen Ursprung am Ausgang des Kühlen Grabens hat und im Süden an die Aue der Großen Taffa nordwestlich von St. Bernhard anschließt. In diesem Bereich konnten einige partielle Schwemmkegel und dazwischen Reste zeitweilig durchflossener Rinnen erkannt werden. Die Sedimente der Schwemmkegel werden vor allem von Sandschottern gebildet. Die groben Komponenten erreichen gewöhnlich eine Größe von 20 cm (maximal 30 cm), sind scharfkantig bis kantengerundet und werden aus metamorphen Gesteinen (Gneis, Glimmerschiefer und Gangquarz) gebildet. Zwei kleinere Schwemmkegel wurden auch aus den Kristallingraben in die Flur Roseneck und auf die Hänge nördlich vom Roten Graben hinausgetragen. Ein weiterer endet am Mittergraben und schließt an die Aue der Großen Taffa an. Südwestlich von St. Bernhard bilden deluvio-fluviatile Sedimente die Füllung von zwei benachbarten, gelegentlich durchflossenen Tälern im Löss. Es handelt sich um hellbraune bis braungraue, schwach lehmige, unterschiedlich kalkige, siltige Tone. Diese Sedimente bestehen zum Großteil aus erodierten Lössen.

**Anthropogene Sedimente** wurden auf den Feldern in der Talau der Großen Taffa nordwestlich von St. Bernhard, entlang der Straße nach Poigen, abgelagert. Es handelt sich um Aufschüttungen aus kalkigen, siltigen Tonen mit Steinen bis 50 cm Größe. Die Mächtigkeit der Aufschüttungen erreicht stellenweise bis zu etwa 1,5 m.

### Literatur

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.

# Bericht 2018 über geologische Aufnahmen auf Blatt 21 Horn

MICHAL VACHEK

(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Jahr 2018 wurde die geologische Kartierung auf Blatt 21 Horn im westlichen Horner Becken, westlich der Linie Altenburg – Strögenger Mühle – Kirche Strögen – Strögen – St. Bernhard fortgesetzt. Die ältesten Gesteine sind metamorpher moldanubischer Gföhl-Gneis, Glimmerschiefer, Serpentin und Amphibolit, die hier den Rand des Horner Beckens bilden. Über diesen Gesteinen liegen lithologisch unterschiedliche fluviatile Sedimente der St. Marein-Freischling-Formation aus dem Unter- bis Oberoligozän (Kiscellium–Egerium). Die Quartärbedeckung ist bunt und wird von äolischen, deluvialen (solifluidalen), deluvio-fluviatilen und fluviatilen Sedimenten aufgebaut. Die geologische Aufnahme wurde mittels Handbohrsonden bis in die Tiefe von 1 m durchgeführt.

## Kristallines Grundgebirge (Moldanubikum)

Glimmerschiefer bildet die Basis des nördlichen Teiles des aufgenommenen Gebietes. Die Grenze zwischen Glimmerschiefer und Gföhl-Gneis verläuft ungefähr in Richtung Ost–West, in Höhe des südlichen Teiles der Gemeinde Strögen (FRASL et al., 1991). Am besten ist der Glimmerschiefer an der Südseite des Lindgrabens, westlich von Strögen, aufgeschlossen, wo sich einige bis zu 5 m hohe Felsaufschlüsse befinden. Gute Aufschlüsse finden sich auch in einem kleinen, verlassenen Steinbruch an der Südseite des Lindgrabens, nahe der Straße zwischen Strögen und Windburn (BMN M34, RW: 695577, HW: 392956). In der Umgebung dieser Aufschlüsse wurde Glimmerschiefer in Form von verwitterten Eluvien festgestellt. Es handelt sich um grüngraue, graue oder rostig gelbe, häufig glimmerreiche Sande mit einem unterschiedlichen Anteil von Gesteinsbruchstücken bis zu 35 cm Größe in verschiedenen Verwitterungsstufen. Der Glimmerschiefer wechselt häufig mit Amphibolit, wobei sich die größte Einschaltung ca. 50 m nördlich vom Kreuz am Nordhang des Hügels Steinbigl (Kote 363 m) befindet. Dieser Amphibolitzug streicht Ost–West auf einer Länge von etwa 300 m. An einigen Stellen sind hier dunkelgrüngraue, sandige Eluvien dieses Gesteins mit bis zu 40 cm großen Blöcken freigelegt. Etwa 300 m westlich der Kote 363 m (Steinbigl) blieben auf dem nordostexponierten Hang Glimmerschiefer mit einer fossilen Verwitterungskruste erhalten. Es handelt sich um rotbraune, kalkfreie Lehme, die winzige, scharfkantige Quarze und verwitterte Glimmerschieferbruchstücke beinhalten. Die Basis des mittleren und südlichen Teiles des aufgenommenen Gebietes wird von Gföhl-Gneis gebildet. Es treten hier häufig natürliche Felsaufschlüsse auf, wie z.B. an den steilen Hängen beiderseits der Kleinen Taffa, nördlich von Altenburg und im nördlichen Teil der Flur „Eckenstein“. Außerdem finden sich hier steinige Eluvien von Gföhl-Gneis als rostig-graue, braungraue, grüngraue, grüngelbe, glimmerige, kalkfreie Sande. Auf zwei Anhöhen am westlichen Rand von Altenburg konnte in tiefgründig verwittertem Serpentin löchrig angewitterter Chalzedon in Blöcken bis 30 cm Größe festgestellt werden (z.B. RW: 695305, HW: 390167; RW: 695237, HW: 390016; RW: 695016, HW: 390244).

## Paläogen–Neogen

**Sedimente der St. Marein-Freischling-Formation** (Unter- bis Oberoligozän, Kiscellium–Egerium; NEHYBA & ROETZEL, 2010) bilden in dem kartierten Gebiet die präquartäre Füllung des Horner Beckens. Sie kommen großflächig am westlichen Rand des aufgenommenen Blattes, westlich bis nördlich von Altenburg, vor. Weiters sind sie auch in der Umgebung der Kirche von Strögen und einigen kleineren Lokalitäten (z.B. RW: 695811, HW: 391843; RW: 695668, HW: 391238; RW: 696044, HW: 390427) zu finden. In den Sedimenten der St. Marein-Freischling-Formation überwiegen deutlich sandige Schotter. Die Gerölle sind überwiegend wenig gerundet bis kantengerundet und kugelig, seltener diskusförmig. Gut gerundete Quarzgerölle treten selten (ca. 5 %) auf und sind meist nur einige Zentimeter groß. Die Gerölle werden überwiegend von Quarz und in einem geringen Ausmaß auch von Granitoiden und Gneis gebildet und sind meist nicht größer als 25 cm. Die maximal festgestellte Größe beträgt etwa 40 cm. Nordwestlich von Altenburg, im nordwestlichen und südwestlichen Teil der Flur „Eckenstein“, beträgt die Maximalgröße der Gerölle nur 5–8 cm. An einigen Stellen wurden in den Schottern silifizierter Holzstücke gefunden, die größte Anzahl südlich der Straße Altenburg–Mahersdorf. Hier konnten auch Windkanter festgestellt werden (z.B. RW: 694850, HW: 390579). Weitere Vorkommen silifizierter Hölzer wurde in der Nähe des Teichdammes nordwestlich von Altenburg (RW: 694970, HW: 391248) und etwa 150 m nordwestlich der Kirche von Strögen dokumentiert. Eine weniger verbreitete Lithofazies der St. Marein-Freischling-Formation sind feinkörnige Sedimente. Es handelt sich um rostig-graue, blaugraue, grüngraue, stellenweise karminrote, sandige, kalkfreie Lehme mit einem unterschiedlichen Gehalt an Quarzgeröllen. Am meisten sind diese nördlich, nordwestlich und südlich der Kirche von Strögen verbreitet. Kleinere Vorkommen wurden in der Flur „Eckenstein“, nördlich vom Kiliankreuz und nördlich von Altenburg aufgenommen. Sedimente der St. Marein-Freischling-Formation in sandiger Entwicklung wurden im kartierten Gebiet nur an wenigen Stellen angetroffen, wobei sich der größte Bereich 350–550 m nordwestlich vom Kiliankreuz befindet. Die zweite bedeutendere Lokalität liegt etwa 300–450 m südsüdwestlich der Strögenger Mühle. Die Sande sind hell rostig gelb bis gelbbraun, schlechter sortiert, überwiegend grobkörnig und beinhalten meistens Quarzgerölle.

## Pleistozän

**Löss** ist vor allem im Gebiet nördlich der Kleinen Taffa verbreitet. Eine typische Lössanwehung befindet sich z.B. am südöstlichen Hang des Steinbigl (Kote 363 m), nordwestlich von Strögen. Auf großen Flächen kommt er auch südöstlich von Groß Burgstall und auf den nordöstlich bis östlich exponierten Hängen südlich bis westlich von Strögen vor. Südlich der Kleinen Taffa wurde Löss nur in zwei Bereichen abgelagert. Der erste befindet sich im östlichen Teil der Flur „Eckenstein“, der zweite nordöstlich von Altenburg. Am besten war der Löss in einer Baugrube am westlichen Rand von Strögen aufgeschlossen (RW: 696030, HW: 392985), wo er mit einer Mächtigkeit von 2,5 m direkt auf verwittertem Glimmerschiefer liegt. Der zweite kleinere Aufschluss befand sich in einem Garten ungefähr 250 m nordöstlich der Strögenger Mühle (RW: 696115, HW: 392354). Der Löss ist überwiegend feinsandig und

beinhaltet oft Pseudomyzelien und stellenweise auch Kalkkonkretionen.

### Holozän–Pleistozän

Im Bereich des Hangfußes liegen an mehreren Stellen über 1 m mächtige **deluviale (solifluidale) Sedimente**. Ihr Ursprung sind überwiegend erodierte Tone und kristalline Gesteine. Sie wurden in den Gräben südlich und südwestlich der Strögener Mühle, an der Südseite des Lindgrabens im Ortsbereich von Strögen und an den westlichen und nordwestlichen Hängen des Steinbigl (Kote 363 m) kartiert. Es handelt sich um hell- bis dunkelbraune, kalkfreie, sandige bis lehmig-sandige Tone, die scharfkantige Bruchstücke von verwitterten, metamorphen Gesteinen enthalten. Feinkörnigere, deluviale Sedimente ohne Gesteinsbruchstücke sind weniger häufig. Sie wurden zum Beispiel etwa 250 m nordwestlich der Kote 378 westlich von Strögen erbohrt und wurden vor allem aus äolischen Sedimenten gebildet.

### Holozän

**Fluviatile Sedimente** füllen die Talauen der Kleinen Taffa, des Lindgrabens und des rechten, nordwestlich von Altenburg fließenden Zuflusses der Kleinen Taffa (Mahrsdorfer Bach). In der etwa 40 m breiten Aue der Kleinen Taffa südwestlich der Kirche von Strögen liegen hellbraungraue, kalkfreie, sandige Schotter. In der Aue des Lindgrabens östlich von Strögen wurden hellbraune, kalkige, sandig-siltige Hochwassertone in einer Mächtigkeit von 0,6–0,7 m festgestellt. Unter ihnen liegen hellgelbbraune, schwach kalkige, glimmerige, fein bis mittelkörnige Sande bis zur Tiefe von 1 m. In der Aue des nordwestlich von Altenburg fließenden Mahrsdorfer Baches wurden oberhalb des großen Teiches in der Tiefe von 0,5–0,6 m rostig graue, kalkfreie Hochwasserlehme erbohrt.

**Deluvio-fluviatile Sedimente** wurden in kleineren, zeitweise durchflossenen Tälern abgelagert. In den Tälern südwestlich von St. Bernhard und südlich von der Lokalität Windburn sind es hellbraungraue, schwach lehmige, unterschiedlich kalkige, glimmerige Silttone und Silte. Sie stammen zum Großteil aus erodierten Lössen. Einen ähnlichen Charakter haben auch Sedimente in der Senke, die von Nordwesten gegen Südosten durch Altenburg verläuft. Die Füllung des Seitentales am rechten Ufer des Teiches nordwestlich von Altenburg bilden rostig graue, unterschiedlich lehmige, kalkfreie Sande.

**Anthropogene Sedimente** wurden an einigen kleineren Lokalitäten festgestellt. Deponien von Aushubmaterial und Bauschotter befinden sich in einer alten Sandgrube nordwestlich von Altenburg, an der Straße nach Groß Burgstall (RW: 695110, HW: 391330) und nördlich der Lokalität Windburn (RW: 695070, HW: 393520). Weitere anthropogene Anschüttungen sind der Straßendamm der Landesstraße B2 (Waldviertler Straße) östlich von Groß Burgstall und der Teichdamm etwa 1,4 km nordwestlich von Altenburg.

### Literatur

FRASL, G., FUCHS, G., HÖCK, V., ROETZEL, R., STEININGER, F., VASICEK, W. & VETTERS, W. (1991): Geologische Karte Blatt 21 Horn. – 1 Manuskriptkarte, Maßstab 1:25.000, Geologische Bundesanstalt, Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 08063-ÖK25V/21-3]

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.

## Blatt 68 Kirchdorf an der Krems

### Bericht 2017–2018 über geologische Aufnahmen in der Molasse auf Blatt 68 Kirchdorf an der Krems

STJEPAN ĆORIĆ

Der Schwerpunkt der geologischen Aufnahmen auf Blatt 68 lag in den Jahren 2017 und 2018 im Nordteil des Kartenblattes, wo die Molassesedimente aus dem Oligozän und dem Untermiozän auftreten.

Die Sedimente des Egeriums sind östlich der Krems und in Gräben bei Strienzing verbreitet und können der **Puchkirchen-Formation** zugeordnet werden. Stark siltige, Geröll führende Mergel („Rosinenmergel“) im Trogederbach (Diepersdorf; Koordinaten in BMN 31, RW: 509808, HW: 318054) konnten der Unteren Puchkirchen-Formation zugeordnet werden. Diese grauen, flachliegenden Mergel enthalten eine reiche kalkige Nannoflora, mit sehr häufigem

gem *Cyclicargolithus floridanus* sowie mit *Cyclicargolithus abisectus*, *Dictyococcites bisectus*, *Dictyococcites hesslandii*, *Pontosphaera multipora*, *Pontosphaera rothi* und *Reticulofenestra lockeri*, die für eine Einstufung in das obere Kiscelium bis untere Egerium (Nannoplanktonzonen NP24/25 nach MARTINI (1971)) spricht. Das Auftreten von benthischen Foraminiferen wie *Bolivina versatilis* HOFMANN, *Uvigerina steyri* PAPP, *Uvigerina vicksburgensis* CUSHMAN & ELLISOR, zusammen mit planktonischen Foraminiferen wie *Globigerina wagneri* RÖGL und *Globigerina steiningeri* RÖGL, verweisen ebenfalls auf das untere Egerium (Bestimmungen: C. RUPP, Geologische Bundesanstalt).

In mehreren Gräben zwischen Strienzing und Höllbachgraben treten gut geschichtete, graue Silte und siltige Mergel mit cm-mächtigen Feinsandsteinlagen auf. Diese Vorkommen zeigen nach Westen gerichtete Fallwinkel von 10° bis 20°, nur im Graben nördlich Maisdorf, unmittelbar am Kontakt zum Rhenodanubikum, treten Fallwerte auf, die mittelsteil mit 60° nach Westen gerichtet sind. Die

angrenzenden Sedimentgesteine des Rhenodanubikums (Greifenstein-Decke) gehören zur Altlenzbach-Formation (Maastrichtium).

Die oben erwähnte Sedimentabfolge enthält eine reiche Vergesellschaftung von kalkigen Nannofossilien mit *Cyclargolithus floridanus* sowie mit *Cyclargolithus abisectus*, *Dictyococcites bisectus*, *Dictyococcites heslandii*, *Pontosphaera desueta* etc., wodurch die Einstufung in die Zonen NP24/25 belegt ist. Eine reiche, von C. RUPP bestimmte Mikrofauna mit planktonischen und benthonischen Foraminiferen ermöglichte die Einstufung in das obere Kiscellium bis untere Egerium (Untere Puchkirchen-Formation). Benthonische Foraminiferen sind durch folgende, stratigrafisch wichtige Formen vertreten: *Bolivina floridanaformis* MEHRNUSCH, *Uvigerina rudlingensis* PAPP, *Uvigerina steyri* PAPP, *Eoeponidella ampliportata* REISER. Das Plankton ist vertreten durch: *Globigerina praebulloides* BLOW, *Globigerina officinalis* SUBBOTINA, *Globigerina wagneri* RÖGL und *Bolliella navazuelensis* (MOLINA).

Eine Probe aus einer für den Ausbau der Kremstalbahn abgeteuften Bohrung (KB 17; RW: 508704, HW: 317745; Bohrmeter: 22,3–22,4) enthält eine kalkige Nannoplanktonvergesellschaftung mit *Cyclargolithus abisectus*, *Pontosphaera enormis* etc. und konnte in die Zone NP25 eingestuft werden (KRHOVSKY in HOFMANN & HOMAYOUN, 1994). Eine arme Foraminiferenfauna mit *Nodosaria ortenburgensis* REISER, *Bulimina arndti* HAGN, *Rectuvigerina elegans* (HANTKEN), *Uvigerina cichai* REISER, *Almaena osnabrugensis* (ROEMER) sowie die planktonische Art *Globigerina wagneri* RÖGL ermöglichen die Einstufung in das obere Kiscellium bis untere Egerium (RUPP in HOFMANN & HOMAYOUN, 1994).

Im Sulzbachtal, nördlich Adlwang auf ÖK-Blatt 50 Bad Hall (RW: 515609, HW: 318655), konnten auch die Sedimente des Egeriums auskartiert werden. Die grauen Silte und siltigen Mergel enthalten eine reiche Nannoplanktonvergesellschaftung mit *Braarudosphaera bigelowii*, *Coccolithus miopelagicus*, *C. pelagicus*, *Pontosphaera desueta*, *Triquetrorhabdulus carinatus* etc. und konnten der Puchkirchen-Serie zugeordnet werden (NP25 – untere NN2). Diese Sedimente wurden hier von der Greifenstein-Decke des Rhenodanubischen Deckensystems überschoben.

Westlich der Krems, zwischen Brandhub und Penzendorf, können miozäne Ablagerungen der **Hall-Formation** (Eggenburgium) der autochthonen Vorlandmolasse zugeordnet werden. Westlich von Wartberg an der Krems (Penzendorf) konnten in mehreren Grabeneinschnitten Aufschlüsse mit flachliegenden grauen, gut geschichteten Silten und siltigen Mergeln auskartiert werden. Diese Sedimente enthalten eine reiche und gut erhaltene kalkige Nannoplanktonvergesellschaftung mit *Helicosphaera ampliapertura*, *Helicosphaera carteri* und *Reticulofenestra pseudumbilicus*, die eine Einstufung in den oberen Teil der Zone NN2 oder in die Zone NN3 erlauben. Mikrofaunen mit *Uvigerina posthantkeni* PAPP, *Lobatula lobatula* (WALKER & JACOB), *Heterolepa dutemplei* (D'ORBIGNY), *Globigerina steiningeri* RÖGL und *Cassigerinella globulosa* (EGGER) sind dem Eggenburgium zuzuordnen (Bestimmungen von C. RUPP).

Eine nördlich der Blattgrenze auf ÖK-Blatt 50 Bad Hall für den Bahnausbau abgeteuft Bohrung (KB 6; RW: 508625, HW: 318379; Bohrmeter: 9,5) enthält ebenfalls *Helicosphaera ampliapertura* (KRHOVSKY in HOFMANN & HOMAYOUN, 1994) und kann auch in den oberen Teil der Zone NN2 oder in die Zone NN3 eingestuft werden.

Ein Bauaufschluss (RW: 507779, HW: 317370, Höhe: 419 m) konnte südlich von Pöllhub aufgenommen werden. Im unteren Teil der Baugrube stehen dunkelgraue, tonige, sehr glimmerreiche Schluffe an, die auf Grund der Anwesenheit von *Helicosphaera ampliapertura* in die obere Zone NN2 oder in die Zone NN3 eingestuft wurden. Diese Sedimente enthalten eine reiche kalkige Nannoflora mit *Coccolithus pelagicus*, *Cyclargolithus floridanus*, *Helicosphaera carteri*, *Pontosphaera multipora*, *Helicosphaera vedderi*, *Reticulofenestra excavata*, *Reticulofenestra pseudumbilicus* und *Sphenolithus conicus*. Es konnten auch Umlagerungen aus dem Eozän/Oligozän (*Coccolithus formosus*, *Criboecentrum reticulatum*, *Dictyococcites heslandii*, *Reticulofenestra umbilicus*, *Zygrhablithus bijugatus* etc.) und der Oberkreide (*Broinsonia parca* subsp. *constricta*, *Micula staurophora*, *Watznaueria barnesiae* etc.) nachgewiesen werden.

Darüber traten mit einer Mächtigkeit von maximal 2,5 m Fein- bis Grobkiese, Steine und Blöcke auf, die in einer braunen sandigen Matrix eingelagert sind. Die großen Blöcke, die überwiegend aus angerundeten Sandsteinen der Greifenstein-Decke und kalkalpinen Komponenten bestehen, verkörpern die Moränenablagerungen. Den Abschluss bis zur Geländeoberkante bilden braune, tonige Schluffe mit vereinzelt gerundeten Kieskomponenten. Diese vorwiegend pelitischen Ablagerungen können als die Deckenlehme bezeichnet werden.

## Literatur

HOFMANN, T. & HOMAYOUN, M. (1994): Begleitende geowissenschaftliche Dokumentation und Probenahme zum Projekt Neue Bahn mit Schwerpunkten auf umweltrelevante und rohstoffwissenschaftliche Auswertungen und die Aufschlussarbeiten in der oberösterreichischen Molassezone. – Jahresbericht 1993, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt O-C-009, 32 S., Wien [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 10255-R]

MARTINI, E. (1971): Standard Tertiary and Quaternary Calcareous Nannoplankton Zonation. – Proceedings of the 2<sup>nd</sup> Planktonic Conference, Roma, 1970, 739–785, Roma.

## Bericht 2018 über geologische Aufnahmen im Gebiet Weißenbach (Oberösterreichische Voralpen/ Totes Gebirge) auf Blatt 68 Kirchdorf an der Krems

THOMAS HORNUNG  
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die geologische Kartierung mit der Arbeitsbezeichnung „Weißenbach“ auf dem BMN-Kartenblatt 68 Kirchdorf an der Krems erfolgte von Mai bis September 2018. Die nördliche Gebietsgrenze verläuft knapp südlich des Steyrlinger Tals von der Preisegg bis Höbach, die Westgrenze von Mangstreich bis zum Wasserfall in der Hinteren Hungerau in den Nordflanken des Gürtlerspitz (Teil der Ostgrenze von Blatt 67 Grünau im Almtal). Die Südgrenze verläuft an den Nordhängen des Toten Gebirges vom Hühnerboden zum Haring, über das tief eingeschnittene Steyrtal hinweg zum Tamberg bis zum Lainberg im Teichltal. Die Ostgrenze



ze verfolgt die Teichl vom Stummergut bis zum Bahnhof Steyrling südlich von Preisegg. Zum Zeitpunkt der Aufnahme standen folgende Karten- und Literaturwerke der Geologischen Bundesanstalt (GBA) zur Verfügung:

- Geologische Karte von Österreich 1:50.000, Blatt 67 Grünau im Almtal (EGGER & VAN HUSEN, 2007),
- Historische Manuskriptkarte von Österreich 1:75.000 (GEYER & ABEL, 1913),
- Geologische Karte von Oberösterreich 1:200.000 (KRENMAYR et al., 2006),
- Erläuterungen zur Geologischen Karte von Oberösterreich 1:200.000 (RUPP et al., 2011) sowie
- Quartärgeologische Manuskriptkarte am Südrand des Sengengebirges (Steyr-Teichl-Rettenbach) (VAN HUSEN, 2017).

### Naturräumlicher und geologischer Überblick

Das etwa 41 km<sup>2</sup> große Kartiergebiet mit der eingearbeiteten und an das digitale Geländemodell angepassten Geländeaufnahme von VAN HUSEN (2017) umfasst den Nordostabfall des Toten Gebirges knapp südlich des ersten Hauptgipfelkammes und wird durch die Täler von Steyrling und Teichl im Norden bzw. Nordosten begrenzt. Die höchste Erhebung des Kartiergebietes ist der 1.366 m hohe Lärchstock. Weitere markante Erhebungen des Untersuchungsraumes sind der Hühnerboden (1.229 m), der Habichtkogel (1.142 m), die Hochflora (1.151 m), der Fuchskogel (1.107 m), der Haring (1.107 m) und – unmittelbar über dem Teichl – der Keferspitz (1.061 m), sowie der Weißenberg (1.084 m). Den tiefsten Punkt des Gebietes definiert die nach Norden fließende Steyr mit 493 m ü. A. auf Höhe „Bahnhof Steyrling“.

Die Entwässerung des Gebietes erfolgt ausschließlich über die Steyr. Die beiden größten Zuflüsse des Gebietes sind der Weißenbach und der Ötzbach. Beide Zuflüsse entspringen am Nordabfall des Toten Gebirge, vereinigen sich im unteren Hühnerzipf und fließen nördlich von Laaberg in die Steyr.

Das Klima des Areal wird entscheidend durch die Topografie bestimmt und kann als feucht-gemäßigt charakterisiert werden. Bedingt durch den oftmaligen Wolkenstau am Kalkalpen-Nordrand fällt im bewaldeten Mittelgebirge zwischen Totem Gebirge im Süden und dem Sengengebirge im Nordosten für die Höhenlage relativ viel Niederschlag und Schnee. Allenfalls die nördlich vorgelagerte Kremsmauer der oberösterreichischen Kalkvoralpen nördlich des Steyrlinger Tales hält einige Niederschlagsfronten ab.

Der Untersuchungsraum erlaubt Einblicke in zwei tektonische Bauelemente der Nördlichen Kalkalpen: beinahe das gesamte Untersuchungsgebiet liegt im Bereich der tirolischen Totes Gebirge-Decke, lediglich ein kleiner Abschnitt nordöstlich des Keferspitz gehört zum Südteil der überschobenen, gleichfalls tirolischen Staufen-Höllengebirge-Decke.

## Schichtenfolge

### Totes Gebirge-Decke (Tirolikum)

#### Trias

#### **Gutenstein- und Steinalm-Formation**

Pelsonium (unteres Anisium)

Die älteste im Kartiergebiet erschlossene Schichtfolge ist im Stirnbereich der Totes Gebirge-Decke nur an zwei Örtlichkeiten erschlossen. Das kleinere Vorkommen liegt an der westlichen Blattgrenze unweit westlich des Forsthauses im Brunntal, der bedeutend größere flächige Ausbiss unmittelbar nordöstlich des Keferspitz. Aufgrund der stets starken Verfaltung, lokalen Duplex oder gar Triplex und tektonischen Begrenzung der Gutensteiner Kalke im Brunntal sowie nordöstlich des Keferspitz an der Stirn der Totes Gebirge-Decke ist eine Abschätzung der Maximalmächtigkeit schwierig bis unmöglich, dürfte allerdings ursprünglich zwischen 100 und 150 m gelegen haben (siehe auch EGGER, 2007).

Das Alter der Gutenstein-Formation ist aufgrund von Conodontenfunden (*Paragondolella bifurcata*) vom Kasberg (Blatt 67 Grünau im Almtal) mit dem oberen Pelsonium anzugeben.

Während die Kalke der Gutenstein-Formation im Brunntal weitgehend schuttüberdeckt sind und dort nur indirekt über Lesesteine nachgewiesen werden können, erschließt der Fahrweg von Habach an der Steyr zur Jagdhütte auf dem Keferspitz vor allem an den nordseitigen Spitzkehren intensiv verfaltete, auffallend dünnbankige dunkelgraue bis schwarzgraue Mikrite. Der frische Anschlag riecht anfänglich stets stark bituminös – der Geruch verflüchtigt sich nach kurzer Zeit. Bankinterne Laminite können vorkommen, sind allerdings nicht die Regel. Sparitverheilte Klüfte treten in deutlich reduzierter Zahl gegenüber den hangenden Kalken der Reifling-Formation auf. Einige wenige Lesefunde von hellen, nicht bituminösen Steinalm-Kalken sowohl vom Brunntal (unterhalb von Mangstleith) als auch vom Keferspitz belegen Einschaltungen von riffogenen Kalken der Steinalm-Karbonatrampe. Das weitgehende Fehlen dieser Lithofazies im übrigen Untersuchungsraum ist faziell zu erklären – vermutlich lag das Gutensteiner Becken im Bereich Brunntal-Steyrling-Keferspitz so tief, dass es nur die distalsten Progradationsspitzen der Steinalm-Karbonatplattform erreichten.

#### **Reifling-Formation**

Illyrium (oberes Anisium) bis Julium (unteres Karnium)

Die Reifling-Formation konturiert als beckenwärtiges Fazies-Äquivalent der Wetterstein-Formation mit einem ca. 500 m breiten Band den Außenrand einer großen Muldenstruktur („Hühnerzipf-Synklinale“) mit SSE-fallender Faltenachse. Der Nordwestschenkel verläuft zunächst in SW-NE-Richtung und biegt in Lengau im Steyrlinger Tal in ESE-Richtung um, erreicht die südlichen Ausläufer der Ortschaft Steyrling (hier als Stirnbereich der Totes Gebirge-Decke) und zieht nachfolgend über Riegleralpe und Keferspitz bis knapp nördlich Habau – ihre Fortsetzung findet sich jenseits der vermuteten Steyrtal-Störung (höchstwahrscheinlich als dextrale Seitenverschiebung ausgebildet) an der Südflanke des Falkensteins und zieht – größtenteils von quartären Deckschichten verborgen – im Teichl bis St. Pankraz. Aufgrund ihrer erosiven Widerstandsfähigkeit

und sehr steilen bis saigeren Lagerung ist die Reifling-Formation vor allem am Keferspitzen wandbildend und formt steile Geländerippen mit teilweise zehnermeterhohen aufragenden Wänden.

Die Gesteine der Reifling-Formation sind als satt- bis dunkelgraue, meistens dünn-, seltener mittelbankige Kalke (0,5–3 dm, selten bis 7 dm) mit leicht welligen Schichtflächen zu beschreiben. Die typische Hornsteinführung ist überall gegeben, kann jedoch bankweise von „selten“ bis „überaus häufig“ variieren. Bankintern lässt sich eine stärkere Zerklüftung (oft als Netzwerk sparitverheilte Klüfte erhalten) sowie ein deutlich herabgesetzter bis fehlender Bitumengehalt feststellen.

Aufgrund der starken formationsinternen, oft parasitären Verfaltung ist eine zuverlässige Angabe der Maximalmächtigkeit nicht zu treffen – sie dürfte sich analog EGGER (2007) bei rund 100 m bewegen.

Das Alter der Basis der Reifling-Formation kann mit den Conodonten *Neogondolella cornuta* und *Neogondolella praeszaboi* nach EGGER (2007) mit dem unteren Illyrium angegeben werden. Das Top der Formation wurde durch *Gladigondolella tethydis* oft mit dem oberen Ladinium definiert. Diese Conodontenspezies reicht jedoch nach aktuelleren Untersuchungen noch in das untere Karnium („Cordevolium“ oder Julium 1) (HORNUNG, 2007).

### **Wetterstein-Formation, Wettersteindolomit**

Illyrium (oberes Anisium) bis Julium (unteres Karnium)

Kalk- und Dolomitsteine der Wetterstein-Formation konturieren die nach SSE abtauchende Hühnerzipf-Synklinale im Geländeausbiss mit einem bis zu 1.700 m breiten Band. Dabei erscheint im Kartenbild der Nordwestschenkel mächtiger, als der nur ca. 300 m breite Nordostschenkel, wobei dieser allerdings in einem Bereich von der Riegleralpe zum Keferspitzen nahe der Stirn der Totes Gebirge-Decke höchstwahrscheinlich tektonisch durch eine oder mehrere Überschiebungsbahnen reduziert wird. Während der „klassische Wettersteinkalk“ lediglich in zwei kleinen schmalen, WNW–ESE streichenden Geländerücken beiderseits des Eingangs des Steyrtales nahe des Weilers „Steyrbrücke“ erhalten ist, wird der flächenmäßig größte Teil von Wettersteindolomit gebildet. Die im Gegensatz zum Wettersteinkalk nur geringe Erosionsbeständigkeit der dolomitischen Variante ließ ein flachkuppiges, stark bewaldetes Relief von ausgeprägtem Mittelgebirgscharakter entstehen, das im starken Kontrast zur östlich gelegen und deutlich höher aufragenden verkarsteten Platte des Sengengebirges steht. Die beiden kleinen Kalkstein-Züge beiderseits Steyrbrücke mit fast saiger stehendem Wettersteinkalk bilden zwei markante Geländerücken, die allerdings nur wenige Dutzend Meter über das Teichl- und Steyrtal aufragen. Der breite Ausbiss im Nordwestschenkel der Hühnerzipf-Synklinale impliziert große Mächtigkeiten – jedoch deuten lokal stark variierende Einfallswinkel auf eine mitunter starke sekundäre Verfaltung hin. Die wahre Mächtigkeit der Wetterstein-Formation in der Hühnerzipf-Synklinale wurde in den Profilen mit maximal 600 m konstruiert.

Die Erhebungen südlich des Tales Haselbach–Paukenhasel–Zellingeralpe bilden bereits den Nordabfall des Toten Gebirges und werden ebenfalls aus dolomitisch dominierter Wetterstein-Formation aufgebaut. In dieser zunächst

WNW–ESE verlaufenden, an der Paukenhasel nach Südost abknickenden Linie liegt die Überschiebungsbahn der Lärchstock-Scholle, welche die Hühnerzipf-Synklinale nach Süden hin tektonisch amputiert. Hier werden noch etwas größere Mächtigkeiten von bis zu 1.000 m erreicht, wenngleich diese im Profil konstruierten Werte durch im Gelände nicht lokalisierbare Intern-Überschiebungen auch vorgetäuscht sein könnten.

Der flächig erschlossene Wettersteindolomit ist im Gelände oft nur aufgrund seiner hellgrauen bis weißlichen Färbung vom ganz ähnlichen Hauptdolomit zu unterscheiden – von enormer Wichtigkeit ist aus diesem Grund seine stratigrafische Position im Liegenden eines schmalen Bandes an Mergeln und kalkigen Sandsteinen der hangenden Lunz-Formation, das im nächsten Abschnitt kurz besprochen wird. Neben der auffallenden, hellen Gesteinsfärbung sind weitere Charakteristika der leichten, nur an einer geringen Salzsäure-Reaktion erkennbare Kalkgehalt. Oft sind die abiogenen bzw. biogenen Primärstrukturen (Bankung bzw. zerfallenen Kalkalgenresten) noch erkennbar und machen zusammen mit der stratigrafischen Position eine Zuordnung zur Wetterstein-Formation zwingend. Teilweise jedoch liegen die Schichtfolgen in stark tektonisierter Form vor, was einen massigen Charakter hervorruft.

Das im benachbarten Sengengebirge in Teilbereichen sichtbare, allerdings aufgrund der Unzugänglichkeit vieler Areale nicht konsistent auskartierbare Fazieschema von basal ausgebildeten, detritusreichen allodapischen „Wetterstein-Übergangskalken“ sensu KRAUS & SCHMIDT-THOMÉ (1967), „Raming-Subformation“ sensu TOLLMANN (1966) und LEIN (1989) sowie gebankter „Lagunenfazies“ und massiger „Rifffazies“ lassen sich aufgrund des nur kleinräumig ausgebildeten Ausbisses im diesjährigen Kartier-Areal nicht anwenden. Die im unmittelbar Hangenden der Lunz-Formation erschlossenen Kalke sind ausgesprochen schlecht gebankt und zeigen meist einen massigen Charakter, lassen sich jedoch mit einem hohen Kalkgehalt als klassische Wettersteinkalke charakterisieren. An den meterhohen Kalk-Klippen am Schölzberg stehen autochthone Sedimente in Form von bioklastischen, Kalkalgen führenden Riffkalke an (im Wesentlichen *Tubiphytes*-Bind- und Bafflestones mit *Dasygladaceen*). Teilweise werden bereichsweise gut sichtbare Primärstrukturen andernorts durch sekundäre Dolomitisation, Mikritisierung und Sammelkristallisation verwischt.

Wichtigste Kriterien für ein Erkennen der Wettersteinkalke im Gelände sind eine hellgraue, beinahe weißliche Gesteinsfarbe, ein hoher Karbonatgehalt (starke Reaktion mit verdünnter Salzsäure), zum Teil große Bankmächtigkeiten bis hin zu Massenkalken, große Gesteins Härte und ein „verbrannter“ Geruch im Anschlag mit dem Hammer. In den Bänken können loferitische Sedimentmerkmale auftreten. Hin und wieder finden sich auch intraformationelle Brekzien, nicht zu verwechseln mit sekundär tektonisierten Bereichen. Erstere sind eher durch synsedimentäre Vorgänge wie etwa Spaltenbildung und Verfüllung mit Resedimenten entstanden.

Die Liegendgrenze der Wetterstein-Formation zur Reifling-Formation ist im Kartiergebiet nicht als scharfe Grenze, sondern als allmählicher fazieller Übergang ausgebildet, der am besten entlang des Fischbaches knapp westlich des Keferspitzen nachvollzogen werden kann. Die sedi-

mentäre Obergrenze der Wetterstein-Formation ist in der Hühnerzipf-Synklinale mit der Lunz-Formation zwar überall vorhanden, wenngleich sehr schlecht und nur an einigen Bereichen erschlossen und muss teilweise morphologisch (schmale Geländedepressionen, Rinnen, Gräben etc.) bzw. pedologisch bzw. ökologisch (feuchte, schwere und lehmige staunasse Böden, lokale Vernässungszonen) eingegrenzt werden. Zum Zeitpunkt der Geländeaufnahme gab es keinen Aufschluss der unmittelbaren, meist sehr scharf gezogenen Liegendgrenze („Reingrabener Wende“ sensu SCHLAGER & SCHÖLLBERGER, 1974). So ist die in diesem stratigrafischen Niveau in vielen Bereichen der Nördlichen Kalkalpen vorkommende Vererzungszone (Bleiglanz, Zinkblende, Goethit, siehe auch ARTHOFER, 1998) im Untersuchungsraum nicht erschlossen.

Die besagte Liegendgrenze des Wettersteinkalkes wird in PILLER et al. (2004) mit der Basis des Illyriums (oberes Anisium), die Obergrenze in älterer Literatur oft mit der Grenze Ladinium/Karnium angegeben. Neuere multistratigrafische Untersuchungen und Faziesraum-übergreifende Korrelationen sprechen jedoch eher dafür, dass die Wettersteinkalk-Entwicklung bis in das untere Karnium hineinreicht und erst im unteren Julium (= Cordevolium) endet (HORNUNG, 2007).

### **Lunz-Formation: Tonmergel, Schluffsteine und Sandsteine**

Julium (unteres Karnium)

Die Lunz-Formation bildet das stratigrafisch unmittelbar Liegende des Hauptdolomites. Sie zieht als nur wenige Meter mächtiges Band vom Haselbach im SSW gegen den Habichtkogel im NNW und weiter zur Ebner Jagdhütte, wo entlang des Forstweges zur Riegleralpe einige wenige, meist nur kleinräumige Aufschlüsse bestehen. Westlich der Riegleralpe biegen die Schichten um mehr als 90° in südöstliche Richtung um, erreichen den Fischbach und folgen dem Grund eines Sekundärtales zwischen Keferspitz und Weißenberg zur Einsattelung am Schlagbauernreith. Danach ziehen sie sich – komplett schuttüberdeckt – weiter in südöstlicher Richtung bis nach Steyrbrücke zum Schölmberg und höchstwahrscheinlich weiter bis in das breite Teichtal. Das nur an wenigen Fixpunkten nachweisbare Vorkommen zeichnet damit in eindrucksvoller Weise die Hühnerzipf-Synklinale nach. Neben diesem zwar von Deckschichten weitgehend verborgenen, aber konsistent verfolgbar und deswegen tektonisch vermutlich kaum reduzierten oder gar amputierten Vorkommens tritt die markante Lunz-Formation nur noch an zwei weiteren isolierten Stellen im Kartiergebiet auf: Überraschenderweise fand sich ein kleiner Aufschluss im zentralen Bereich der Hühnerzipf-Synklinale unweit nordwestlich des Heindlbodens unter der Habacher Reith entlang eines neu gebauten Zufahrtweges zu einer Almhütte. Zwar ist das Vorkommen nördlich wie südlich tektonisch begrenzt und eventuell auch etwas emporgequetscht, zeigt aber, dass die Hühnerzipf-Synklinale im Muldenkern eine weitspannige tektonische Verfaltung besitzen dürfte, so dass die Lunz-Formation als stratigrafisch Liegendes des Hauptdolomits zumindest in diesem Bereich in steilstehenden Antiklinalkernen wieder zutage tritt. Ein weiterer kleiner Ausbiss besteht ganz im Osten des Kartiergebietes östlich des Lainberges, vermutlich als ostwärtige Fortsetzung des Ostschenkels der Hühnerzipf-Synklinale. Hier treten – ver-

mutlich begrenzt durch die Windischgarstener Seitenverschiebung – stark zerwürgte Lunzer Tonsteine sowie einzelne Sandsteinbänke zutage.

Die Lunz-Formation liegt in der Hühnerzipf-Synklinale als nur wenig mehr als 10 m mächtiger Sedimentstapel von Ton- und Schluffsteinen vor. Diese haben unverwittert eine ausgeprägt schwarzgraue, teilweise in das Bläulich- bis Stahlgrau gehende Färbung. Der enthaltene Anteil an (Hell) Glimmern ist makroskopisch stets sichtbar, der Karbonatgehalt mit verdünnter Salzsäure im Gelände leicht feststellbar. Letzteres unterscheidet sie von den Reingrabener Schiefnern, die gänzlich karbonatfrei beispielsweise in der Kaltau südlich der Kremsmauer auftreten (HORNUNG, 2014). In die metermächtigen Mergelpakete schalten sich gegen das stratigrafisch Hangende immer mächtiger werdende Toneisenstein- bzw. Hellglimmer führende Sandsteinbänke ein. Die Toneisensteine zeigen mitunter eine auffallend ockerfarbene bis ockerorangefarbene Tönung, die Sandsteine teilweise orangene Verwitterungsfarben auf den Bruchflächen. Diese Färbungen sind Folge von oxidierendem hohen Eisen- und Pyritgehalt (Limonit).

Obgleich wenig erosiv widerstandsfähig, ist die Lunz-Formation mit Tonen, Mergeln und geringmächtigen (Karbonat)Sandstein-Zwischenlagen stets konkordant zwischen stratigrafisch liegenden und hangenden Lithologien erschlossen. Am besten zugänglich sind die Schichten entlang der Fahrstraßen von der Riegleralpe zur Jagdhütte Ebner sowie vom Fischbach zur Schlagbauernreith. Die Hangendgrenze zum Hauptdolomit ist östlich des Schlagbauernreith-Sattels erschlossen.

### **Hauptdolomit-Formation, Hauptdolomit-Formation in kalkiger Ausbildung**

Tuvalium (oberes Karnium) bis Alaunium (mittleres Norium)

Neben der Wetterstein-Formation ist der Hauptdolomit im Kartiergebiet die dominierende Lithologie der Totes Gebirge-Decke und im Kern der Hühnerzipf-Synklinale flächig erschlossen. Die hohe Verwitterungsanfälligkeit des Hauptdolomits bedingt – gleich wie in der liegenden, dolomitisch dominierten Wetterstein-Formation geringe Gipfelhöhen und ein flach welliges, kupiertes und zudem stark bewaldetes Oberflächenrelief. Der Hauptdolomit wird am Haring ganz im Süden der Hühnerzipf-Synklinale von Plattenkalk und Kössen-Formation überlagert – auf der nördlich angrenzenden Staufen-Höllengebirge-Decke sind diese Schichtfolgen nicht mehr erhalten und bereits erodiert.

Sowohl Monotonie als auch das Fehlen von charakteristischen Leitbänken in den drei untergliederbaren Abschnitten des Hauptdolomits machen Abschätzungen über die erhaltene Maximalmächtigkeit schwierig – im Kartiergebiet dürften sich die Maximalwerte bei etwa 1.200 m bewegen.

Der Hauptdolomit liegt im Kartiergebiet typischerweise als hellgrauer bis milchig-bräunlicher, teilweise auch weißlicher feinkörniger Dolomikrit bis Dolo-Pseudomikrit vor. Er tritt teilweise in gut gebankter Form wie am Ende des Forstweges südöstlich der Hochflora über dem Weißenbach auf, teilweise auch undeutlich geschichtet bis massig und sandig anwitternd wie an der Forststraße von der Riegleralpe zur Jagdhütte Ebner mit noch erkennbaren primären Sedimentgefügen. Diese Lithologie-Typen treten oft

isoliert auf, können aber durchaus in enger Verzahnung entlang eines Aufschlusses nebeneinander vorkommen.

In gebankter Fazies sind die Schichtflächen meist eben bis leicht wellig. Aufgrund oftmals engständiger Klüftung zerfällt die Formation in typisch rhombisch-stengelige, cm-große Fragmente. Makroskopisch sind die Dolomite taub bis sehr fossilarm – im Zuge der Kartierarbeiten konnten keine Makrofossilien gefunden werden.

Neben der „klassischen“, rein dolomitischen Ausbildung kommt an einer Position im Kartiergebiet eine massige, kalkige Variante vor. Dieses Vorkommen von „kalkigem Hauptdolomit“ bildet eine isolierte, aufgrund der höheren Erosionsbeständigkeit herauspräparierte rundliche Erhebung ziemlich genau südlich der Jagdhütte Ebner. Dieser Lithotyp ähnelt meistens von Habitus und erkennbarer Mikrofazies stark dem „klassischen“ Hauptdolomit s.l., zeigt aber eine erkennbare Reaktion mit verdünnter Salzsäure. Diese ist allerdings i.d.R. geringer als im Platten- und Dachsteinkalk und spricht für einen deutlich verringerten Karbonatgehalt. Dabei ist die stratigrafische Position im Untersuchungsgebiet wie bereits in HORNING (2017c) beschrieben, eher im unteren Abschnitt nahe der liegenden Lunz-Formation.

Aufgrund lithologischer Gleichförmigkeit und teilweise mangelnder Aufschlüsse lässt sich der Hauptdolomit im Untersuchungsraum kaum bis nur unzureichend untergliedern. Lithologische Marker wie bituminöse, dunkle Dolomite mit einem generell hohen organischen Anteil – üblicherweise typisch im Unteren Hauptdolomit – wurden im Untersuchungsgebiet im Gegensatz zu den weiter westlich angrenzenden Gebieten nicht gefunden. Typische Faziesmerkmale des Hauptdolomits wie Loferite des Mittleren und Oberen Hauptdolomits sensu ENOS & SAMANKASSOU (1998) treten ebenfalls nur punktuell auf. Einzelne Dolomitbänke zeigen Loferit-Mikrogefüge wie

- langgezogene, kalziterfüllte Hohlräume (Stromatactis),
- granulare feinen Karbonatschlamm [(Pel)Mikrite],
- aufgearbeitete kleine Plättchen aus vorverfestigtem Karbonatschlamm (Mud-Chips),
- wahrscheinlich in Strandnähe gebildete kleine kugelige Konkretionen (Pisoide),
- spindelförmige Porenräume, die nachträglich mit grobem Kalzit auskristallisiert wurden (sparitisch gefüllte „birdseyes“) sowie
- reliktsch erhaltene „Geister-Strukturen“ von Algenmatten und Micromounds („Mikro-Riffe“; für weitere diesbezügliche Informationen siehe FLÜGEL, 2004).

Die im Hauptdolomit vorkommenden Lithotypen sprechen für einen Ablagerungsraum im flachen Intertidal – ähnlich einem rezenten Wattenmeer. Geprägt wurde die Schichtenfolge vor allem durch periodische Meeresspiegelschwankungen, die durch das gesamte Norium hindurch auftraten. So vertreten massige Bereiche eher das Subtidal, die zuvor erwähnten Loferite mit Stromatactis, (Pel)Mikriten, Mud-Chips, Pisoliten und sparitisch gefüllten „birdseyes“ hingegen das Supratidal der Spritzwasserzone.

Da biostratigrafische Methoden mit Conodonten und Ammoniten im fossilarmen Hauptdolomit versagen, bleibt nur eine sequenz- und lithostratigrafische Korrelation mit datierbaren Bereichen, sowohl im Liegenden als auch im Hangenden. Die Obergrenze der Raibl-Formation – und damit gleichzeitig die Basis des Hauptdolomits – kann-

te sequenzstratigrafisch mit dem obersten Karnium datiert werden (HORNING, 2007). Das Top des Hauptdolomits liegt nach PILLER et al. (2004) am Übergang Alaunium/Sevatium und wird durch biostratigrafische Daten aus den Hauptdolomit-Intraplattform-Sedimenten der Seefelder Schichten Tirols gestützt (DONOFRIO et al., 2003).

Über das ganze Gebiet verteilt mangelt es nicht an künstlichen Aufschlüssen, die sich vor allem entlang der Forstwege als Weganrisse oder teilweise auch als kleine Gruben zur Gewinnung von Wegeschotter finden.

### **Plattenkalk und Dachsteinkalk**

Alaunium bis Sevatium (oberes Norium)

Lediglich am Haring nahe der Südgrenze des Kartiergebietes ist mit dem Plattenkalk das stratigrafisch Hangende des Hauptdolomits in einer kleinen lokalen Synklinale erschlossen. Dessen lithologische Ausprägung ist jedoch keine klassische, rein dünnbankige Form, sondern wird eher durch mittel- bis dickbankige Sequenzen vertreten, die bereichsweise an tektonisierten Dachsteinkalk erinnern.

Geschuldet den rasch wechselnden faziellen Übergängen und auch internen, oft parasitären Verfaltungen sind Aussagen über die Maximaldicke des Plattenkalks schwierig – sie dürfte in den o.a. Bereichen bei maximal 30 m liegen.

Die Platten- und Dachsteinkalke vom Haring sind entlang der auf den Berg führenden Forststraße sehr gut erschlossen und lassen – wie oben beschrieben – eine ausgesprochene Mittel- bis Dickbankigkeit mit ebenen Schichtflächen erkennen. Es handelt sich um hellgraue, muschelrig brechende und scherbzig verwitternde, fossilführende Mikrite mit sparitverheilten Klüften. Teilweise kann bankintern eine stromatolithische Lamination wie im Hauptdolomit auftreten. Grundsätzliche Unterscheidungskriterien zu letzterem sind einerseits der konsistent hohe Kalkgehalt und die damit verbundene sichtbare Reaktion mit verdünnter Salzsäure, der muschelrige Bruch, die hellere Gesteinsfarbe, eine deutlichere Bankung sowie markant erhöhter Fossilgehalt.

Da die Mächtigkeit einzelner Horizonte kleinräumig zwischen dünn- und dickbankig wechseln kann, wurden sensu EGGER (2007) „Plattenkalk“ und „Dachsteinkalk“ auch in diesem Kartiergebiet zu einer lithologischen Kartiereinheit zusammengefasst. Der Ablagerungsraum dürfte im Gegensatz zum lagunär gebildeten Hauptdolomit entlang einer etwas tieferen, beckenwärtig führenden Rampe bzw. an kleinen, leicht erhabenen Patchreefs gelegen haben – das rasche Auskeilen bzw. die Diskontinuität der Kalkvorkommen spricht für ein ehemals stark zergliedertes submarines Relief.

Zeitlich gesehen dürfte die Ablagerung der hier beschriebenen Kalksequenzen im oberen Bereich der Hauptdolomit-Sedimentation zu suchen sein bzw. leicht über diese hinauszugehen – so ist aus sequenzstratigrafischen Überlegungen mit einer Akkumulationszeit vom oberem Alaunium bis unteres Sevatium (oberes Norium) auszugehen.

### **Kössen-Formation**

Rhaetium

Kalke und seltenere Mergelkalke der Kössen-Formation treten ausschließlich im Kern der zuvor beschriebenen

kleinen Haring-Synklinale auf und bilden im Kartiergebiet die stratigrafisch jüngste erschlossene Einheit der Totes Gebirge-Decke. Sie werden von der Forststraße auf den Haring gut erschlossen.

Die Maximalmächtigkeit der Kössen-Formation beträgt ca. 20 m.

Im Vergleich zum stratigrafisch liegenden Plattenkalk zeigt die Kössen-Formation einen etwas erhöhten Mergelanteil, was sich in durchwegs dunkleren Gesteinsfärbungen äußert. Die Abfolge am Haring ist eine geringmächtige Abfolge von dm-gebankten, grauen bis dunkelgrauen, lokal bläulich- bis bräunlichgrauen bituminösen, mikritischen Kalken inklusive sparitverheilten Klüften und zwischenlagernden, fossilarmen Mergelkalkbändern.

Faziell repräsentiert die Kössen-Formation aufgrund ihrer engräumig verzahnten lithologischen Vielfalt verschiedene, vom Sub- bis in das Intertidal reichende Ablagerungsräume mit unterschiedlicher Wasserenergetik. Nach STANTON & FLÜGEL (1989) wurde die basale Kössen-Formation in einer subtidalen Wassertiefe von 80 bis 150 m eines zum Ozean hin offenen Intraplattformbeckens abgelagert. Nach oben hin zeigt die Zunahme an hochenergetischen Karbonatsanden und/oder Fossil-Lumachellen deutlich verringerte Wassertiefen an. Im Kartiergebiet ist im kleinräumigen Vorkommen jedoch keine fazielle Verzahnung zur riffogenen Kössen-Formation eindeutig feststellbar, wenngleich einige dickbankige Abschnitte nördlich des Haring Anklänge der Oberrhätalk-Fazies zeigen.

Die reiche Fossilführung der Kössen-Formation in den Nördlichen Kalkalpen mit einigen Ammoniten und Conodonten macht eine biostratigrafische Datierung möglich. BÖKENSCHMIDT & ZANKL (2005) fanden in der obersten Kössen-Formation am Nordhang des Scheibelberges nahe der Steinplatte (Tirol) den Ammonit *Choristoceras marshi* und den Conodont *Misikella posthernsteini*, welche beide in das obere Rhätium datieren. Letzteren fand auch KRYSZYN (mündliche Mitteilung 2005) im Bereich der Kammerköralm unterhalb der Steinplatte (Chiemgauer Alpen). Biostratigrafisch aussagekräftige Fossilien wurden im Zuge der Kartierarbeiten nicht gefunden.

## **Steyr-Steinring-Fenster**

### **Kreide**

Das kleine, bereits bei HORNING (2014) beschriebene Steyringer Flyschfenster reicht knapp nördlich des Keferspitz gerade noch auf das diesjährige Kartiergebiet und zeichnet sich durch schwere, stark rutschungsanfällige Böden aus. Oberflächenaufschlüsse konnten keine gefunden werden. Wenig nördlich des diesjährigen Untersuchungsraumes fanden EGGER & RÖGL (2013) einen Aufschluss von ultrahelvetischer Buntmergelserie, die mit einer Foraminiferenfauna in das Eozän eingestuft werden konnte.

### **Quartär**

#### **Pleistozän**

Einige der im Untersuchungsgebiet kartierten quartären Ablagerungen lassen sich gesichert dem Pleistozän zuordnen: Vermutlich die Zeitspanne des Riß-Spätglazials repräsentieren isolierte Vorkommen von topografisch relativ hochliegenden Eisrandshottern. Hochwürmzeitliches Alter haben Niederterrassen-Sedimente, in die sich

die heutigen Vorfluter Steyr, Steyring und Teichl teilweise canyonartig eingeschnitten haben. Die Niederterrasse dürfte zeitlich mit einigen wenigen Lokalmoränenresten zusammenhängen, die sich an einigen Regionen des Kartiergebietes relikthaft erhalten konnten und ihrerseits Teil eines würmzeitlichen Lokalgletschernetzes sind, das auf dem Hochplateau des Toten Gebirges gebildet wurde und über nordgerichtete Sekundärtäler in das Tal der Steyring abfloss.

### **Eisrandsedimente, spätrißzeitlich**

#### **Riß-Spätglazial**

Karbonatisch verkittete Konglomerate mit vorwiegend abgerundeten Komponenten finden sich vereinzelt rund um den Schleipfengraben, an der Mündung des Haselbaches in der Hungerau, unmittelbar westlich Steyrbrücke sowie im unteren Bereich des Forstweges von Habach auf den Keferspitz auf ca. 600 bis 650 m a.s.l. Die Vorkommen im Einzugsgebiet der Steyring liegen durchschnittlich ca. 150 m über dem aktuellen Vorfluter und werden aufgrund dessen sowie ihrer talrandnahen Lage als spätrißzeitliche Eisrandsedimente interpretiert. Das Niveau des Vorkommens nahe der Steyrbrücke liegt ca. 80 m über der Steyr, jenes am Forstweg zum Keferspitz ca. 150 m über der Steyr. Ungeachtet ihrer Position entstanden sie während des abschmelzenden rißzeitlichen Eisstromnetzes, das zu dieser Zeit mutmaßlich seine größte Ausdehnung während des Eiszeitalters überhaupt hatte. Nach EGGER (2007) reichten die nach Norden abfließenden Lokalgletscher des Toten Gebirges im Brunntal der Steyring bis zur Vereinigung mit dem vom Kasberg kommenden Katzengraben (etwa die heutige Position des Forsthauses der Fürstlich Schaumburg-Lippischen Gutsverwaltung). Während die Endmoränen durch Erosionsprozesse vollständig ausgeräumt wurden, blieben die Reste der einstigen höherliegenden Schotterfluren in den unteren Hangbereichen oder in geschützten Senken erhalten. Aus dem Steyrtal kommend, vereinigte sich der rißzeitliche Steyr-Gletscher mit dem Warscheneck-Gletscher aus dem breiten Teichl und reichte wohl bis nördlich von Molln (EGGER & VAN HUSEN, 2011). So stammt das Vorkommen von Steyrbrücke ziemlich sicher aus dem Riß-Spätglazial, als das Eisniveau des Steyr-Warscheneck-Gletschers weit unter jenem des Höchststandes abgesunken war und sich die Kiese an der orografisch linken Seite des Gletscherastes in ca. 550 m a.s.l. akkumulieren konnten. Das Vorkommen am Osthang des Keferspitz liegt höher und sollte etwas älter sein, als der Gletscherstand des Steyr-Warscheneck-Eisstroms noch höher war.

Das angegebene Alter der Sedimente basiert auf Erfahrungswerten und der Kenntnis ähnlicher Vorkommen innerhalb der Nördlichen Kalkalpen, sollte allerdings durch Datierung bestätigt oder widerlegt werden. Die maximale Mächtigkeit der Eisrandablagerungen sind aufgrund unzureichender Aufschlussbedingungen nur abzuschätzen, dürften aber bei ca. 10 m liegen. In einigen kleinen Weganschnitten ist stellenweise noch eine diffuse Schichtung zu erahnen, die durch Korngrößenvariationen hervorgerufen wird.

Die kleinräumigen Vorkommen rund um den Schleipfengraben, nahe der Hungerau und oberhalb Steyrbrücke, bestehen vorwiegend aus kantengerundeten, seltener gut

gerundeten Komponenten, entsprechend des lokalen Einzugsgebietes ausschließlich aus Wettersteindolomiten bzw. Hauptdolomit. Deren Größe variiert zwischen wenigen Millimetern bis zu wenigen Dezimetern – die durchschnittliche Größe liegt zwischen 2 und 5 cm. Der verkitende Zement ist in-situ gebildeter feinkörniger Kalzit von feinsandiger Konsistenz.

Das Vorkommen unterhalb des Keferspitz besteht vorwiegend aus eckigen bis schlecht kantengerundeten Komponenten, entsprechend des lokalen Einzugsgebietes aus Kalken der Reifling- und Gutenstein-Formation. Die Größe variiert zwischen wenigen Millimetern bis zu wenigen Dezimetern – die durchschnittliche Größe liegt zwischen 2 und 5 cm. Der verkitende Zement ist in-situ gebildeter feinkörniger Kalzit von feinsandiger Konsistenz.

### **Lokalmoräne**

#### Spätwürm

Nach VAN HUSEN (1987) und EGGER (2007) sollte der Nordabfall des Toten Gebirges auch während des Würmglazials eine nicht unerhebliche Vergletscherung getragen haben: das Nährgebiet lag auf dem Hochplateau des Gebirgsmassivs rund um die Hauptgipfel Großer Priel und Schermberg. Der Hauptstrom zog nach Norden in die Hetzau und weiter in das Almtal, einige Seitenströme jedoch flossen zwischen Kasberg, Hundskogel und Sandberg gegen Nordosten ins Steyringer Tal ab – es gab wohl auch einen direkten schmalen Gletscherast aus der Hungerau zur Stögerreith sowie aus dem Stierkar zur Paukenhasel. Entsprechend finden sich kleinräumige Moränenreste mit schwach ausgebildeten Wallformen knapp westlich der Mündung des Haselbaches gegen die Stögerreith (am Denkmal des „letzten Hirsches“), am Osthang des Hühnerbodens im inneren Stierkar sowie an der Paukenhasel – auch hier mit sehr schwach ausgebildeten, erosiv stark überformten Wallstrukturen.

Alle Moränenreste wurden mittels hochauflösender Schummerungskarte detektiert und im Gelände verifiziert. Etwaige weitere Vorkommen dürften von holozänen Talablagerungen bzw. von Hangschuttmassen überdeckt sein.

Alle Moränenreste sind stark konsolidierte heterogene Kiese in schluffig-sandiger Matrix mit matrix- und komponentengestütztem Gefüge. Die Gesamtmächtigkeit wird auf maximal 10 m geschätzt.

Altersmäßig sollten die angesprochenen Lokalmoränenreste an den Nordabfällen des Toten Gebirges in das späte Hochwürm während des glazialen Maximums (LGM) einzustufen sein.

### **Niederterrasse**

#### Würm

Entlang der Steyrling und der Teichl haben sich die Vorfluter seit Ende der letzten Eiszeit canyonartig bis zu 15 m tief in einen konglomerierten, fest zementierten Niederterrassenkörper eingeschnitten und mit scharf ausgebildeter, frisch erodierter Erosionskante weitgehend zusammenhängend erhalten. Eine meist sehr scharfe und leicht überhängend ausgebildete Terrassenkante zeugt von einer immer noch aktiven Erosion. Die maximale Gesamtmächtigkeit beträgt entlang der Teichl etwa 20 m.

In den Vorkommen entlang von Steyrling und Teichl handelt es sich durchwegs um in Talrandverkitung konglomerierte, schlecht sortierte sandreiche Kiese mit weitgehend angerundeten bis gerundeten, ausschließlich kalkalpinen Geröllen. Kristallingerölle, etwa Gneise und Amphibolite aus dem Zentralalpin, wurden nicht gefunden, können aber potenziell auftreten, da das Einzugsgebiet der geschütteten Niederterrassensedimente südlich des Sengengebirges über den Warscheneck- und Pyhrn-Gletscher Verbindung zum Enns-Gletscher hatte, der seinerseits bis in die Zentralalpen reichte. Die oft von weitem erkennbare, bei näherer Betrachtung jedoch undeutlich werdende Schichtung wird durch Korngrößenunterschiede einzelner gradierter Lagen sowie aus Linsen von Sand- bis Steinfraktion gebildet. Insbesondere letztere können oft mehrere Zehner- bis im Extremfall wenige hundert Meter verfolgt werden, keilen jedoch stets aus und zeichnen ein hochdynamisches, fluviales Gefüge nach. Die Talrandverkitung sorgt je nach Komponentengröße innerhalb einer Bank für selektive fluviale bzw. subaerische Erosion, die zu weit vorspringenden Bänken bzw. Halbhöhlen führt. Die verfestigten Niederterrassenschotter zeigen nur oberflächliche Korrosion, die nicht tiefer wie 50 cm in den Terrassenkörper eindringt.

Faziell handelt es sich bei Niederterrassenschottern um periglaziale Ablagerungen eines „Braided-River“-Systems mit rasch wechselnder Akkumulation und Erosion in temporären Flussläufen, das im Vorfeld würmzeitlichen Ferneisstromnetzes lag und die ganze Talbreite ausfüllte.

### **Sanderschotter, undefiniert**

#### Spätwürm

An der Jagdhütte Ebner und knapp nördlich davon bestehen zwei Vorkommen von relativ homogenen Mittelkieskörpern mit einer auffallend sandigen Matrix. Während das südliche Vorkommen an der Jagdhütte keinerlei morphologische Besonderheiten aufweist und mit nur wenigen Metern Mächtigkeit den Hauptdolomit-Hängen aufliegt, zeigt das nördliche Vorkommen gegen den Ebnergraben eine ausgesprochen deutliche Erosions- oder Terrassenkante. Diese Charakteristika lassen eine Interpretation als Rest eines einst größeren, zusammenhängenden Sanders oder Schuttstromes zu, der – von Süden vom Ebnersattel kommend – den inneren Ebnergraben ausgefüllt haben mochte, durch jüngere Erosionsprozesse jedoch weitgehend abgetragen wurde.

### **Holozän**

#### **Schuttkegel, Hangschutt (z.T. blockreich)**

Die Akkumulation von Schuttmassen ist schwerpunktmäßig an der Flankenbasis der meisten Bergmassive des Kartiergebietes verbreitet. Vor allem die größeren, tief in die Gebirgsregionen eingeschnittenen Täler der Vorfluter Steyrling, Weißenbach, aber auch die nur während niederschlagsreicher Perioden episodisch stärker Wasser führenden Seitentäler (Haselbach, Paukenhasel) sind talnah dort schutterfüllt, wo das Relief flacher wird und der Bach die Hangschuttmassen noch nicht ausräumen konnte. Die in ihrem Unterlauf tief eingeschnittene Steyr konnte zwischen Laaberg und Steyrbrücke weitgehend alle Schuttmassen ausräumen, so dass heute lediglich das Flussbett schutterfüllt ist und sich an den Flanken kaum mehr Hang-

schuttreste haben erhalten können. Die tief V-förmig eingeschnittenen Täler von Ötzgraben, Hühnerzipf und Weißenbach sind in ihren Oberläufen weitgehend von Schutt ausgeräumt und zeigen über weite Strecken anstehenden Hauptdolomit. Lediglich an ihren Vereinigungspunkten haben sich größere Schuttmengen akkumulieren können, gerade auch in der etwas weicheren Lithologie Hauptdolomit.

Die wesentlichen Schutt-Lieferanten bilden Wetterstein-Formation und Hauptdolomit, die flächenmäßig am weitesten im Einzugsgebiet verbreitet sind, untergeordnet finden sich Gerölle von Reifling-, Steinalm- und Gutenstein-Formation. Die in den Talgründen erhaltene Niederterrasse wird oft teilweise von beidseitig akkumulierenden Schuttmassen überdeckt. Teilweise ist eine deutliche Gradierung von feineren zu gröberen Bereichen mit Blockschutt (mit ca. 50 % Komponentendurchmessern von mehr als 1 m) vom Wandfuß bis zur Kar-Basis zu beobachten.

Die Lithologie der schätzungsweise bis 15 m mächtigen Schuttfelder wird durch das Anstehende unmittelbar beeinflusst, das Korngrößenspektrum und der Habitus der Schuttbestandteile wiederum von den rheologischen Eigenschaften der betreffenden Lithologie. So neigt beispielsweise Wettersteinkalk und bedingt auch Kalkstein der Reifling-Formation zu tafeligem bis grobblockigem Schutt. Tektonisch unbeeinflusster Hauptdolomit und Wettersteindolomit bilden eher einen kleinstückigen Detritus, die mergeldominierte Lunz-Formation hingegen sehr feine Abschwemmungen, wobei genau hier der Übergang zu Muren, Rutschungen und sonstigen Fließstrukturen (=> Abschwemm-Massen) Übergangslos ist.

### **Jüngere Muren und Schuttströme**

Vor allem erosiv inkompetenter, kleinstückig verwitterter, da oft tektonisierter und grusig zerfallener Hauptdolomit neigt zur Ausbildung kleiner Muren und/oder Schuttströme jüngerer Alters, die meistens mehrere hundert Meter weit talwärts vorgeifen. Vor allem die Feinfraktion spielt in Verbindung mit Wasser und Bergfeuchte das Gleitlager, das auch relativ kleinvolumige Murkörper in engen Rinnen weit talwärts vorgeifen und ausfließen lässt (Unteres Fischbachtal, östlich des Sattels oberhalb Schlagbauernreith). Die wenigen Muren des Kartiergebietes sind aktuelleren Datums und zeigen relativ frische Schuttmassen.

Die Mächtigkeit der Schuttströme und Muren liegt wahrscheinlich im Bereich von wenigen Metern. Sie bestehen entsprechend ihres Liefergebietes aus ungerundeten Komponenten unterschiedlichster Größe (meistens Sand- bis Stein-, seltener Block-Fraktion).

### **Rutschungen**

Im Untersuchungsraum wurde lediglich ein größerer, vermutlich oberflächennaher Rutschkörper in der Nordostflanke des Weißenberges auskartiert. Deren Entstehung liegt hier in kleinstückig verwitterndem Unteren Hauptdolomit, ist mit knapp 15.000 m<sup>2</sup> Flächenausdehnung jedoch eher unbedeutend.

### **Holozäne Bachschotter, ungegliedert**

Mächtiger holozäne Flussschotter bestehen im Untersuchungsraum vor allem in den Bachläufen der Hauptvorfluter Steyrling und Teichl, also dort, wo ein flaches Gefäl-

le die Akkumulation von Sanden und Kiesen erlaubt. Der Unterschied zur polygenetischen Talfüllung ist das weitgehende Fehlen von Feinmaterial, welches durch die noch etwas höhere Wasserenergie ausgewaschen wird und erst in den jeweiligen Unterläufen und talauenähnlichen Verbreitungen (Ortschaft Steyrling) abgelagert wird. Entsprechend sind im Brunntal beinahe reine Kiesflächen, allenfalls lokal mit zwischengeschalteten Sandlinsen in zeitlich eng begrenzten Stillwasserbereichen ausgebildet. Die Zusammensetzung der Ablagerungen ist einerseits von den lithologischen Gegebenheiten des Einzugsgebietes – Reifling-Formation bis Hauptdolomit – und andererseits von der Oberflächenmorphologie sowie der Transportkraft des Wassers abhängig. Es treten überwiegend Kiese und Sande, untergeordnet auch Schluffe, Steine und Blöcke auf. Strömungsbedingte Einregelung mit stromaufwärtigem Einfallen von oft plattigen Geröllen in Kies- und Steingröße sind häufig (dachziegelartige Imbrikation). Der Rundungsgrad zeigt – je nach Transportweite – ein weites Spektrum von eckig bis gut gerundet.

### **Talfüllung, Schwemmfächer**

Nur die flachliegenden Talbereiche der großen Vorfluter Steyr und Teichl erlauben mit relativ geringer Wasserenergie die Akkumulation von feinen Sedimenten wie Schluffen, liegen allerdings außerhalb des diesjährigen Kartiergebietes. Ein einziger Schwemmfächer bei Habach wird aus einem episodisch fließenden Bach vom Sattel oberhalb Schlagbauernreith aus gespeist und überdeckt teilweise würmzeitliche Niederterrassensedimente. Die Mächtigkeit hier beträgt allenfalls 10 m, entsprechend der anstehenden Lithologien finden sich sandig-kleinkiesige Hauptdolomit-Komponenten und tonig-erdige Bestandteile der Lunz-Formation gleichermaßen.

### **Erosionskanten**

Erosionskanten zeichnen die bis heute währende Landschaftsgestaltung nach und sind natürlich vorwiegend in pleistozänen und holozänen Lockergesteinen zu finden, aber auch in verwitterungsanfälligen Lithologien wie mürb-brüchigem und teilweise tektonisch brekziiertem Hauptdolomit. Sehr deutliche Erosionskanten verlaufen nahe der Grenzen von würmzeitlicher Niederterrasse zur rezenten polygenetischen Talfüllung (etwa in den canyonartigen Einschnitten von Steyr und Teichl).

### **Anschüttungen, anthropogen verändertes Material**

Industriezeitalter

Anthropogen verändertes Gebiet findet sich lediglich im Bereich kleinerer Ortschaften bzw. großer Infrastrukturprojekte wie an der Autobahnausfahrt St. Pankraz/Hinterstoder.

### **Tektonik**

Das gesamte Kartiergebiet befindet sich im Bereich der Totes Gebirge-Decke mit einigen wenigen sehr mächtigen Kalk- und Dolomitkalk-dominierten Lithologien. Im Zuge der N-S-gerichteten alpinen Kompression reagierte dieser Sedimentstapel auf diesem Grund quasi wie ein rigider Block, der sich weitgehend spröde und nur untergeordnet duktil verformt – letzteres nur in Form weitspanniger

Synklinalen und Antiklinalen. Deswegen ist die Tektonik der Totes Gebirge-Decke weitaus weniger komplex wie die der unterlagernden tirolischen Staufer-Höllengebirge-Decke und bajuvarischen Reichraming-Decke, die in ihrem Stirn- bzw. Kollisionsbereich auch aufgrund mergeldominierter Lithologien eine starke duktile Verformungskomponente inklusive Verschuppung und Zerwürgung erfahren hat (HORNUNG, 2014, 2016, 2017a–c). So lässt sich der Untersuchungsraum in eine große Synklinale und zwei durch südeinfallende Überschiebungsbahnen getrennte tektonische Schollen untergliedern. Diese sollen nachfolgend kurz charakterisiert und besprochen werden.

### Die Hühnerzipf-Synklinale

Der Stirnbereich der Totes Gebirge-Decke vom Brunnenal bis nach Steyrling und gegen Osten in das Teichtal wird von einer großen, leicht westvergente und nach SSE einfallenden Synklinalkonstruktion eingenommen, der Hühnerzipf-Synklinale (benannt nach dem Hühnerzipf im Muldenzentrum). Die Synklinale ist durch umlaufendes Streichen in mitteltriassischen Einheiten wie Reifling- und Wetterstein-Formation sowie dem auskartierbaren Verlauf der hier relativ geringmächtigen Lunz-Formation gut dokumentiert. Der Synklinalkern wird von Hauptdolomit eingenommen, der allerdings – wie das Vorkommen von toniger Lunz-Formation oberhalb des Heindlbodens zeigt – in sich weitspannig verfalzt ist.

Nach Westen wird die Hühnerzipf-Synklinale durch die Hochflora-Scholle tektonisch gekappt. Nach Osten zieht sie sich – gut erkennbar am dünnen Band aus Lunzer Schichten – bis auf die Höhe von St. Pankraz im Teichtal und wird dort durch die Windischgarstener Seitenverschiebung (vermutlich eine Lateralverschiebung mit Schrägaufschubkomponente) abgeschnitten. Die Fortsetzung der Lunz-Formation gegen Osten tritt östlich des Lainberges abermals zutage.

### Hochflora-Scholle

Nach Süden wird die Hühnerzipf-Synklinale entlang des Klausgrabens und seiner Verlängerung nach Westen (zwischen Habichtkogel und Hochflora) durch eine vermutlich mäßig steil nach Süden einfallende Überschiebung gekappt. Diese ist in den monotonen Hauptdolomit-Abfolgen hauptsächlich im DGM konstruiert, kann im Gelände jedoch insofern verifiziert werden, weil das geringmächtige Band von Lunz-Formation im Westschenkel der Hühnerzipf-Synklinale und das Vorkommen oberhalb des Heindlbodens jeweils abgeschnitten wird. Die Hochflora-Scholle besteht oberflächennah beinahe zur Gänze aus Hauptdolomit-Sequenzen. Nur ganz im Süden tritt mit der Haring-Synklinale stratigrafisch hangender Plattenkalk und Kössen-Formation kleinräumig zutage. Im Steyrtal wird die Hochflora-Scholle durch eine vermutete Großstörung tektonisch begrenzt. Inwieweit es sich hierbei um eine reine Störung oder aber um eine Seitenverschiebung handelt, konnte in diesem Rahmen nicht geklärt werden.

### Lärchstock-Scholle

Sowohl Hochflora-Scholle als auch der westliche Rand der Hühnerzipf-Synklinale werden entlang einer W–ESE verlaufenden, leicht gebogenen Linie von Haselbach–Paukenhasel–Hofbaueralpe–Haring von Dolomitmalk-Sequenzen

der Wetterstein-Formation überschoben. Diese als „Lärchstock-Scholle“ bezeichnete tektonische Einheit bildet quasi den Nordsockel der Gebirgsfront des Toten Gebirges – die Grenze ist sehr schön entlang des Forstweges vom Ötzbach zur Zeilingeralpe erschlossen.

## Literatur

ARTHOFER, P. (1998): Der Bleibergbau in der Kaltau bei Steyrling – ein montanhistorisches Relikt im Bezirk Kirchdorf. – *Oberösterreichische Geonachrichten*, **13**, 29–34, Linz.

BÖKENSCHMIDT, S. & ZANKL, H. (2005): Lithology, biostratigraphy and sedimentary petrology of the T-J-boundary in the Steinplatte and Scheibelberg area (Salzburg–Tirol, Austria). – In: PÁLFY, J. & OZSVÁRT, P. (Ed.): Program, Abstracts and Field Guide. – 5<sup>th</sup> Field Workshop IGCP 458 Project, 10–11, Tata und Hallein.

DONOFRIO, A.D., BRANDNER, R. & POLESCHINSKI, W. (2003): Conodonten der Seefeld-Formation: ein Beitrag zur Bio- und Lithostratigraphie der Hauptdolomit-Plattform (Obertrias, westliche Nördliche Kalkalpen, Tirol). – *Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck*, **26**, 91–107, Innsbruck.

EGGER, H. (2007): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 67 Grünau im Almtal. – 66 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

EGGER, H. & VAN HUSEN, D. (2007): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 67 Grünau im Almtal. – Geologische Bundesanstalt, Wien.

EGGER, H. & VAN HUSEN, D. (2011): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 69 Großraming. – Geologische Bundesanstalt, Wien.

EGGER, H. & RÖGL, F. (2013): Bericht 2007 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen auf Blatt 68 Kirchdorf an der Krems. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **153**, 372, Wien.

ENOS, P. & SAMANKASSOU, E. (1998): Lofer Cyclothems Revisited. – *Facies*, **38**, 207–228, Erlangen.

FLÜGEL, E. (2004): *Microfacies of Carbonate Rocks – Analysis, Interpretation and Application*. – 976 S., Berlin (Springer).

GEYER, G. & ABEL, O. (1913): *Geologische Spezialkarte der im Reichsrat vertretenen Königreiche und Länder der Österreich-Ungarischen Monarchie*, 1:75.000, Blatt Nr. 4852 Kirchdorf. – Geologische Bundesanstalt, Wien.

HORNUNG, T. (2007): The ‘Carnian Crisis’ in the Tethys realm – multistratigraphic studies and palaeoclimate constraints. – *Dissertation*, Universität Innsbruck, 233 S., Innsbruck.

HORNUNG, T. (2014): Bericht 2013 über geologische Aufnahmen im Gebiet Steyrling–Kremsmauer auf Blatt 4201 Kirchdorf an der Krems. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **154**, 343–353, Wien.

HORNUNG, T. (2016): Bericht 2014 über geologische Aufnahmen im Gebiet Kienberg und Klaus (Oberösterreichische Voralpen / Sengsenengebirge) auf Blatt NL 33-02-01 Kirchdorf an der Krems. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **156**, 318–326, Wien.

HORNUNG, T. (2017a): Bericht 2015 über geologische Aufnahmen im Gebiet Schillereck (Oberösterreichische Voralpen / Sengsenengebirge) auf Blatt NL 33-02-01 Kirchdorf an der Krems. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **157**, 387–400, Wien.

HORNUNG, T. (2017b): Bericht 2016 über geologische Aufnahmen im Gebiet Breitenau (Oberösterreichische Voralpen / Sengsenengebirge) auf Blatt NL 33-02-01 Kirchdorf an der Krems. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **157**, 401–412, Wien.

HORNUNG, T. (2017c): Bericht 2017 über geologische Aufnahmen im Gebiet Hoher Nock (Oberösterreichische Voralpen / Sengsenengebirge) auf Blatt 68 Kirchdorf an der Krems. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **157**, 340–353, Wien.



KRAUS, O. & SCHMIDT-THOMÉ, P. (1967): Faziesverteilung in der alpinen Trias des Heiterwand-Gebietes (östliche Lechtaler Alpen, Tirol). – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie: Monatshefte, **1967**, 117–127, Stuttgart.

KRENMAYR, H.-G., SCHNABEL, W. & REITNER, J. (2006): Geologische Karte von Oberösterreich 1:200.000. – Geologische Bundesanstalt, Wien.

LEIN, R. (1989): Neufassung des Begriffs Raminger Kalk (Oberadin-Unterkarn) auf mikrofazialer Grundlage. – Internationales 4. Treffen deutschsprachiger Sedimentologen. – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **16**, Zusatzblatt ohne Seitenangabe, Innsbruck.

PILLER, W., EGGER, H., ERHART, C.W., GROSS, M., HARZHAUSER, M., HUBMANN, B., VAN HUSEN, D., KRENMAYR, H.-G., KRZYSTYN, L., LEIN, R., LUKENEDER, A., MANDL, G.W., RÖGL, F., ROETZEL, R., RUPP, C., SCHNABEL, W., SCHÖNLAUB, H.P., SUMMESBERGER, H., WAGREICH, M. & WESSELY, G. (2004): Die stratigraphische Tabelle von Österreich 2004 (sedimentäre Schichtfolgen). – Österreichische Akademie der Wissenschaften und Österreichische Stratigraphische Kommission, Wien.

RUPP, C., LINNER, M. & MANDL, G. (2011): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Oberösterreich 1:200.000. – 255 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

SCHLAGER, W. & SCHÖLLNBERGER, W. (1974): Das Prinzip stratigraphischer Wenden in der Schichtenfolge der Nördlichen Kalkalpen. – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, **66/67**, 165–193, Wien.

STANTON, R.J. & FLÜGEL, E. (1989): Problems with Reef Models: The late Triassic Steinplatte „Reef“ (Northern Alps, Salzburg/Tyrol, Austria). – Facies, **20**, 1–53, Erlangen.

TOLLMANN, A. (1966): Die alpidischen Gebirgsbildungs-Phasen in den Ostalpen und Westkarpaten. – Geotektonische Forschungen, **21**, 1–156, Stuttgart.

VAN HUSEN, D. (1987): Die Ostalpen in den Eiszeiten. – 24 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

VAN HUSEN, D. (2017): Quartärgeologische Manuskriptkarte am Südrand des Sengengebirges (Steyr – Teichl – Rettenbach). – Geologische Bundesanstalt, Wien.

## **Bericht 2018 über geologische Aufnahmen quartärer Sedimente und Formen (gravitative Massenbewegungen) auf Blatt 68 Kirchdorf an der Krems**

MICHAEL MOSER & MICHAEL LOTTER

Im Speziellen wurden im Mai 2018 zwei Areale mit **gravitativen Massenbewegungen** an der Westflanke des Rieserberges (Kote 870 m) und im oberen Einzugsgebiet des Rutzelbaches nordöstlich der Grünburger Hütte begangen, um eine **prozessorientierte Ansprache** und **räumliche Abgrenzung** der darin involvierten Fest- und Lockergesteine durchzuführen.

**1.) Der Rieserberg (Kote 870 m)**, südöstlich oberhalb der Steyrleithen zwischen Grünburg im Norden und Molln im Süden an der Ostflanke des Steyrtales (Oberösterreich) gelegen, stellt eine breite Juramulde der Ternberg-Decke (Tiefbajuvarikum) dar. In eine breite Umrahmung aus Hauptdolomit und Plattenkalk sind Mergel, Kalkmergel und Hornsteinkalke der Kössen- und Allgäu-Formation eingefaltet worden, deren überwiegend mechanisch „weiches“ und generell wasserstauendes Verhalten (feinklasti-

sche Anteile, veränderlich feste Gesteine) an allen Seiten des Rieserberges zu Hanginstabilitäten geführt hat. Besonders markant sind die gravitativen Massenbewegungen an der dem Steyrtal zugewandten Westflanke des Rieserberges, die sich über einen Höhenunterschied von insgesamt etwa 450 Höhenmetern erstrecken und zu einer deutlichen Verengung des Steyrtales an dessen orografisch rechter Seite geführt haben. Im Unterhang ist eine maximal etwa 500 m breite, nach oben schmal zulaufende vermutliche Gleitmasse mit überwiegend Lockermaterialcharakter ausgebildet, die deutlich dislozierte und gut durchmischte, in einer feinkörnigen Matrix schwimmende Komponenten (Kies, Steine, Blöcke) aufweist. Der Oberhang ist durch mehrere Kriechhang-Bereiche mit noch im Verband befindlichen Gesteinsmassen charakterisiert.

Die **Kriechhänge** im oberen Hangabschnitt des Rieserberges entwickeln sich allmählich und ohne deutliche Ausbildung von Abrisskanten aus den im Kammbereich anstehenden Mergeln und Hornsteinkalken der Kössen- und Allgäu-Formation. Morphologisch kann ein getrepptes, „unruhiges“ Gelände mit Hangverflachungen beobachtet werden, wo sich das anstehende Gestein mit durch Faltung steil stehender Schichtung in große verstellte Felsschollen aufzulösen beginnt. Dabei lassen größere Felspartien den noch erhaltenen Verband der Klufftkörper erkennen. Der Verwitterungsschutt zeichnet noch die geologischen Strukturen der anstehenden Gesteinsserien nach und deutet somit geringe Umlagerungsweiten an. Zwischen den einzelnen Kriechhängen lassen sich stabile Festgesteinspartien ausnehmen, die lithologisch bedingt größere Hangneigungen ausbilden können und sich durch eine vergleichsweise ausgeglichene Topografie auszeichnen.

Die den gesamten Unterhang des Rieserberges einnehmende Lockermaterialablagerung, die als **Gleitmasse** interpretiert wird, setzt mit überwiegend deutlich ausgebildeten, bis zu 10 m hohen Abrisskanten im mittleren Hangniveau (ca. 600–640 m SH) ein. Im Abrissbereich können gegenwärtig aktive Absetzungen und Anbrüche beobachtet werden. Die gesamte Gleitmasse ist durch eine unruhige Morphologie, zahlreiche (mittlerweile drainierte oder gefasste) Quellaustritte, lehmig-steinige Böden sowie Säbel- und Schlangenzwischenwuchs von Bäumen charakterisierbar. Anrisse im dislozierten Lockermaterial zeigen eine rötlich-braune, tonig-schluffig-sandige Matrix mit matrixgestützten, kantengerundeten Steinen und Blöcken, deren lithologische Zusammensetzung das regionale Einzugsgebiet widerspiegelt. Der relativ hohe Tongehalt des Lockermaterials ist vor allem auf die Verwitterung der Mergel und Mergelkalke der Kössen-Formation zurückzuführen, die in entsprechend verwittertem Zustand schon ab einer Hangneigung von etwa 15° zu Hanginstabilitäten neigen. Das dadurch bedingte plastische Verhalten begünstigt sekundäre Fließprozesse, die auf sehr geringe aktuelle Bewegungen des morphologisch unruhigen Geländes schließen lassen. Hangabwärts kann eine deutlich zunehmende Durchmischung der gravitativen Ablagerung beobachtet werden, so dass schließlich eine polymikte Komponentenverteilung aus Plattenkalk, Kössen- und Allgäu-Formation innerhalb der Gleitmasse vorliegt. Die maximale Mächtigkeit der Gleitmasse wird auf 30 bis 40 m geschätzt. Oberhalb dieses Abrissniveaus, ab etwa 640 m SH hangaufwärts, liegt durchwegs ein teils aufgelockerter

Festgesteinsverband vor, wobei eine morphologisch auffällige „Dreiecksstruktur“ mit als Abrisskanten zu interpretierenden Geländestufen auf ca. 740 m SH eine initial abgeglittene Felsscholle darstellen könnte.

Eine wichtige Frage ist die nach dem Alter der Gleitmasse. Die Beobachtungen am Hangfuß des Rieserberges oberhalb der Steyr in 380 m SH deuten darauf hin, dass die würmeiszeitliche Niederterrasse, die ursprünglich ein von Süden nach Norden durchlaufendes Niveau in 390 m SH besessen haben dürfte, durch die Massenbewegungen im unteren Westhang des Rieserberges zum Großteil ausgeräumt und durch die fluviatile Erosion der Steyr abgetragen worden sein dürfte. Im Talniveau ist nämlich die Niederterrasse auf der gesamten Breite der Gleitmasse von dieser fast gänzlich verdrängt worden. Damit kann eine spät- bis postglaziale Hauptaktivität der Massenbewegungen am Rieserberg angenommen werden. Am nördlichen Rand der Gleitmasse hat sich aus dem dort tief erodierten Randgraben ein Schwemmkegel entwickelt, der auf dem Ablagerungsniveau der Niederterrasse ausläuft. Dieser dürfte sich demnach syn- bis postgenetisch zur Gleitmasse des Unterhanges ausgebildet haben. Bemerkenswert ist die Tatsache, dass die markante Hohlform der gesamten Westflanke des Rieserberges nicht den Umfang der darin gelegenen, kleiner dimensionierten und durch stabile Bereiche untergliederten Massenbewegungen wiedergibt. Diese Hohlform hat demnach andere, geologisch-tektonisch bedingte Ursachen aus einer älteren Phase der Reliefprägung, welche die Entwicklung der darin gelegenen Massenbewegungen aber begünstigt haben dürfte. Möglicherweise hat auch eine prä-würmhochglaziale Massenbewegungsaktivität im Wechselspiel mit der fluviatilen

Erosion der gravitativen Ablagerungen am Hangfuß dazu beigetragen.

**2.) Im oberen Einzugsgebiet des Rutzelbaches nordöstlich unterhalb der Grünburger Hütte** kann in der feinklastischen Losenstein-Formation direkt an und unterhalb der Deckengrenze zwischen Ternberg- und Reichraming-Decke der Abrissbereich mehrerer Schuttströme beobachtet werden. Die Abrisskanten dieser **Fließmassen** liegen im Bereich der anstehenden Sand- und Mergelsteine im dortigen Almgelände. Die **Schuttstromablagerungen** setzen sich aus verstreuten oder auch nestförmig angereicherten kantigen Blöcken und Steinen von Jurakalken (Mikritoidkalk, Steinmühlkalk) und Radiolariten der Ruhpolding-Formation (Reichraming-Decke) als Komponenten in einer vorwiegend feinsandig-schluffigen Matrix aus verwitterten Sandsteinen der Losenstein-Formation (Ternberg-Decke) zusammen. Die Jurakalk-Blöcke, die vor allem im untersten Abschnitt der Schuttstromablagerungen gehäuft auftreten, liegen deutlich außerhalb der Reichweite von Felsstürzen aus den Jurakalk-Felswänden der Reichraming-Decke auf etwa 1.000 m SH. Sie müssen daher, nach ihrem Transport durch das Felssturzgeschehen, durch gravitative Fließprozesse weiterverfrachtet und so in ihre heutige, tiefe topografische Position geraten sein. Die relativ geringe Plastizität des Verwitterungsmaterials der Losenstein-Formation dürfte im Vorherrschen der Schluff- und Sandfraktion bei entsprechend geringerem Tongehalt begründet sein. Die damit eher relativ niedrige Fließgrenze des Materials könnte ein Indiz für das ausgeglichene und nur wenig kupierte Geländeprofil im Bereich der Schuttströme sein.

## Blatt 102 Aflenz Kurort

### Bericht 2016 über geologische Neuaufnahmen und Nachbegehungen auf Blatt 102 Aflenz Kurort

GERHARD BRYDA

Im Berichtsjahr wurde die am südöstlichen Blattrand gelegene Ostflanke des Höhenzuges zwischen Hörsterkogel (1.609 m ü. A.) und Hochanger (1.682 m ü. A.) am Südostrand des Kartenblattes geologisch neu aufgenommen. Zusätzlich wurden 24 Geländetage für Nachbegehungen am Nordrand des Kartenblattes zwischen Gußwerk und Rotmoos und am Ostrand des Kartenblattes im Gebiet um Gollrad verwendet, um noch offene Fragestellungen zu klären.

#### Nachbegehungen zwischen Gußwerk und Rotmoos

##### Gratmauer–Maißkogel–Gutenbrand

Im Bereich der Südflanke der Gratmauer zwischen Hals und Maißkogel existieren zahlreiche, bisher nicht erkannte Massenbewegungen, die auf den flach nach Norden einfallenden Feinsand- und Tonsteinen der „Leckkogel Schich-

ten“ aufsitzen. Meist handelt es sich um Großschollen, die sich aus den wandbildenden oberkarnischen Kalken und Dolomiten im Hangenden des terrigenen Karniums abgelöst haben sowie um mehrere große Block-Schuttströme, die bis zur Salza hinabreichen. Die Abrisskanten der Massenbewegungen sind bereits stärker überformt und daher bereits vor längerer Zeit angelegt worden. Die Schuttströme vermutlich rezent nur gering aktiv. Das Hochtal südlich der Gratmauer, zwischen Hals und Salzatal, wird durch würmeiszeitliche Moränenablagerungen (VAN HUSEN, 2016: unveröffentlichte Manuskriptkarte im Archiv der Geologischen Bundesanstalt) und Hangschutt vollständig verfüllt.

##### Wieskogel–Rodler–Brunner Loch

Am Kamm, der von der Höhe 1.316 m südlich Brunnerloch nach Südwesten in Richtung Wieskogel streicht, ist ein braun anwitternder, plattig zerfallender, poröser Feinsandstein äußerst schlecht aufgeschlossen. Dieser ist karbonatfrei (braust nicht mit verdünnter HCL), enthält jedoch selten einzelne dünne Lagen schwarzer Kalke bis Mergel. Im Dünnschliff besteht das Gestein praktisch ausschließlich aus Radiolarien und Schwammnadeln, die dicht gepackt in eine, durch opake Fe-Mineralen pigmentierte, kieselige Matrix eingebettet sind. Auch etwas feiner sili-

zirklastischer Detritus ist vorhanden und teilweise in Lagen angereichert. Die hohe Porosität des Gesteines ist häufig auf die nur unvollständige Zementation zahlreicher Radiolariengehäuse zurückzuführen. Im Liegenden stehen an der Forststraße, die südwestlich Rodler durch den Badstubenbraben verläuft, ebenflächig plattige, cm- bis dm-geschichtete, dunkelgraue kieselige Kalke bis Mergel an. Diese sind intern feingeschichtet und enthalten zahlreiche gradierte Detrituslagen. Im Dünnschliff besteht das Komponentenspektrum der Detrituslagen hauptsächlich aus Echinodermen-Bruchstücken und kreisrunden bis ovalen Mikritkörnern. Diese sind häufig strukturlos, lassen jedoch manchmal einen konzentrischen Lagenbau erahnen, der eine zentrale Komponente umwächst. Es könnte sich hier teilweise um Mikritonkoide handeln. Weitere Komponenten sind feine Schalenbruchstücke, Schwammnadeln und seltene Foraminiferen sowie etwas siliziklastischer Detritus.

Die Detrituslagen mit allochthonen Komponenten wechseln mit Lagen, die fast ausschließlich aus dicht gepackten Radiolarien, Schwammnadeln und feinen Schalenbruchstücken bestehen. Die dunkle Färbung des Gesteins resultiert teilweise aus im Sediment fein verteilten opaken Fe-Mineralen, die an Oxidationsfronten rostrot anwittern.

Die nun detailliert beschriebene, turbiditische Schichtfolge setzt auf einer, bereits von RISAVY (1995) und MOSER (2013) beschriebenen, oberjurassischen Brekzienentwicklung mit Großschollen aus Dachsteinkalk und tiefer jurassischen Gesteinen auf. Die gleichen Autoren ordnen jedoch die im Hangenden der Brekzie auflagernden Karbonatturbidite und Radiolarite der Oberalm-Formation zu. Die Oberalm-Formation besteht jedoch typisch aus hellgrauen, mergeligen, mikritischen Kalken mit eingeschalteten Karbonatturbiditlagen, die als Barmsteinkalkbänke bezeichnet werden (FENNINGER & HOLZER, 1970).

Aus dem Vergleich dieser Definition mit den oben beschriebenen makroskopischen und mikrofaziellen Gesteinsmerkmalen der Schichtfolge zwischen Wieskogel und Rodler erscheint daher deren Zuordnung zur Oberalm-Formation problematisch. Eher kann besonders der liegende Abschnitt der Schichtfolge mit der Tauglboden-Formation verglichen werden.

### **Nachbegehungen im Gebiet um Gollrad**

In diesem Gebiet wurde versucht, die Abgrenzung zwischen den Werfener Schichten und der stratigrafisch liegenden Präbichl-Formation zu verbessern. Die Präbichl-Formation stellt eine korngestützte Brekzie mit rotvioletttem Bindemittel dar, die im Arbeitsgebiet zum überwiegenden Teil aus Quarz- und Gesteinsbruchstücken besteht. Diese Brekzie geht unter Abnahme der Korngröße in die siltig-feinsandigen, rotviolett und grün gefärbten Schiefer und quarzitisches Sandsteine der Werfener Schichten über.

Die Brekzien der Präbichl-Formation konnten nun auch südlich des Ratbaches und im Bereich der Ortschaft Gollrad, wo sie den markanten Höhenzug zwischen dem Knappenbraben und dem Bachbauergraben aufbauen, nachgewiesen werden. Sie folgen hier dem Südschenkel jener enggedrückten, SSW–ENE streichenden Antiklinale, in deren Kern der Blasseneckporphyroid östlich Lerchgraben aufgeschlossen ist. Auch in der Westflanke des Grabens unterhalb Kohlanger, zwischen Gollrad und dem Brandhof, stehen Brekzien der Präbichl-Formation an. Sie bil-

den die Fortsetzung der bereits kartierten Vorkommen im Bereich Birnbaumgraben–Hanneskamp und tauchen nach Nordwesten unter die auflagernden violetten und grünen Werfener Schichten ab. Diese sind, bis auf den im Hangenden auftretenden Werfener Kalk, um Gollrad meist monoton und fossilieer entwickelt. An der Forststraße südlich Postwald (1.160 m ü. A.) stehen jedoch ausnahmsweise intensiv bioturbirte (Grabgänge) violette Werfener Schichten an. In den an neu gebauten Forststraßen nördlich Feistereck (1.544 m ü. A.) frisch angerissenen quarzitisches grünen Werfener Schichten sind teilweise bis zu cm-große, noch wenig limonitisierte Pyritkristalle (Pentagondodekaeder) eingewachsen. Vergleichbare Pyrite sind gemeinsam mit Bruchstücken von derbem Siderit und Hämatit auch auf den stark verwachsenen Halden der historischen Eisenbergbaue östlich Feistereck zu finden.

Am Feistereck fallen die Werfener Schichten mittelsteil nach Südwesten ein und werden von Brekzien der Präbichl-Formation überlagert – bilden mit diesen also eine inverse Schichtfolge. Die südlich im Bereich des Greithgrabens folgenden, hellen Bändermarmore stehen mit der Präbichl-Formation vermutlich in tektonischem Kontakt. Argumente für diese Annahme sind die zwischen beiden Einheiten scharf ausgebildete Grenzfläche, die bei einem stratigrafischen Kontakt vorhandenen, hier jedoch fehlenden Marmorlasten in der Präbichl-Formation und der, entlang der Grenzfläche teilweise bedeutend Fe-vererzte, Bänderkalk zu nennen. Ein vergleichbarer struktureller Bau wurde bereits von NIEVOLL (2016a, b) für den Bereich des östlich anschließenden Kartenblattes 103 Kindberg beschrieben. Hier ist der am Schottenkogel und Turntaler Kogel aufgeschlossene Kalkmarmor einer inversen Schichtfolge aus Präbichl-Formation und Werfener Schichten entlang einer steil Südwest fallenden Fläche überschoben. Die Felswand aus Kalkmarmor nördlich des Greithgrabens wird auf halber Höhe durch eine markante, ENE–WSW streichende Wandstufe zerschnitten, an der auch der Wirtschaftsweg durch das Wildgehege angelegt worden ist.

Diese Wandstufe besitzt die gleiche Streichrichtung wie der tektonische Kontakt des Kalkmarmores zu den liegenden Brekzien der Präbichl-Formation und folgt vermutlich einer internen Schubfläche. Am östlichen Blattrand (nördlich der Wildfütterung am Weg in den Greithgraben) wird die Wandstufe/Schubfläche durch eine NW–SE verlaufende Störung rechtsseitig um ca. 60 m versetzt. Westlich des Schottenkogels (Kartenblatt 103) wird der Marmorzug von einer gleichartig orientierten Störung schließlich vollständig abgeschnitten und grenzt tektonisch an die Präbichl-Formation.

Alle bisher besprochenen Gebiete der „Gollrader Bucht“ sind Teil der Norischen Decke. Im Bereich zwischen dem Gaiberg und der Göriacher Alm wird diese, unter Abscherung tieferer Anteile der Schichtfolge, direkt von hellem Wettersteinkalk und Wettersteindolomit der Mürzalpen-Decke überlagert. Faziell können diese einem Ablagerungsraum im Riff- bis Vorriffbereich zugeordnet werden. So ist der Wettersteinkalk an der Basis des Misitulkogels noch deutlich gebankt und graurosa gefärbt. Im Hangenden stellen sich Schuttlagen mit deutlich erkennbaren Gerüstbildner-Fragmenten und Lithoklasten bei gleichzeitig zurücktretender Bankung ein. Wie die bereits beschriebenen paläozoischen Schichtfolgen der Norischen Decke im Liegenden der Mürzalpen-Decke, so wird auch diese

durch mehrere NW–SE streichende Blattverschiebungen zerschnitten und der Kontakt zwischen den beiden Einheiten, unter Absenkung des westlichen Blockes, rechtsseitig versetzt. Diese NW–SE streichenden Blattverschiebungen wurden vermutlich im Zuge NW-vergenger Überschiebungen innerhalb der Mürzalpen-Decke und der Norischen Decke, bei gleichzeitiger Verfaltung der mobileren Werfener Schichten und Präbichl-Formation angelegt und entkoppeln unterschiedliche Verformungs- bzw. Überschiebungsbeträge.

Nördlich des Seebergsattels treten innerhalb der Werfener Schichten zahlreiche Gipsdolinien/Erdfälle auf, die den Wandfuß der Aflenzer Staritzen zumindest bis in das ehemalige Bergbaugelände oberhalb der Ortschaft Gollrad begleiten. Die Deckengrenze zwischen der Mürzalpen-Decke und der Norischen Decke muss daher innerhalb der Werfener Schichten, im Liegenden des Gips bzw. Haselgebirge führenden Bereiches verlaufen, kann aber nur ungenau festgelegt werden. Weitere Erdfälle treten erst wieder im Bachbauer Graben, gegenüber der Kote 955 m, auf. Die Deckengrenze verläuft daher vermutlich oberhalb Gollrad in den teilweise von Hangschutt bedeckten Werfener Schichten unterhalb der Schattleitlen bis in den Bachbauergraben. Danach folgt sie vermutlich dem Graben nach Nordosten, bis sie unmittelbar südlich der Einmündung des Baches in den Gollradbach durch Rauwacken markiert wird. Diese sind als schmaler Zug bis in die Einsattelung südlich Schütterkogel zu verfolgen und treten danach in mehreren dünnen Lamellen entlang der Deckenbahn auf, bis diese schließlich nördlich des Gasthofes Bieber (bereits Kartenblatt 103) das Aschbachtal quert.

Die Werfener Schiefer der Mürzalpen-Decke gehen im Hangenden in typische Werfener Kalke über, die dann von einem dunkelgrauen bis schwarzen Dolomitlaminat (Anisium, mit Vorbehalt „Gutenstein-Formation“) überlagert werden. Auf dem Dolomit der „Gutenstein-Formation“ liegt ein meist auffällig rosa gefärbter, mikritischer Kalk, der im Hangenden in den dunklen, dünn- bis mittelbankigen und teilweise Hornstein führenden Grafensteigkalk übergeht. Eine Conodontenprobe, die aus dem Buntkalk knapp oberhalb der Grenze zum unterlagernden Dolomit der „Gutenstein-Formation“ an der Forststraße westlich Hauserbauer Kogel (BMN M34 RW: 672113, HW: 281127) entnommen wurde, erbrachte eine individuenreiche Conodontenfauna des oberen Ladiniums (*Gladigondolella tethydis* HUCK. + ME, *Paragondolella inclinata* KOV. det. L. KRYSZYN, Univ. Wien). Der Kontakt zwischen dem Buntkalk und dem unterlagernden Dolomit der „Gutenstein-Formation“ ist tektonisch überprägt. Äquivalente des anisischen Knollenkalkes der Reifling-Formation und die Steinalm-Formation konnten nördlich Gollrad nicht nachgewiesen werden, sind jedoch in anderen Profilen der Region vorhanden. Analog zu den bereits bei der Sonnschien-Formation auf Kartenblatt 101 Eisenerz beschriebenen Verhältnissen (BRYDA et al., 2013), könnten diese Schichtglieder auch hier vor der Ablagerung des Buntkalkes entfernt worden sein. Am Wanderweg von der Voistalerhütte durch die Obere Dullwitz sind am Kontakt zwischen den Dolomitlaminaten der „Gutenstein-Formation“ und den auflagernden bunten Kalken, ca. 450 m westlich der Hütte, Brekzien aus Dolomitbruchstücken der „Gutenstein-Formation“ innerhalb des Buntkalkes aufgeschlossen. Ihre Interpretation als Spaltenfüllung erscheint unwahrscheinlich, da auch hier der Buntkalk über größere

Strecken direkt über dem Dolomit der Gutenstein-Formation liegt und Steinalm-Formation fehlt.

Am Hauserbauerkogel und Schütterkogel folgt der Kontakt des Buntkalkes zu den, in verschiedener Fazies auflagernden Wettersteinkalken, einer subparallel zur Deckenbasis streichenden Schuppenbahn.

### **Aufnahmearbeiten im Bereich Hörsterkogel-Hochanger**

Die Ostflanke zwischen dem Hörsterkogel und dem Hochanger wird durch eine für den Aflenzer Raum typische Abfolge der Mürzalpen-Decke aufgebaut.

Die Schichtfolge beginnt mit Werfener Schiefer, die in ihrem Hangendabschnitt in ca. 100 m mächtige Werfener Kalke übergehen. Darüber folgt dunkelgrauer, dünn- bis mittelbankiger, selten dickbankiger, intern laminiertes Anisdolomit, der im Profil südlich des Hörsterkogels maximal 250 m Mächtigkeit erreicht – in den Profilen nördlich davon jedoch nur tektonisch reduziert vorhanden ist.

Bereichsweise ist der oberste Abschnitt des Anisdolomits ungewöhnlich hell, zuckerkörnig und dickbankig ausgebildet. Es könnte sich an diesen Stellen daher bereits um dolomitisierte Steinalm-Formation handeln.

Im stratigrafischen Hangenden der anisischen Seichtwassererien folgen nun über einem deutlich entwickelten Scherhorizont Beckensedimente des oberen Anisiums und Ladiniums. Diese setzen mit auffällig dunkelgrau bis rosa gefärbten, Hornstein führenden, teilweise dolomitisierten, intern knolligen Bankkalken ein. Grüne Bestege und Flatschen in den Knollenflaserkalken sind tuffitverdächtig. Eine Probe BYG 16-026 mit den BMN M34-Koordinaten RW: 674437, HW: 272755 am Forstweg auf die Ostereralm erbrachte Conodonten des oberen Illyriums (*Neogondolella cornuta* BUD. & STEF., *Neogondolella* cf. *pseudolonga* KOV. et al., det. L. KRYSZYN, Univ. Wien). In anderen Profilen außerhalb des Arbeitsgebietes (Ostflanke des Ilgner Alpls, Eisental, Bürgergraben, Jauringgraben) setzt die Beckensedimentation mit dunkelgrauen bis schwarzen, Hornsteinknollen und Lagen führenden Knollenflaserkalken bereits im Grenzbe- reich Pelsonium/Illyrium ein, die in ihrer stratigrafischen Position und lithologischen Ausbildung mit dem Knollenkalk Member der Reifling-Formation verglichen werden können. Proben BYG 11-014, BMN 34 RW: 663936, HW: 268596, *Paragondolella* cf. *bifurcata* BUD. & STEF.; BYG 11-013, BMN 34 RW: 664422, HW: 269220, *Paragondolella bifurcata* BUD. & STEF.; BYG 08-047, BMN 34 RW: 668445, HW: 269919, *Paragondolella bifurcata* BUD. & STEF., *Paragondolella excelsa* MOS. (alle det. L. KRYSZYN, Univ. Wien). Erst über den schwarzen Knollenkalken folgen dort typischerweise jene bunt gefärbten, intern knolligen Bankkalken mit möglichen Tuffspuren, wie sie auch im Arbeitsgebiet anzutreffen sind.

Diese bunt gefärbten Kalke gehen innerhalb weniger Meter in einen überwiegend hellgrauen, teilweise Hornstein führenden, ebenflächigen Bankkalk über, der besonders im Hangenden Abschnitt allodapisch entwickelt ist. Deutlich allodapische Abschnitte sind besonders in den Profilen im Westteil des Kartenblattes Aflenzen zwischen dem Ilgner Hocheck und der Bürgeralpe zu finden.

In manchen Profilen (Ilgner Alpl, 1.506 m ü. A., Eisental westlich der Bürgeralm) sind die obersten Meter des hellgrauen Bankkalkes im Liegenden der stratigrafisch fol-

genden Halobien-schiefer dunkelgrau bis schwarz gefärbt und weisen mitunter Tonhütchen im Bereich der Bankflugen auf. Sie sind stratigrafisch bereits in das untere Julium einzuordnen. Vergleichbare dunkle Kalke finden sich auch am Top des „Hellgrauen Bankkalkes“ in der Südostflanke des Hörsterkogels, 1.609 m ü. A. Die Mächtigkeit des „Hellgrauen Bankkalkes“ erreicht maximal 150 m, unterliegt jedoch, tektonisch bedingt, starken Schwankungen bis zur vollständigen Abscherung nördlich Dreier Berg, 1.237 m ü. A.

Der Kontakt zu den auflagernden Halobien-schiefern ist am Südrand der Aflenzer Trias zwischen der Bürgeralpe und dem Hörsterkogel als deutliche tektonische Grenzfläche entwickelt. Ab der Schießling-Südflanke (KREUSS, 2009) sind die Halobien-schiefer in diesem Niveau intensiv durchbewegt, teilweise entfärbt (hellgrau anstatt dunkelgrau bis schwarz) und weisen durch Serizitbesteige glänzende Schieferungsflächen auf. Im Hangenden gehen die Halobien-schiefer in dunkelgraue bis braune Mergel und danach in Bankkalke über.

Im Bereich der Ostflanke des Hörsterkogels induzieren die inkompetenten Halobien-schiefer zahlreiche Rutschungen. Die Tonschiefer und Kalklagen sind daher durch Schutt und Gleitschollen aus den überlagernden Beckensedimente des oberen Karniums größtenteils verhüllt und können daher nicht im Detail aufgelöst werden. In der besser aufgeschlossenen Ostflanke des Hochanger schalten sich in die dunklen Bankkalke helle allodapische Kalke und Brekzienkalke ein. Diese enthalten teilweise große Crinoidenstielglieder und Gerüstbildner. Lateral gehen diese in dunkelgraue, teilweise braun anwitternde Brekziendolomite (Intraformationelle Brekzien mit teilweise laminierten Intra-klasten und Gleitstrukturen) über.

## Literatur

BRYDA, G., VAN HUSEN, D., KREUSS, O., KOUKAL, V., MOSER, M., PAVLIK, W., SCHÖNLAUB, H.-P., WAGREICH, M., AHL, A. (Beitr.), HEINRICH, M. (Beitr.), LENHARDT, W.A. (Beitr.), MOSHAMMER, B. (Beitr.), PFLEIDERER, S. (Beitr.), PLAN, L. (Beitr.), SCHEDL, A. (Beitr.) & SLAPANSKY, P. (Beitr.) (2013): Erläuterungen zu Blatt 101 Eisenerz. – 223 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

FENNINGER, A. & HOLZER, H.-L. (1970): Fazies und Paläogeographie des Oberostalpinen Malm. – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, **63**, 52–141, Wien.

KREUSS, O. (2009): Bericht 2009 über geologische Aufnahmen im Gebiet des Oisching-Schießlingkammes zwischen Feistringgraben und Seebach auf Blatt 102 Aflenz Kurort. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **149/4**, 528–530, Wien.

MOSER, M. (2013): Bericht 2012 über geologische Aufnahmen im Bereich Fuchsriegel-Wieskogel-Rodler-Lärchkogel-Ilmitzkogel-Bergfeld-Pötschberg-Oischinggraben auf Blatt 102 Aflenz Kurort. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **153/1**, 383–386, Wien.

NIEVOLL, J. (2016a): Bericht 2014 über geologische Aufnahmen in der Grauwackenzone auf Blatt 103 Kindberg. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **156**, 251–253, Wien.

NIEVOLL, J. (2016b): Bericht 2015 über geologische Aufnahmen in der Grauwackenzone auf Blatt 103 Kindberg. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **156**, 253–256, Wien.

RISAVY, R. (1995): Bericht 1994 über geologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen im Gebiet Moosbach – Draxlergraben auf Blatt 102 Aflenz. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **138/3**, 508, Wien.

VAN HUSEN, D. (2016): Geologische Manuskriptkarte 1:10.000 auf Blatt 102 Aflenz. – unveröffentlichte Manuskriptkarte, Geologische Bundesanstalt (A 19068-RA/102/2016).

## Bericht 2017 über geologische Neuaufnahmen und Nachbegehungen auf Blatt 102 Aflenz Kurort

GERHARD BRYDA

Im Sommer 2017 wurde die Westflanke des Hochanger (1.682 m ü. A.) zwischen dem Seegraben und der Missitulalm geologisch neu aufgenommen. Zusätzlich wurden bestehende Kartierungen (KREUSS, 2009) im Bereich der Hörsterkogel (1.609 m ü. A.) West-/Südflanke und im Bereich Schießling (1.667 m ü. A.) – Oisching (1.699 m ü. A.) sowie der „Unteren Dullwitz“ (BRYDA et al., 2002) überarbeitet und strukturelle und conodontenstratigrafische Daten ergänzt.

### Kartierung im Bereich Hochanger-Westflanke

Im Bereich der Hochanger-Westflanke verläuft eine bedeutende W–E streichende Störung, die eine Abfolge aus Hang- und Beckensedimenten des Karniums bis unteren Noriums im Süden von Wettersteindolomit in Riff-Fazies (Ladinium bis unterstes Karnium) im Norden trennt. Diese Störung wurde bereits von SPENGLER (1920) erfasst, besitzt nach der nun vorliegenden Neuaufnahme jedoch einen anderen Verlauf.

Im untersten Abschnitt verläuft die Störung in der Talfüllung des Grabens, der von der Spinnerin in das Seetal herabzieht. Danach im Bereich der Südflanke dieses Grabens und quert in 1.775 m Seehöhe den Rücken westlich der Missitulalm. Ab dort ist sie über die neu errichtete Missitulalm nach Osten bis zur Straßenkehre unterhalb des Hochanger verfolgbar, wo sie vermutlich von einer NW–SE streichenden Störung abgeschnitten wird.

Die stratigrafisch ältesten Anteile (Julium) der Hang- und Beckensedimente sind im untersten Teil der Talflanke, östlich des Seegrabens, aufgeschlossen. Hier steht ein dunkelgrauer bis schwarzer, ebenflächiger, variabel (3–15 cm) gebankter, teilweise intern feingeschichteter und teilweise kieseliger Bankkalk an, der mitunter weinrote kieselig-tonige Zwischenlagen enthält. Dieser Kalk wird durch Einschaltungen von Halobien-schiefern und Halobienmergeln in mehrere Züge untergliedert, die jedoch teilweise von Schutt verhüllt sind oder auskeilen und daher lateral nicht immer verbunden werden können. Einschaltungen von Halobien-schiefern sind an der Forststraße vom Seegraben in das Weittal in 900 bis 920 m ü. A. und an den Enden zweier kürzerer Forstwege, die von der Straße in den Plot-schengraben bei 980 und 1.015 m ü. A. abzweigen, erhalten.

Südlich der Störung zum Wettersteindolomit geht dieser Bankkalk in einen dolomitischen, andeutungsweise gebankten, hellen Schuttkalk mit Gerüstbildnern und einen hangend folgenden, dunkleren Bankdolomit mit Gerüstbildnern über. Im Hangenden wird dieses erste Schichtpaket von einem nun gut verfolgbareren Zug aus Halobien-schiefern abgeschlossen. Dieser verläuft knapp oberhalb der Forststraße in den Plotschengraben, verlässt diese dann aber ab der Forststraßenkehre bei 1.126 m ü. A., quert bei 1.169 m ü. A. den Grat zum benachbarten Graben (Spinnerin) und wird schließlich am Kontakt zum Wettersteindolomit tektonisch abgeschnitten.

Im Hangenden dieses bedeutenderen Schieferbandes folgt im Bereich der Scheibenmauer ein dunkelgrauer bis schwarzer, ebenflächig, plattiger, nur wenig Hornstein führender, dünnbankiger Kalk, der lateral gegen Norden, im Nahebereich der Störung zum Wettersteindolomit, wieder in einen variabel gebankten, intern laminierten Bankdolomit übergeht. Gleichartig ausgebildeter Plattenkalk ist im ganzen Gebiet von den Wandfluchten an der Südseite der Aflenzer Bürgeralm über den Schießling bis zum Hörsterkogel im Hangenden der Wechselfolge aus Halobien-schiefer und Kalken anzutreffen. Aufgrund zahlreicher Conodontenproben kann der Plattenkalk in den Profilen der Aflenzer Bürgeralm in den Zeitraum oberstes Julium bis unteres Tuvalium eingestuft werden. Dort wird der Plattenkalk dann von einem variabel gebankten, mittelgrauen Hornsteinkalk (oberes Tuvalium bis Alaunium?) und teilweise auch von einem große Hornsteine führenden Bankdolomit überlagert. Darauf folgt dünnbankigerer und hornstein- armer Aflenzer Kalk s. str. (Sevatium).

Auch der Plattenkalk der Scheibenmauer und am Hörsterkogel wird von einem Hornsteinknollen führenden Bankkalk überlagert, der lithologisch mit den Hornsteinknollenkalken der Aflenzer Bürgeralm verglichen werden kann. Im Gegensatz zu den Profilen der Bürgeralm sind jedoch am Top des Bankkalkes im Plotschengraben gut verfolgbare Halobien-schiefer aufgeschlossen. Diese stehen bereits wenig südlich der Störung, die den Wettersteindolomit von den karnisch-norischen Hang- und Beckensedimenten trennt, unterhalb der Forststraße von der Spinnerin in Richtung Hörsterkogel an, sind in der Kehre bei 1.310 m ü. A. gut aufgeschlossen und danach als schmales Band bis in den Graben südlich des Plotschengrabens verfolgbar. Hier wird die Schiefereinschaltung durch eine Störung abgeschnitten und um ca. 50 m nach unten versetzt. Sie ist danach noch ein kurzes Stück an der Forststraße, die vom Plotschengraben auf die Scheibenmauer führt, aufgeschlossen und keilt dann offenbar aus.

Die gleiche Störung trennt auch den Hornstein führenden Bankkalk oberhalb der Scheibenmauer von dunkelgrauen bis schwarzen, intern laminierten Bankdolomiten, in denen häufig Gleitfalten zu beobachten sind. Lateral lösen sich diese nach Norden in teilweise gelblich verfärbte Dolomitbrekzien auf. Vergleichbare Dolomitbrekzien stehen auch in den Flanken des Misitulgrabens westlich und östlich der Misitulalm sowie am Gipfel des Hochanger im Hangenden der dort vorhandenen geringmächtigen Halobien-schiefer auf.

Im Liegenden der geringmächtigen Halobien-schiefer-Einschaltung bei der Misitulalm treten hellgrau gefärbte, teilweise dolomitisierte allodapische Kalke mit Crinoiden-

bruchstücken und Brekzien auf, die von SPENGLER (1920) als Ramsaudolomit (Wettersteindolomit) angesprochen worden sind. Es handelt sich dabei jedoch vermutlich bereits um Kalke des Karniums, die mit dunklen Bankkalken verzahnen. Gleiche Kalke sind auch innerhalb der Ostflanke des Hochanger im Niveau der karnischen Bankkalke aufgeschlossen und enthalten dort Gerüstbildner (BRYDA, 2018, dieser Band).

Oberhalb der Misitulalm grenzt der Brekziendolomit des Karniums tektonisch an den Gerüstbildner führenden Wettersteindolomit in Riff-Fazies. Dieser bildet zumindest am Nord- und Westgrat des Hochanger auch die Unterlagerung des geringmächtigen Bandes aus Halobien-schiefer im Liegenden des karnischen Brekziendolomits, der den Gipfel des Hochanger aufbaut.

Auf der Süd- und Südostseite des Hochanger werden die Halobien-schiefer von einer Wechselfolge aus teilweise Gerüstbildner und Crinoidenstielglieder führenden Bankkalken und Brekziendolomiten unterlagert. Eine, aus einer Kalklage am Südgrat in 1.624 m entnommene Conodontenprobe (BYG 16-029, BMN 34 RW: 673690, HW: 274445, *Quadralella polygnathiformis* [BUDUROV & STEFANOV] MOSHER 1968, *Paragondolella foliata* BUDUROV 1975) ergab Conodonten des unteren Tuvaliums.

Oberhalb der Misitulalm grenzen diese Gesteine offenbar an einer NW–SE streichenden Störung tektonisch an den unterlagernden Wettersteindolomit. Auch das vergleichsweise hohe Alter (unteres Tuvalium) der Gesteine am Hochanger spricht für eine tektonische Grenze zu der südlich angrenzenden, mächtigen Schichtfolge aus karnisch bis unternorischen? Bankkalken und Dolomiten.

Aber auch hier endet die Schichtfolge oberhalb der Scheibenmauer und am Hörsterkogel innerhalb der Hornstein führenden, variabel gebankten Kalke. Sicherer Aflenzer Kalk s. str. (Sevatium) konnte bisher nicht nachgewiesen werden.

### Nachbegehungen im Bereich Schießling–Oisching

Am Schießling konnten die, im Bereich der Schießlingalm aufgeschlossenen dunkelgrauen Tonschiefer und Mergel als schmales Band über den Steinlauf nach Norden bis zum Zargenboden durchverfolgt werden. Zwei Conodontenproben aus den dunkelgrauen Bankkalken im unmittelbar Hangenden des Schieferbandes (Proben an der Forststraße KRO 15/08 (O. Kreuss) BMN 34 RW: 671515, HW: 271503, *Norigondolella* cf. *navicula* HUCKRIEDE, BYG 16-032 BMN 34 RW: 671387, HW: 271704, *Norigondolella steinbergensis* MOSHER) konnten in das Lac 1–2 und Lac 3-Sevatium eingestuft werden.

Obwohl die Tonschiefer am Steinlauf den Halobien-schiefern des Karniums im Aflenzer Raum lithologisch vollkommen gleichen, können diese aufgrund der im Hangenden folgenden norischen Bankkalke nicht mehr ohne Komplikationen mit diesen parallelisiert werden. Entweder handelt es sich um eine jüngere Terrigeneinschaltung an der Basis des Aflenzer Kalkes s. str.? am Schießling oder es existiert eine bisher nicht erfasste Schubfläche im Bereich des Schieferbandes. Eine simple Aufwölbung der Tonsteine aus der liegenden Abfolge aus Halobien-schiefern und karnischen Kalken im Sinne von SPENGLER (1920: Profil III) kann ausgeschlossen werden.

## Nachbegehungen im Bereich „Untere Dullwitz“

In der bereits bekannten, steilstehenden bis überkippten Schichtfolge östlich der Höllmauer (BRYDA et al., 2002), die von Werfener Schichten, Anisdolomit („Gutenstein-Formation“) über die Sonnschien-Formation bis in den Grafensteigkalk reicht, konnte nun auch noch die Steinalm-Formation nachgewiesen werden. Diese enthält im Handstück deutlich sichtbare und im Dünnschliff gut bestimmbare Dasycladalen (det. G. BRYDA).

Proben BYG 17-052, BYG 17-053 mit den Koordinaten BMN 34 RW: 665105, HW: 276078

*Teutloporella peniculiformis* OTT in GRANIER & DELOFFRE, 1995  
*Physoporella pauciforata pauciforata* PIA ex BYSTRICKÝ, 1964  
*Physoporella dissita* [GÜMBEL 1872] PIA 1912

sowie Foraminiferen des oberen Anisiums (Pelsonium) (det. G. BRYDA):

*Meandrospira dinarica* KOCHANSKY-DEVIDÉ & PANTIĆ, 1966  
*Endothyranella* cf. *tricamerata* SALAJ, 1967  
*Endothyranella pentacamerata* SALAJ, 1967

Der in der bisherigen Aufnahme (BRYDA et al., 2002) dargestellte Anteil der Sonnschien-Formation (Buntkalk an der Basis des Grafensteigkalkes) ist dementsprechend in seiner Mächtigkeit zu reduzieren und auch nicht typisch entwickelt.

Auf der der Höllmauer gegenüberliegenden Talseite ist am oberen Ende des großen Murenkegels im Liegenden des Wettersteindolomits, ein hellgrauer, massig wirkender Kalk aufgeschlossen, bei dem es sich um Wettersteinkalk in Vorriff-Fazies handeln könnte.

Der Wettersteindolomit im Hangenden ist mittelgrau, teilweise feingeschichtet und führt Onkoide, die besonders am Steig auf den Fölzsattel gut zu sehen sind. Er besitzt daher sicher lagunäre Fazies.

Im Bereich des Fölzsattels und am Steig Richtung Mitteralm folgt mittelgrauer, undeutlich gebankter, meist feingeschichteter bis laminiertes Dolomit mit Fenstergefügen und Onkoidlagen, der die Basis des norischen Dachsteinkalkes der Mitteralm bildet. Die Grenzziehung zum unterlagernden lagunären Wettersteindolomit ist aufgrund der ähnlichen Fazies nur schwer möglich, wenn die zwischen-

geschalteten Leckkogelschichten fehlen. In der Umgebung des Kreuzes am Steig westlich des Fölzsattels treten brekziöse Dolomittypen mit Gerüstbildnern auf. Diese befinden sich an der Basis des beschriebenen oberkarnisch bis unternorischen Dolomits und könnten einen Rest jener Riffentwicklung darstellen, dessen Gerüstbildner Schutt in den südlich gelegenen karnischen Schuttkalken und Olisthostromen innerhalb der Aflenzer Trias auftreten.

Der dem Mitteralmplateau südöstlich vorgelagerte Felsgrat, über den der Steig auf das Plateau verläuft, besteht vollständig aus Dachsteinkalk in Riff-Fazies. Äquivalente des von LOBITZER (1971) beschriebenen rötlichen Dolomits mit Conodonten des unteren Noriums konnten jedoch als Einschaltung im Dolomit knapp unterhalb des Dachsteinkalkes angetroffen werden (BMN 34 RW: 665008, HW275101, Probe BYG 17-040).

Innerhalb des lagunären Dolomits befinden sich Einschaltungen eines grauen und rosa gefärbten, spätigen Kalkes (Probe BYG 17-040) und rosa gefärbter Brekzien, die teilweise dolomitisiert sind.

## Literatur

BRYDA, G. (2018): Bericht 2016 über geologische Neuaufnahmen und Nachbegehungen auf Blatt 102 Aflenz Kurort. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **158**, 130–133, Wien.

BRYDA, G., KREUSS, O., MOSER, M., PAVLIK, W., DECKER, K., DRAXLER, I., KRYSSTYN, L., PIROS, O. & MANDL, W. (Projektleiter) (2002): Erstellung moderner geologischer Karten als Grundlage für karsthydrogeologische Spezialuntersuchungen im Hochschwabgebiet: Endbericht für den Projektabschnitt 1. Juni 2000–31. Mai 2002. – 211 S., Geologische Bundesanstalt, Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 12641-R]

LOBITZER, H. (1971): Fazielle Untersuchungen an triadischen Karbonatplattform/Becken-Gesteinen des südöstlichen Hochschwabgebietes (Wetterstein- und Reiflinger Kalk, Dachstein- und Aflenzer Kalk). – Dissertation, Universität Wien, 206 S., Wien.

KREUSS, O. (2009): Bericht 2009 über geologische Aufnahmen im Gebiet des Oisching-Schießlingkammes zwischen Feistringgraben und Seebach auf Blatt 102 Aflenz Kurort. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **149/4**, 528–530, Wien.

SPENGLER, E. (1920): Das Aflenzer Triasgebiet. – Jahrbuch der Geologischen Reichsanstalt, **69/3–4**, 221–254, Wien.

## Blatt 103 Kindberg

### Bericht 2017 über geologische Aufnahmen im Koralle-Wölz-Deckensystem auf Blatt 103 Kindberg

JOSEF NIEVOLL  
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Kartiert wurde die Südostecke des Kartenblattes im Bereich des Freßnitzgrabens. Untersucht werden sollte, wie weit sich Rabenwald- und Stuhleck-Kirchberg-Decke vom Kartenblatt 135 Birkfeld (MATURA & SCHUSTER, 2014) nach Nordwesten fortsetzen. Dass die Traibachschiefer, das

Leitgestein der Rabenwald-Decke, größere Verbreitung aufweisen als in der Karte von CORNELIUS (1936), konnte bereits BERKA (2000) nachweisen. Traibachschiefer mit ausgeprägter Gneistextur, den auffälligen Pseudomorphosen nach Andalusit, frischen Granaten bis 10 mm Durchmesser und geringmächtigen feinkörnigen Orthogneisen treten am Rotriegel zwischen den Koten 1.317 m und Jagdhütte 938, beiderseits des E–W verlaufenden Freßnitzgrabens und am südlichen Blattrand am Geländerücken westlich des Teschengrabens auf. Zur Rabenwald-Decke werden auch Quarzphyllite gezählt, die ohne scharfe Grenze retrograd aus Traibachschiefern hervorgehen; auf der Nordseite des Freßnitzgrabens ist der Übergang innerhalb

von 10–15 m Mächtigkeit gut aufgeschlossen. Für die von SCHUSTER & NOWOTNY (2015) vermutete Abschiebung zu den Quarzphylliten der Mürz-Tachenberg-Decke konnten keine Anhaltspunkte gefunden werden. Im Grenzbereich der Traibachschiefer sind cm-dicke Turmalinitgänge zu beobachten. Am Rotriegel unterstreichen geringmächtige feinkörnige Orthogneise (Lesesteine) innerhalb der Quarzphyllite deren Herkunft von den Traibachschiefern. Während die Traibachschiefer überwiegend flach bis mittelsteil nach Norden einfallen, werden die Quarzphyllite durch eine steilstehende jüngere Schieferung intensiv zerschert, ohne das ältere Gefüge vollständig auszulöschen. Etwas größere Verbreitung erreichen die feinkörnigen Orthogneise nur im Graben westlich des Rotriegels; hier steht am Forstweg auf 1.020 m Seehöhe auch ein geringmächtiger Amphibolit an.

Die Quarzphyllite der Stuhleck-Kirchberg-Decke erwecken einen höher metamorphen Eindruck als die Quarzphyllite der Rabenwald-Decke: im Querbruch sind häufig Schuppen von Muskovit und Chlorit zu erkennen (Durchmesser: ca. 1 mm), an der alten Zufahrt zum Jagdhaus (Jh.) Schwaighof (Kote 1.025) führen sie reichlich Granate (Durchmesser: max. 2 mm) und lagenweise auch Feldspatblasten (Durchmesser: ca. 1 mm). Quarzgänge treten nicht so häufig auf wie in den Quarzphylliten der Rabenwald-Decke und sind meist zu Knauern zerquetscht; eine ältere Schieferung ist nur in Teilbereichen unter der Lupe auszumachen.

Leitgestein der Stuhleck-Kirchberg-Decke ist der Pretul-Orthogneis, der neben kleineren Vorkommen im oberen Teschengraben länger verfolgbare Züge bildet. Ein Zug zieht vom ehemaligen Teschenhof (mit den alten Arsenkiesbauen, LASSNIG et al., 2006) nach Nordosten in den Teschengraben herunter, biegt auf 850 m Seehöhe nach Südwesten um und baut den Rücken südwestlich Jh. Schwaighof bis knapp an den südlichen Blattrand auf. Hier fehlen zwischen 1.260 und 1.300 m Seehöhe die cm-großen Kalifeldspat-Phänokristalle, die sonst für den Pretul-Orthogneis bezeichnend sind. Ein zweiter Zug auf der Nordwestflanke des Schwaighofgrabens weist im Bereich der Wildfrauengrotte eine Mächtigkeit von rund 30 m auf; im Hangenden sind dm-dicke feinkörnige Orthogneislagen mit den Quarzphylliten nach flach Nordost fallenden Achsen isoklinal verfaltet. Pretul-Orthogneis und Quarzphyllite sind zum Teil scharf voneinander abgegrenzt, zum

Teil tritt an der Grenze Quarzmobilisat auf. Häufig ist der Orthogneis jedoch mit den Quarzphylliten intensiv verfaltet, wobei die Kalifeldspat-Phänokristalle zerbrochen bzw. zerrieben werden und Biotit erhalten bleibt. Serizitreiche Weißschiefer sind nur an einigen wenigen Stellen anzutreffen (Teschengraben auf 970 m Seehöhe; Kehre im Forstweg vom Teschengraben zum Rotriegel auf 1.110 m Seehöhe). Im Schwaighofgraben sind am Rand des Pretul-Orthogneises am Forstweg auf 1.100 m Seehöhe Quarzite aufgeschlossen.

Quartär: Die Flanken im Schwaighofgraben, im Teschengraben und die Nordseite des Freßnitzgrabens sind zu meist felsig bis sehr steil und von Blockschutt überdeckt, was als Anzeichen für eine kräftige junge Hebung gedeutet wird. Rotriegel und Wolfsriegel fallen dagegen flach nach Norden bzw. Nordwesten ab, sind von mehreren Metern Hangschutt bedeckt und dementsprechend arm an natürlichen Aufschlüssen. Die größte aktive Rutschung zieht von der Faustquelle (GK50 Blatt 134 Passail) in den Graben zwischen Schwaighof- und Teschengraben herunter, eine kleinere vom Wolfsriegel in den Schwaighofgraben. Die auf dem Laserscan des GIS-Steiermark deutlich erkennbaren Rutschungen am Rotriegel und beim ehemaligen Teschenhof sind dagegen nicht vernässt und offenbar nicht aktiv.

## Literatur

BERKA, R. (2000): Zur Stellung der Traibachschiefer im Semmering-Wechsel-System. – Unveröffentlichte Diplomarbeit, Universität Wien, 133 S., Wien.

CORNELIUS, H.P. (1936): Geologische Spezialkarte des Bundesstaates Österreich 1:75.000, Blatt Mürzzuschlag. – Geologische Bundesanstalt, Wien.

LASSNIG, K., MOGESSIE, A., KRENN, K. & BERNHARD, F. (2006): Mineralisation und Petrogenese im Teschengraben südlich von Krieglach, Fischbacher Alpen, Steiermark. – *Joannea Mineralogie*, 3, 5–24, Graz.

MATURA, A. & SCHUSTER, R. (2014): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 135 Birkfeld. – Geologische Bundesanstalt, Wien.

SCHUSTER, R. & NOWOTNY, A. (2015): Die Einheiten des Ostalpinen Kristallins auf den Kartenblättern GK50 Blatt 103 Kindberg und 135 Birkfeld. – Tagungsband zur Arbeitstagung 2015 der Geologischen Bundesanstalt, 10–37, Wien.

## Blatt 120 Wörgl

### Bericht 2018 über geologische Aufnahmen in der Grauwackenzone auf Blatt 120 Wörgl

HELMUT HEINISCH & CLAUDIA PANWITZ

(Auswärtiger Mitarbeiter und auswärtige Mitarbeiterin)

Die Fortführung der Arbeiten auf Blatt Wörgl im Bereich der Grauwackenzone grenzt an Kartierungen der Jahre 2005 und 2008 an und umfasst ein Gebiet von 11,6 km<sup>2</sup>.

### Umgrenzung des Bereichs

Das Gebiet hat einen etwa rautenförmigen Zuschnitt. Die Nordwest-Grenze folgt dem Aschbach und erreicht über die Grasing- und Gernalm den Gipfelgrat des Schatzberges. Die Abgrenzung nach Südwesten und Süden erfolgt durch die Gipfflur von der Joelspitze zu Saupanzen, Lämpersberg und Steinernes Mandl. Daraufhin verläuft die Grenze von der Baumgartner Alm zur Spitzeralm und Koberalm. Die Aufnahmen von 2005 endeten in der Talaue der hinteren Wildschönau, weswegen diese die Ostgrenze bildet.



## Lithologie und Verbreitung der Festgesteine

Das Kartiergebiet liegt komplett in Grauwackenzonen-Gesteinen. Generell ist festzuhalten, dass es sich um nur sehr schwachgradig überprägte, also eindeutige Grauwackenzonen-Gesteine handelt. Die Probleme, wie sie aus der Windau und Kelchsau bekannt sind, treten hier nicht auf.

## Schattberg-Formation

Metasiliziklastika in der Fazies der Schattberg-Formation bedecken sehr große Flächen, so den gesamten Gratbereich und die nördlich anschließenden Flanken. Die Lithologie bedingt auch hier, dass man offene Felsflanken vorfindet und die Gesteine Gipfelbildner darstellen. Definitionsgemäß handelt es sich um dominant dickbankige Metasandsteine vom Typus Subgrauwacke. Schiefer-Einlagerungen treten deutlich zurück. Neben der hauptsächlich grauen Eigenfarbe kommen auch grünliche Farbschattierungen vor. Sedimentkennzeichen sind häufig, die primäre Schichtung ist erhalten. Auf den Schieferflächen sind reichlich Detritusglimmer zu erkennen.

## Mikrobrekzien

Mikrobrekzien treten als typische Einschaltungen in der Schattberg-Formation auf und zwar sowohl am Grat vom Steinernen Mandl zum Lämpersberg und vom Lämpersberg zum Saupanzen, als auch südlich des Schatzberges.

Auffallend sind die warzenartig herauswitternden Quarzkörner von bis zu 3 mm Korngröße. Größere Brekzien wurden nicht aufgefunden. Die Gesteine sind auch als Rollstücke im Schutt unterhalb der Felsflanken gut erkennbar.

## Löhnersbach-Formation

Das feinerklastische Faziespendant zur Schattberg-Formation bildet die Löhnersbach-Formation. Hier beläuft sich der Schiefer-Sandstein-Anteil definitionsgemäß auf je etwa 50 %. Das Verbreitungsgebiet befindet sich vor allem zwischen Salcheralm und Thaleralm-Hochleger. Aufgrund der leichteren Verwitterbarkeit sind die Aufschlussverhältnisse schlecht, die Gesteine neigen zu Rutschungen und verstellten tektonischen Messwerten.

Der tonige Anteil weist einen deutlichen Phyllitglanz auf, auch kleinräumige Faltung kommt häufiger vor als in der Schattberg-Formation.

Insgesamt lässt sich das Siliziklastika-Paket logisch konsistent wie bisher als Turbidit-Abfolge mariner Rinnenfächer erklären (HEINISCH, 1986; HEINISCH et al., 2015). Die Gesteine verzahnen untereinander und bilden keine scharfen Kartiergrenzen aus. Die Abgrenzung zwischen Löhnersbach- und Schattberg-Formation unterliegt daher wie auch bei früheren Kartierungen einer gewissen Subjektivität.

## Metabasite

Es handelt sich hier um sehr dünne Lagen von Meta-Pyroklastika, an einer Stelle auch um eine wenige Meter mächtige basaltische Lava. Die Gesteine treten als Einschaltungen innerhalb der Löhnersbach-Formation am Höhenrücken vom Thaleralm-Hochleger zur Salcheralm auf. Die typisch blaugrüne Farbe ist nicht leicht von den Grautönen der Umgebungsgesteine zu unterscheiden. Die

basaltische Lava ist im angewitterten Zustand löchrig, verursacht durch das Herauswittern ehemals calcitischer Blasenfüllungen.

Als Besonderheit sind noch geringmächtige mafische Intrusivkörper zu erwähnen. An der Straße kurz unterhalb der Grasingalm treten zwei Meta-Gabbros auf. Nördlich von Sternboden wurde ein dioritisches Ganggestein vorgefunden. Die Gesteinslagen sind jeweils geringmächtig (Meter bis max. 15 Meter) und keilen auch lateral rasch wieder aus.

Charakteristisch sind die mm-körnigen Tiefengesteinsgefüge. Sie zeigen Pseudomorphosen von Chlorit nach Pyroxen und zersetzte Plagioklase in unterschiedlichen Mengenverhältnissen.

## Porphyroidgneis

Ein kleiner Aufschluss von Porphyroidgneis liegt westlich unterhalb von Punkt 1.309 m an einer frisch geschobenen Forststraße. Typisch ist wie immer das porphyrische Gefüge aus Quarz- und Kalifeldspat-Porphyrklasten. Sie erreichen 1–2 mm Korngröße. Es handelt sich um Äquivalente des Blasseneck-Porphyroids. Aufgrund der konkordanten Einschaltung in umgebende Löhnersbach-Formation ist das Vorkommen als marine distale Aschenablagerung zu interpretieren (vgl. frühere Kartierberichte wie HEINISCH, 2006, 2009 oder HEINISCH, 1981).

## Kalifeldspat-Augengneis

Am Saupanzen tritt ein weithin sichtbares, weiß verwitterndes Gestein auf. Es handelt sich um einen Kalifeldspat-Augengneis vom Typ der Kellerjoch-Gneise. Diese Gesteine sind als Einschaltungen sowohl im Quarzphyllit, als auch in der Grauwackenzone bekannt (u.a. BLATT, 2013). Der Augengneis liegt hier innerhalb der Schattberg-Formation. Seine Südgrenze bildet eine Verwerfung.

Das Gefüge ist protomylonitisch. In duktil ausgewalzter Matrix schwimmen bis zu 2 cm große Kalifeldspäte mit reliktsch erkennbarer Perthit-Struktur. In den Randbereichen nimmt die Deformation stark zu, weswegen die Grenzziehung nicht immer leicht ist.

Es besteht Einigkeit, dass es sich um granitoide Intrusionen plutonischer bis subvulkanischer Art handelt. Sobald die reliktschen Feldspäte mehrere Zentimeter groß werden, ist eine subvulkanisch/vulkanische Genese nach der Erfahrung des Autors auszuschließen. Von der strukturellen Position, vom Gefüge und auch chemisch identische Intrusivkörper wurden von verschiedenen Arbeitsgruppen geochronologisch datiert. Einheitlich ergeben sich ordovizische Intrusionsalter um die 475 Ma (u.a. BLATT, 2013). Dies hat wichtige Implikationen für das Alter der Rahmengesteine.

## Überlegungen zum tektonischen Bau und zur Gesamtsituation

Eine tektonische Analyse wird durch die oft mangelhaften Aufschlussverhältnisse und großräumige Massenbewegungen erschwert (siehe unten).

Das Gebiet ist in unterschiedlichem Maße verfaltet, weswegen keine einfache Beschreibung des Strukturbaus

möglich ist. Es lassen sich Zonen unterschiedlicher Raumlage abgrenzen, die wahrscheinlich auch durch Sprödstörungen getrennt sind.

Der zentrale Nordteil steht vertikal und streicht einheitlich NW–SE. Dies dürfte bei stark vereinfachter Betrachtung dem Generalstreichen der Serien entsprechen. Die Grauwackenzonen-Gesteine nähern sich im spitzen Winkel dem Inntal.

Der mächtige Komplex aus Schattberg-Formation am Südrand des Kartiergebietes längs der Gipfelzone und in den angrenzenden Karen (Steinernes Mandl, Lämpersberg, aber auch Rücken zwischen Baumgarten- und Höhnigkaseralm etc.) weist auch noch einen relativ einfachen Bau auf. Das Generalstreichen läuft E–W mit steilem bis mittelsteilem Südfallen. Die Strukturdaten deuten auf eine wellige Faltung im 100 m-Bereich hin.

Die Westflanke des Aschbachs (südlich Salcheralm) zeigt flaches Einfallen nach Osten, wobei hier auf jeden Fall die Werte durch Massenbewegungen verfälscht werden.

Die gesamten übrigen Bereiche, wie zwischen Schatzberg und Grasingalm, sind stärker verfaltet. Als kartenbildprägende Großstruktur ist eine steil nordwärts eintauchende Achse anzunehmen. Diese jüngste Faltungsphase überfaltet ältere Schieferungen und Kleinfaltenachsen. Die messbaren Kleinfaltenachsen sind damit nicht konsistent mit der Großstruktur. Sie liegen meist flach – schieferungsparell. Da Leithorizonte im engeren Sinne fehlen, ist eine zweifelsfreie Analyse des Großbaus nicht möglich. Durch die Darstellung der Faziesverzahnung zwischen Löhrnersbach- und Schattberg-Formation wurde der Großbau angedeutet.

Zusammenfassend ist zunächst die weitflächige Verbreitung turbiditischer Siliziklastika hervorzuheben. Als Einschaltungen kommen lediglich geringmächtige Metabasite und eine Porphyroidlage vor. Das Kartiergebiet ist komplett carbonatfrei. Damit steht einer Zuordnung des Kartiergebietes zur Glemmtal-Einheit (Süd) nichts im Wege, wie sie auf den Kartenblättern 123 Zell am See, 122 Kitzbühel und 121 Neukirchen am Großvenediger definiert und kartiert worden ist.

### Quartär, Massenbewegungen

Pauschal betrachtet, weist das Gelände eine kräftige Schuttbedeckung auf. Interessant sind hierbei die spät- bis postglazialen Bildungen längs des Flusslaufs der Wildschönauer Ache. Hier sind weitverbreitet Grundmoränenbedeckungen festzuhalten. Die Moränen sind verdichtet, stauen das Wasser und reichen bis ca. 1.300 m Seehöhe hinauf. Darauf lagern talwärts teils gut erhaltene Eisrandsedimente. Sie konnten bis auf 1.100 m Seehöhe nachgewiesen werden, wie zum Beispiel im Mündungsgebiet des Aschbachs. An Geschieben finden sich Quarzphyllite und lokales Grauwackenzonen-Material. Lediglich ein kleiner Zentralgneisblock wurde entdeckt (Markierung ZG in der Manuskriptkarte).

Vermutlich bedingt durch die südlich umrahmenden Gipfelzüge aus Schattberg-Formation, welche reichlich Block-

schutt liefern, sind weite Teile des Gebietes durch recht mächtige lokale Schuttmassen bedeckt. Dies gilt insbesondere für den Namenlos-Bach zwischen Taleralm und Schwarzenau. Dieser liefert keine Festgesteinsaufschlüsse. Die Lockersedimentkörper sind wenig konsolidiert und wurden als Lokalmoränen-Ablagerungen eingestuft. Sie stellen Geschiebelieferanten für Ruckregenereignisse dar. Hangaufwärts, insbesondere bei Vorherrschen von Massenbewegungen, kommt es zur Vermischung von Moränenmaterial mit Hangschutt, wofür die entsprechende Signatur ausgewählt wurde.

Spektakulär nimmt sich das schutterfüllte Kar nördlich des Lämpersberges mit der Kreuzlacke aus. Aufgrund der girlandenartig verlaufenden internen Wallstrukturen und der Quellaustritte am Fuß der untersten Wälle handelt es sich hier ziemlich sicher um Blockgletscher. Besonders eindrucksvoll ist ein am Wanderweg zum Steinernen Mandl mit Hinweis versehener sogenannter „Unterirdischer Wasserfall“. In der Tat hört man heftiges Getöse aus dem Untergrund, verursacht durch einen das Blockmaterial durchströmenden Bach.

Während die Grate und Felswände aus Schattberg-Formation (Umfeld Lämpersberg) zwar Zerrspalten aufweisen, aber im Wesentlichen stabil erscheinen, sind die Flanken mittlerer Höhenlagen, mit Wald oder Wiese bewachsen, weitgehend durch Massenbewegungen überformt (Rücken und Flanken bei Thaler Alm Hochleger und Salcheralm, Rücken Höhnigkaser Alm). Die Zerrgräben an den Rückenachsen sind gut erkennbar. Die Formen in den Hängen erscheinen undeutlich und auch im Laserscan verwaschen. Allerdings stand im Laserscan nur eine Beleuchtungsrichtung zur Verfügung. Es ist aufgrund der Kleinmorphologie ziemlich sicher, dass diese Bereiche allesamt entlastete Massenbewegungen darstellen. Die tektonischen Messwerte sind in diesen Bereichen damit nicht aussagekräftig.

### Literatur

BLATT, A. (2013): Geochronologische Datierungen in der Grauwackenzone Tirols. – Hallesches Jahrbuch für Geowissenschaften, Beiheft 29, 59 S., Halle.

HEINISCH, H. (1981): Zum ordovizischen „Porphyroid“-Vulkanismus der Ost- und Südalpen – Stratigraphie, Petrographie, Geochemie. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 124/1, 1–109, Wien.

HEINISCH, H. (1986): Die Geologie der Nördlichen Grauwackenzone zwischen Kitzbühel und Zell am See und ihre Bedeutung für die Rekonstruktion der altpaläozoischen Geodynamik des Ostalpenraumes. – Habilitationsschrift, Universität München, X + 291 S., München.

HEINISCH, H. (2006): Bericht 2005 über geologische Aufnahmen in der Nördlichen Grauwackenzone und im angrenzenden Permoskyth auf den Blättern 120 Wörgl und 121 Neukirchen am Großvenediger. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 146/1–2, 95–96, Wien.

HEINISCH, H. (2009): Bericht 2008 über geologische Aufnahmen Bereich Wildschönau/Auffach auf Blatt 120 Wörgl. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 149/4, 534–535, Wien.

HEINISCH, H., PESTAL, G. & REITNER, J. (2015): Erläuterungen zu Blatt 122 Kitzbühel. – 301 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

# Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger

## **Bericht 2017 über geologische Aufnahmen quartärer Sedimente und Formen auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger**

ELIJAH DIPPENAAR

This report focuses on the Quaternary deposits and landforms in the Kelchsau Valley. A geological map made by Helmut Heinisch and Claudia Panwitz provided a basis for this study. While Heinisch and Panwitz did include Quaternary deposits on their map, they did not use a stratigraphic sequence for the Quaternary units. The climato-stratigraphic subdivision was applied according to REITNER et al. (2016). The sequence is as follows: pre-Last Glacial Maximum (pre-LGM), the LGM, the phase of early Lateglacial ice-decay, the Gschnitz and the Egesen stadials.

### **General setting**

The mapped area lies in the Kelchsau valley of the Kitzbüheler Alps in Tyrol, Austria. It encompasses the true right and left side of the Kelchsau Valley, which the Kelchsauer Ache drains. At the location of the Zwiesel hydroelectric power plant (*Kraftwerk Zwiesel*) the Kelchsau Valley forks into the western Langer Grund valley and the eastern Kurzer Grund valley. The true left side of the Langer Grund valley and the true right side of the Kurzer Grund valley were mapped, respectively. The true left side covers an area of 15 km<sup>2</sup> and the true right side an area of 21 km<sup>2</sup>. The western limit of the map is the limit of map sheet 121. The Feldalphorn peak (1,923 m a.s.l.), the Höhenbrandalm and the Wurzenrain residence mark the northern limit of the mapped area. The eastern limit of the mapped area is the ridge separating the Kelchsau valley from the Windau Valley. This ridge, include the peaks of the Lodron (1,925 m a.s.l.) the Rahmkarkopf (2,026 m a.s.l.) and the Steinbergstein (2,215 m a.s.l.). The southern limit is a straight line from the Schnee grubenalm (1,780 m a.s.l.) to the Gasthof Wegscheid. In the Langer Grund valley, the Stubalm marks the southern point of the mapped area.

### **Geological setting**

The mapped area contains two nappe-systems that are in contact in the southern half of the mapping area. A large portion of the map lies in the Tirolic-Noric nappe system that is informally referred to as the “Greywacke Zone”, which comprises of two dominant formations in the study area. The Löhnersbach Formation is a sequence of fine-grained low-grade metamorphic rock consisting of predominant slate layers alternating with meta-sandstones. The Schattberg Formation consists of alternating course grained low-grade metamorphic sandstones with occasional course grained quartzite layers.

The Koralpe-Wölz nappe system covers the southern parts of the map, which is informally referred to as the “Innsbrucker Quartzphyllite Zone”. It overlies the Tirolic-Noric nappe system. The Innsbrucker Quartzphyllite Zone con-

sists of quartz phyllite that is rich in quartz and also contains quartzite bands (HEINISCH & PANWITZ, 2007, 2008).

### **Kehlbach bedrock geology**

The Kehlbach area is found on the orographic left side of the Kelchsau Valley. It encompasses the side valley of the Kehlbach creek and the east-facing mountain flank (south of the creek), which includes the Alpmessaualm (1,222 m a.s.l.), the Unterschwaigbergalm and the Zwiesel power station. Löhnersbach formation dominates the bedrock geology whereas only a small part around the peak of the Schwaigberghorn (1,990 m a.s.l.) consists of Schattberg Formation. A few bands of augengneiss that vary in thickness are present in the Kehlbach area. The peak of the Feldalphorn is made-up of metatuff (pyroclastic vulcanite).

### **Kehlbach Quaternary geology**

The lower reaches of this side valley are dominated by gravel-sand beds of varying thickness, which are interpreted as ice-marginal sediments attributed to the Phase of ice-decay. Certain outcrops show delta topset and forest deposits. The ice-marginal deposits reach the altitude of ca. 1,500 m a.s.l. The steep valley flanks are not conducive for the preservation of such loose sediments. This can result in pockets of ice-marginal sediments on the valley flanks that are surrounded by either subglacial traction till deposits, or bedrock outcrops, and in some cases a combination of both. In the higher reaches of the flanks, scree is found and often a mixture of scree and reworked (i.e. re-deposited) subglacial traction till have formed. In the cirque below the Feldalphorn, a Dms (diamicton, matrix supported, stratified) lithofacies was identified that was one meter thick and contained the local lithological spectrum. Beneath the Dms, interpreted as a till, a fine-sand layer was identified that is of a fluviolacustrine origin. This would lead to the assumption that this cirque was ice-free before a cold period set in and a glacier deposited the subglacial traction till. The time constraints are difficult to judge here, because there is no clear sequence of moraine deposits as is described in the first paragraph. In the cirque below the Schwaigberghorn (a north-facing cirque), a latero-frontal moraine deposit was identified (1,750 m a.s.l.) and a rock glacier deposit (1,850 m a.s.l.). Just below the moraine system, a dump from a former copper mine is evident.

### **Kehlbach mass movements**

Along the upper, outer edges of the tributary valley, scarps of mass movements are visible on both sides. On the southern side between the Neustattalm and the Alpmessaualm the detachment zone reaches a maximum vertical magnitude of ca. 20 m covering a length of 1 km. On the northern side in the area of the Höhenbrandalm a similar situation occurs. The scarp also reaches a maximum displacement of ca. 20–25 m and stretches over a length of ca 1.5 km. These rock slumps are highly likely to have occurred after the Phase of ice-decay as a result

of the Kehlbach creek destabilising the foot of the flanks. The fine-grained Löhnersbach formation is not (mechanically) competent and new rupture surfaces readily develop with increased stress. The slate dips at high, almost vertical, angles and strikes in a southwest direction (HEINISCH & PANWITZ, 2007), indicating that the foliation plane may have played a role on the southern mass movement but not along the northern rupture. Along the ruptured surface, the slate is highly fractured, disjointed but not dislodged. Along the riverbanks smaller secondary rock slumps formed.

Above the Trockenbachalm, there is a very sharp ridge that leads up to the Feldalphorn peak, is due to the formation of a scarp. The peak of the Feldalphorn has been shaped by mass movements. On the east-facing slope, a rock fall deposit consisting of a boulder field was identified.

An area separating the cirques of the Feldalphorn and of the Schwaigberghorn is characterised by a saw-tooth morphology. The antislope scarps (REITNER & LINNER, 2009) trend in a NNW–SSE direction without any link to the strike of the primary or secondary planar fabric (slaty cleavage). This deep-seated gravitational deformation of toppling type has been formed due to displacements along pre-existing joints and faults dipping steeply to Southwest.

#### **Langer Grund bedrock geology**

On the western flank of the Langer Grund (south of the Kehlbach area), the Wildkaralm (1,659 m a.s.l.) lies approximately on the boundary between the Löhnersbach and Schattberg Formations. A few bands of augengneiss occur between the two formations, and a few bands of the Löhnersbach Formation and metatuff lenses are found within the Schattberg Formation.

#### **Langer Grund Quaternary geology**

In the lower reaches of the valley, ice-marginal sediments dominate the setting and reach altitudes of 1,500 m a.s.l. In general, the ice-marginal sediments decrease in thickness as the altitude increases. In the Inner Wildgraben at an altitude of 1,400 m a.s.l. ice-marginal sediments, consisting of gravel and sand, no thicker than 2 m, overlie either subglacial traction till or bedrock. In certain areas, there is no loose rock cover. In the higher reaches of the area, the general loose rock cover (i.e. subglacial traction till or ice-marginal sediments) can be described as “patchy”, as is exemplified in the Inner Wildgraben. Above and below the Kühtalalm, ice-marginal sediments are missing. Here subglacial traction till deposits that in many cases have been superficially reworked i.e. redeposited, were identified. Just south of the Zwiesel power station, at an altitude of 910 m a.s.l., over-consolidated subglacial traction till was identified. In areas that are not on steep slopes, small bogs can often be found in areas underlain by impermeable subglacial traction till. This was often the case between the Lotterbichlalm and the Unterschwaigberghornalm. The time constraints for these deposits are difficult to judge but considering that during the LGM, ice masses reached altitudes of 2,000 m a.s.l. (VAN HUSEN, 1987) the subglacial traction till and overlying ice-marginal sediments are presumed to be from the LGM and Phase of ice-decay, respectively.

#### **Langer Grund mass movements**

The manifestation of mass movements in this area differs due to the differing rock formations. Slopes made up of the more competent Schattberg Formation display near-surface smaller mass movements whereas those of the Löhnersbach Formation show, larger and deep-seated mass movements, albeit they are initial. Within the Schattberg Formation, above the Wildkaralm, a mass movement with a width of 180 m that showed compressional ridges at its toe, and a scarp that was partly covered with boulders and scree, was identified. This mass movement has been interpreted as a translational slide with a rupture depth of a few meters. Southeast of the Wildkaralm in the Inner Wildgraben a rotational landslide was identified that spanned 200 m in width. The ruptured surface is no deeper than 10 m.

Within in the Löhnersbach Formation three major scarps were identified with a length ranging from 700 m to 1,400 m. The scarp depths do not surpass a magnitude of 80m and cease along the boundary of the two formations. The less competent Löhnersbach formation (towards the north) facilitates deep-seated gravitational deformations that are not structurally bounded, whereas the Schattberg Formation provides more resistance in this respect, as it is more competent. To the east and southeast of the Schwaigberghorn peak, extension cracks run in N–S and NE–SW direction. The slaty cleavage is not used here, because it strikes in a NW–SE direction. Southwest of the peak double-crested ridges have formed almost in parallel to the ridge.

#### **Ofnergraben bedrock geology**

Opposite the Kehlbach area, the Ofnergraben cuts into the mountain flank heading up to the Hartkaserjoch peak (1,639 m a.s.l.). The flank consists almost entirely of slate i.e. the Löhnersbach Formation. Very few bands of quartzite streak through the area.

#### **Ofnergraben Quaternary geology**

As was the case in the other areas of the map, ice-marginal sediments consisting of gravel and sand dominate the lower reaches of the flank. In the mid-reaches of the slopes, subglacial traction till with occasional indication of redeposition occurs partly in patches, especially in areas affected by mass movements. At an altitude of around 910 m a.s.l., north of the Ofnergraben subglacial traction till was identified that was high in silt content. South of the Vorderölbalkalm (1,296 m a.s.l.) and in the surroundings of the Hinterölbalkalm (1,439 m a.s.l.) patches of subglacial traction till with some indications of waterlogging cover the bedrock. The subglacial traction till is from the LGM as there are no morphological features to indicate younger glacial or periglacial activity. The ice-marginal deposits are therefore considered to be from the Phase of ice-decay.

#### **Ofnergraben mass movements**

On the northern flank of the Ofnergraben several mass movements have been recorded creating an overall complex mass movement. A prominent scarp west of the Vorderölbalkalm extends over an altitude range of ca. 550 m that traverses in a north-easterly direction, before bending to the east (at an altitude of 1,350 m a.s.l.),

where it converges into a mountain ridge. The highest lying area has been identified as an area of mass creep (*Kriechmasse*), where initial slides were identified. The bedrock here is fragmented but not dislodged. A secondary scarp within the confines of the first scarp was identified. Here no bedrock outcrops were seen within the moved mass, but fragmented rock in a sandy to silty matrix. The toe of the mass movement has altered the course of the Ofnergraben creek leading to the conclusion that this mass, is a flow mass (*Fließmasse*).

South of the Ofnergraben a second large scale mass movement that surrounds the Fixern-Hochalm (1,636 m a.s.l.) and the Hinterölbalkalm (1,439 m a.s.l.) was identified. The scarp of this mass movement stretches over a length of 1,600 m and is delimited by a creek to south that flows into the Ofnerbach creek. The height of the scarp increases from north to south i.e. from 30 to 100 m. Within the displaced mass extension, gaps (*Zerrgraben*) are evident in the northern half of the mass movement, which cease towards south half. This is a sign that the moved mass is more mature in the southern section, meaning that it shows some transition to a mass flow deposit (*Fließmasse*), whereas the northern half, with the extension gaps, it is still a mass creep (*Kriechmasse*).

On the west-facing slope south of the Steinergraben, extension gaps that strike in WNW–ESE direction occur. The extension gaps are very initial and are often hard to identify in the field but easily visible on laser scans.

In general, along the banks of the creek small-scale slide and flow masses are present.

### **Kurzer Grund bedrock geology**

The Kurzer Grund area (on the eastern side of the valley) is south of the Ofnergraben. Its northern border extends from the Urschla farmhouse to the Lodronalm (1,700 m a.s.l.) and in the southern border forms at Neualmtrettl (1,950 m a.s.l.) and the Faulaschlagalm (1,533 m a.s.l.). The northern half of the area consists of the Löhnersbach Formation. Towards the south, the Schattberg formation makes up the bedrock. The boundary between the two formations lies between the Hoheggalm and the Hohegger Graben. In the valley reaches, a band of augengneiss lies between the two formations. The augengneiss is the dominant lithology between the Hintingerschlagalm and the Hoheggalm.

### **Kurzer Grund Quaternary geology**

In the vicinity of the valley floor ice-marginal sediments are found, that consist of gravel and sand. South of the Hintingerschlagalm (1,196 m a.s.l.) partly reworked subglacial traction till covers the hard rock until the Niederkaseralm is reached (1,116 m a.s.l.). Towards the upper reaches of the flank (approximately 1,800 m a.s.l.) only scree deposits are present. Just south of the Niederkaseralm (1,108 m a.s.l.) a small area between alluvial fans, stretching over ca. 300 m in length and 120 m in width, consists of ice-marginal sediments with a local lithological spectrum. 250 m north of Gasthof Wegscheid lateral moraine deposits, which consists of boulder-sized clast-supported scree (bSCc) and a secondary lithofacies of gravel-sand with no fine sand content was identified. It is a matter

of discussion whether these moraines are deposits of the Phase of ice-decay, where local valley glaciers oscillated (REITNER, 2007), or if these features were formed by the Kurzer Grund Kelchsau Glacier during the Gschnitz stadial. Considering the results of the Manzenkar cirque in the upstream area (DIPPENAAR, 2017), the latter case seems to be more likely.

### **Kurzer Grund mass movements**

A major scarp that stretches over a distance of 2.2 km and shows a maximum vertical displacement of 100 m occurs between the Wiesboden and the Rahmkarkopf peak. This entire west-facing flank (that lies between the Wiesboden and the Rahmkarkopf); from the ridge to the valley floor extension gaps are evident indicating that the whole flank is affected by a deep-seated gravitational slope deformation. Double-crest ridges are also evident in the ridge area of the Wiesboden. The augen gneiss forms a large part of the flank, which is more competent than the slate to the north and the Schattberg formation to the south. This is very likely to be the reason why extension gaps (possibly due to toppling) have formed over the whole flank, which is not the case in the Ofnergraben area, despite the presence of scarps of a similar magnitude.

A few minor scarps were identified that are a result of either slumping (*Hangsackung*), sliding (*Gleiten*) and or flowing (*Fließen*). Directly west of the Wiesboden compressional ridges were identified at the toe of slump masses (*Hangsackungen*). The slump masses comprised of loose rock that reached boulder size. The mass movement east of the Hoheggalm has been identified as a translational slide mass (*Gleitmasse*). The slide mass itself is covered in scree and small boulders that are all very angular to angular and lie in a sandy matrix.

The southwest-facing flank between the Ramkarkopf and the Steinbergstein shows one distinct type of mass movement over the whole flank. In the vicinity of Neutrettl a series of prominent antislope scarps span a vertical distance from 1,920–2,020 m a.s.l. and have a maximum length of 400 m. The extension gaps curve up into the slope towards their ends. 300 m below these extension gaps at 1,635 m a.s.l. a more subtle extension gap is visible that stretches over a length of 550 m. At 1,400 m a.s.l. prominent ridges that reach a maximum height of 8 m were identified. These ridges trend in the same direction as those at higher altitudes. The ridges are different in that they are developed in an area covered by gravel-sand deposits. This could lead to the assumption that these ridges are lateral moraine deposits. Considering that, there are smaller single extension gaps on this slope that trend in the same direction as the above described, it seems more likely that the ridges at an altitude of 1,400 m a.s.l. are a result of extension gaps in the bedrock that affected as well the cover of ice-marginal sediments. Further structural data will have to be collected to constrain this model.

### **Trattenbach bedrock geology**

The Trattenbach area extends from Gasthof Wegscheid (1,148 m a.s.l.) to Neutrettl (1,950 m a.s.l.) in the north and includes the cirque formed by the Steinbergstein peak (2,215 m a.s.l.), the Haldenstein peak (2,074 m a.s.l.) and the Schnee grubenalm (1,780 m a.s.l.). The northern half

of the area consists of the Schattberg Formation and the southern half of Innsbrucker Quartzphyllite. The boundary between the two-nappe systems is just north of the Trattenbach creek. A band of augengneiss that is considered to be part of the Tirolic nappe system (HEINISCH & PANWITZ, 2008) occurs occasionally at the boundary.

### Trattenbach Quaternary geology

SSE of the Gasthof Wegscheid a double ridge structure consisting of a Dmm (diamicton matrix-supported massive) lithofacies with boulders on the crests was identified. The morphology and the lithofacies leads to the assumption that this is a lateral moraine deposit. Considering the lateral moraine deposit 250 m north of Gasthof Wegscheid this deposit could belong to the same system or be of a younger age. This means that this deposit is either from the Phase of ice-decay or, more likely, from the Gschnitz stadial.

A latero-frontal moraine deposit was identified (at ca. 1,500 m a.s.l.) on the southern side of the Trattenbach creek (the partnering deposit on the right side is missing due to a mass movement). The age of this latero-frontal moraine is difficult to estimate as reference points like moraines undoubtedly attributed to a stadial are missing in the vicinity. Considering the lateral moraine deposit just north of Gasthof Wegscheid (Kurzer Grund area) and the presence of terminal moraines of the Egesen stadial close to Schneegrubenalm (1,780 m a.s.l.), a Gschnitz age of the latero-frontal moraine is assumed.

Outside the bounds of the latero-frontal moraine deposits, the flanks are covered by patches of subglacial traction till up to an altitude of ca. 1,800 m a.s.l. Beyond this, bedrock and scree deposits cover the flanks.

### Trattenbach mass movements

Multiple double-crested ridges strike in a NNE–SSW direction just below the saddle of the Schneegrubenscharte. These features have been interpreted as extension gaps (*Zerrspalten*). On the southwest-facing flank, directly below the peak of the Steinbergstein, a mass movement that spans 400 m across in the crown area and 700 m

in the foot area was identified. The scarps vary in depth from north to south, with the scarps on the northern side not surpassing 10 m whereas the southern scarps reach depths of 100 m. Extension gaps occur also in the displaced mass that are comparable to those described in the Kurzer Grund area. These features cease in the lower half of the moved mass and bedrock outcrops become rare. The rock in the lower area is fractured and loose. This indicates slope creep (*Hangkriechen*) is the dominate process here. The mass movements are generally of post-LGM age according to the relation between glacial and gravitational features. Glacial erosion i.e. oversteepening of the valley flanks is regarded as the major cause of the large-scale mass movements.

## References

- DIPPENAAR, E. (2017): Bericht 2016 über geologische Aufnahmen quartärer Sedimente und Formen auf den Blättern 121 Neukirchen am Großvenediger und NL 33-01-19 Neukirchen am Großvenediger. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **157**, 353–360, Wien.
- HEINISCH, H. & PANWITZ, C. (2007): Bericht 2006 über geologische Aufnahmen im Paläozoikum der Nördlichen Grauwackenzone auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **147/3–4**, 654–656, Wien.
- HEINISCH, H. & PANWITZ, C. (2008): Bericht 2007 über geologische Aufnahmen im Grenzbereich Nördliche Grauwackenzone/Quarzphyllit auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **148/2**, 254–257, Wien.
- REITNER, J.M. (2007): Glacial Dynamics at the beginning of Termination I in the Eastern Alps and their stratigraphic implications. – Quaternary International, **164/165**, 64–84, Oxford.
- REITNER, J.M. & LINNER, M. (2009): Formation and Preservation of Large Scale Toppling. – Austrian Journal of Earth Sciences, **120/2**, 68–80, 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, Hannover. <https://dx.doi.org/10.3285/eg.65.2.02>
- VAN HUSEN, D. (1987): Die Ostalpen in den Eiszeiten. – 24 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

## Blatt 126 Radstadt

### Bericht 2018 über geologische Aufnahmen und stratigrafische Untersuchungen im Bereich der Werfener Schuppenzone westlich St. Martin am Tennengebirge (Salzburg) auf Blatt 126 Radstadt

MICHAEL MOSER

Ziel der im Rahmen des Projektes „Gebietskartierung ÖK-Blatt 126 Radstadt“ durchgeführten Geländearbeiten war

eine stratigrafische Bearbeitung und teilweise Neukartierung der Werfen-St. Martin Schuppenzone (Nördliche Kalkalpen, Tirolikum) zwischen St. Martin/Tennengebirge–Lungötz–Oberes Lammertal–Korein–Naßberg–Helferalm.

Die bereits von ROSSNER (1972) im Detail durchaus richtig erkannte und auskartierte Mitteltrias-Schichtfolge des „St. Martin Schuppenlandes“ bedarf noch zusätzlich einer biostratigrafischen Fundierung der einzelnen Schichtglieder, einer mikrofaziellen Analyse der leider ausgesprochen stark dolomitisierten Karbonate sowie eine daraus resultierende Zuordnung zu einzelnen Formationen der kalkalpinen Mitteltrias.

## Quartär

Der gesamte Bereich der Werfener Schuppenzone, deren Mittelgebirgshöhen maximal 1.600 bis 1.800 m Seehöhe erreichen, ist von einer **starken Moränenbedeckung**, die dem hochwürmeiszeitlichen Eisstromnetz sowie der Lokalvergletscherung zugeordnet werden kann, betroffen. An zahlreichen Stellen ist eine dünne, nur wenige Meter mächtige Grundmoränendecke oder gar nur Moränenstreu auf dem anstehenden Fels vorzufinden. Niedrige Erhebungen, wie der Viehberg (Kote 1.248 m) oder der Eibensteinkopf (Kote 1.118 m) waren völlig von Gletschereis bedeckt, wie die zahlreichen Erratika aus zugerundetem Werfener Quarzsandstein und Tonschiefer, seltener auch aus Kristallingeschieben aus Orthogneis (bei Gehöft Unter-Harreith) oder milchig-weißem Gang-Quarzit aus den Werfener Schichten (am Schoberberg und im Bereich der Schwaigrotte) bezeugen.

Die Moränen zeigen meistens eine recht polymikte Zusammensetzung, wobei das kalkalpine Material bei weitem überwiegt, und nur sehr untergeordnet können sich zentralalpine Geschiebe und Gerölle hinzugesellen. Die maximale Komponentengröße sind Steine, während erratiche Blöcke nur sehr selten sind. Meistens sind es ortsfremde, angerundete Brocken von Werfener Schiefer oder Quarzit, die das Moränenmaterial bestreiten. Die Komponenten des Moränenmaterials sind einerseits kantig, andererseits kantengerundet oder oft auch angerundet, häufig auch stark verwittert und gelegentlich deutlich facettiert. In guten Aufschlüssen stecken die kantigen und kantengerundeten Komponenten in einer feinkörnig-lehmigen und Wasser stauenden Matrix. Morphologisch nehmen die Moränenareale flaches, wiesenreiches oder nadelwaldbestandenes Gelände, häufig Almengelände (Karalm, Vorderschöberalm, Spießalm, Langeckalm) sowie feuchtes Wiesengelände mit Wollgrasbewuchs und auch das weite, auf etwa 1.200 m Seehöhe gelegene Moorgebiet des Haranger-Hochmoores oberhalb von Schoberberg, ein. Der Boden ist oft erdig und feinstoffreich. Zahlreiche Quellen, die in den Wasser stauenden Grundmoränengebieten entspringen, sind gefasst worden und dienen als Brunnen für die lokale Wasserversorgung oder auch als Viehtränke. Die Moränendecke scheint gebietsweise nicht allzu mächtig zu sein, da das Grundgebirge an verschiedensten Stellen darunter wieder zutage tritt. In vielen Gebieten ist auch nur Moränenstreu direkt den anstehenden Felsarealen aufgelagert.

Im Bereich des Schöberlbach-Grabens sind die Moränen sehr mächtig und ausgesprochen reich an Werfener Schieferkomponenten. Manche Moränenbereiche scheinen fast monomikt aus Werfener Schiefermaterial zusammengesetzt zu sein, sodass teilweise auch bei ROSSNER (1972) der Eindruck von „anstehenden Werfener Schichten“ geweckt wurde. Deutlich sind jedoch die Werfener Tonschiefer und Quarzite im Moränenmaterial oftmals angerundet oder zugerundet, bunt aus grünen oder rotvioletten Werfener Tonschiefern und Quarziten zusammengewürfelt und verschwinden sofort, wenn in den tieferen Gräben der anstehende Mitteltriasdolomit unter der auflagernden Moränendecke hervortritt. Ähnliches gilt auch für die sehr mächtige Moränendecke zwischen Schöberlbach, Köppelreitbach und Schoberberg, der am Bergrücken westlich Moosgut sogar zwei kleine Moränenwälle aufgesetzt sind. Hier ist das Moränenmaterial überall typisch polymikt und

kalkalpin, lokal können aber auch die Werfener-Schieferkomponenten so stark dominieren, dass sie von ROSSNER (1972) strichweise auch hier als „Anstehendes“ interpretiert worden sind. Sieht man sich jedoch das Werfener Schiefermaterial näher an, so ist dieses ebenso bunt gemischt aus violetten und grünen Tonschiefern sowie Quarziten zusammengesetzt, die noch dazu relativ häufig kantengerundet oder auch gerundet vorliegen können, und vereinzelt sind diesen immer wieder Mitteltrias-Karbonatkomponenten hinzugemischt worden. Der würmeiszeitliche Gletscher hatte also das einförmige Moränenmaterial teilweise nicht allzu weit aus den monotonen Werfener Schieferarealen westlich der Vorder- und Hinterschöberalm herantransportiert. Auch an der Nordflanke des Korein (Kote 1.850 m) haben sich einzelne Moränenreste zwischen 1.400 und 1.600 m Seehöhe erhalten. Sie sind gemischt aus kantengerundetem Annaberger- und Wettersteindolomit zusammengesetzt. Im Gebiet der Ostermaißalm gesellen sich auch vereinzelt Werfener Quarzitgeschiebe dazu. Im Gebiet der Langeckalm sind Moränensedimente weit verbreitet und nehmen den flachen Rücken, auf dem das Almgelände großteils liegt, ein. Sie setzen sich auch hier gemischt aus Werfener Schiefer-, Quarzit- und Annaberger Dolomit-Komponenten zusammen.

Im Gebiet von Kuhreit bis hinauf zum Naßberg (Kote 1.320 m) sind sehr schöne und typische Moränensedimente, die bunt und polymikt aus kantigen und kantengerundeten Komponenten von Werfener Schiefer, Quarzit, Annaberger Dolomit, Rauwacken und diversen kalkalpinen Kalken sowie, seltener, auch zentralalpinen Komponenten wie Marmoren, auch aus der Grauwackenzone, zusammengesetzt sind, verbreitet. Die Sortierung ist sehr schlecht, neben Blöcken aus Mitteltriasdolomiten tritt viel kantengerundetes Feinschuttmaterial und gelegentlich auch eine schluffig-feinsandige Matrix auf. Der Naßberg verdankt seinen Namen dem oft Wasser stauenden Untergrund der flachen Moränengebiete zwischen Naßberg (Kote 1.320 m) und Langeckalm (Kote 1.429 m).

In den Gebieten, die rein aus Werfener Schichten aufgebaut sind, wie entlang des Haslangergrabens, sind die Moränen durch reiche Geschiebeführung aus Annaberger Dolomit und Werfener Schichten zu erkennen.

Unterhalb der verschiedenen Mitteltriasfelsstufen, die gelegentlich auch kleine Wandstufen ausbilden, sammeln sich größere Mengen von rein gravitativ transportiertem **Hangschutt** an. Dieser ist sedimentologisch leicht von den daran angrenzenden Moränenarealen zu unterscheiden, indem der zum Teil blockige Hangschutt auf stets mittelsteilem Gelände und in im wesentlichen monomikter Zusammensetzung (maximal aus ein oder zwei verschiedenen Gesteinstypen, je nach Einzugsgebiet) und weitaus überwiegend kantiger Kornform zutage tritt. Aufgrund der Kleinklüftigkeit der anstehenden Dolomitgesteine der Mitteltrias ist die Ausbildung von Blockwerk eher selten und dann eher auf gravitative Massenbewegungen zurückzuführen.

An mehreren Stellen (z.B. Viehberg, Höheneckkopf) können in den Mitteltrias-Dolomiten der Werfener Schuppenzone **gravitative Massenbewegungen** beobachtet werden. Deren Ursache dürfte unter Umständen mit dem späteiszeitlichen Eiszerfall und den daraus resultierenden Ausgleichsbewegungen in der zum Teil geringfügig übersteilten Topografie zu suchen sein. Dabei ist jeweils

zu beobachten, wie der sich noch im Verband befindliche Felskörper aus Dolomit an diskreten Trennflächen, die als Zerrgräben erkennbar sind, in einzelne verrutschte Großschollen auflöst, die eine deutlich ausgeprägte Abtreppung hangabwärts bedingen. Gleichzeitig ist ein oberflächennahes Auflösen dieser Großschollen in Grobblockwerk zu sehen, das mit oft offenstehenden Hohlräumen zwischen den einzelnen Blöcken noch nachträgliche Hangabwärtsbewegungen anzeigt. Auch oberhalb der Abrisskante dieser Massenbewegungen sind offenstehende Klüfte im anstehenden Fels zu erkennen und hangabwärts darunter aus dieser herausgebrochenes Grobblockwerk. Auch diese Bewegungen dürften also auch heute noch anhalten. Auch an der Nordseite des Höheneckkopfes (Kote 1.430 m) sind deutliche Anzeichen von noch rezent aktiven gravitativen Massenbewegungen zu erkennen. Hier ist aufgrund der geologischen Situation (steilstehender Annaberger Dolomit, der im Norden an einer lotrecht stehenden Störung bzw. Schuppengrenze an inkompetente Tonsteinserien der Nordalpinen Raibler Schichten grenzt) ein Hin auskippen kompetenter und dickbankiger Dolomitklüftkörper nach Norden zu beobachten. Erkennbar ist dies an etwa kammparallel streichenden Zerrgräben im Dolomit, die lateral in stark kupiertes und blockig zerlegtes Gelände überleiten. Der steilstehende Mitteltriasdolomit wird dabei in einzelne, nach Norden abgleitende Schollen zerlegt (Abtreppung nach Norden), die sich gegen den freigewordenen Raum der bereits (glazial) stark erodierten, nachgiebigen Tonsteinserien der Nordalpinen Raibler Schichten bewegt haben, wodurch im Kammbereich eine starke Auflockerung des Felsverbandes an Schicht- und Klufflächen erzeugt wird. Ebenso wird der langsam in Bewegung befindliche Dolomit oberflächlich in grobes Felsblockwerk zerlegt, das durch offenstehende Zwischenräume aufgelockert erscheint. Dass diese gravitativen Massenbewegungen (Sackungen und Bergzerreissungen) auch rezent noch aktiv sind, ist am Säbel-, Krumm- und Schlangenvuchs der Bäume, an gespanntem Wurzelwerk zwischen den verrutschenden Blöcken und an Löchern, Mulden und Rissen in der Grasnarbe erkennbar.

Im Bereich der steilen, aus Werfener Schichten aufgebauten Waldhänge im Haslangergraben können immer wieder unterschiedlich stark ausgeprägte Kriech- und Buckelhänge beobachtet werden, wobei der kleinstückige oberste Verwitterungsschutt der Quarzite und Tonschiefer zu sehr geringer, „kriechender“ Hangabwärtsbewegung zu tendieren scheint. Gelegentlich kann an den Bäumen auch Säbelwuchs beobachtet werden. Auch im Almgebiet der Hinterschöberalm können verbreitet Kriechhänge in den Werfener Schichten ausgemacht werden. Dabei ist gut zu beobachten, wie hangabwärts eine zunehmende Auflösung des Verwitterungsschuttes in stark dislozierten Kriechschutt vor sich gegangen ist. Hanganrisse an Forstwegen zeigen daher im Bereich der Kriechhänge keinen anstehenden oder zusammenhängenden Fels mehr, sondern eine dicke Verwitterungsschwarte aus umgelagertem Kriechschutt.

Entlang des Köppelreitbaches können im Bereich des im Graben angerissenen Moränenmaterials, sowie des Haselgebirges, in den engen Seitengraben zahlreich **kleine Murgänge** beobachtet werden, die aufgrund ihrer geringen Größe kaum im Kartenmaßstab 1:10.000 dargestellt werden können. Anders hingegen sind die steilen, z.T. an Wildbachgerinne erinnernden, block- und schuttrei-

chen Murgänge an der Nordseite des Hofschoberberges (Kote 1.666 m), die dem steilen Felsgelände oberhalb entspringen und gemischt aus Dolomit- und Kalkschutt zusammengesetzt sind.

Ebenso in dem steilen Dolomitgelände oberhalb der Baumgrenze am Korein (Kote 1.850 m) kann an vielen Stellen eine lokale Umlagerung und Anhäufung des Dolomitfeinschuttes durch **Schnee- oder Lawinenschurf** beobachtet werden. Überhaupt sind am Korein – zum Schutz der weiter unten anliegenden Alm- und Weidegebiete – zahlreich bauliche Schutzmaßnahmen zur Verhinderung von Erosion und Zerstörung der Forst- und Güterwege oder auch des Schutzwaldes durch Lawinentätigkeit im Winter und im Frühjahr getroffen worden.

### Dachstein-Riffkalk (Norium)

Der Dachstein-Riffkalk des Hofschoberberges (Kote 1.666 m) ist ein hellgrauer-weißer, fossilreicher und teilweise reiner Kalkstein, der sich zumeist aus Korallen (*Thecosmilia* sp., *Thamnasteria* sp.), Kalkschwämmen (Inozoa), Solenoporaceen, Crinoiden, Bivalven, Brachiopoden und Gastropoden zusammensetzt. Nach KRZYSTYN (1985), der ein unternorisches Alter der Riffentwicklung im Tennengebirge nachweisen kann, sollte auch der Dachstein-Riffkalk des Hofschoberberges bereits im Norium einsetzen. Die Mächtigkeiten des Dachstein-Riffkalkes vom Hofschoberberg (mindestens 350 m) dürften mit jenen des Tennengebirge-Südrandes weitgehend übereinstimmen (400–500 m). Dennoch wären größere Mächtigkeiten am Südrand der Karbonatplattform des Dachsteinkalkes zu erwarten.

### Dachsteindolomit (oberstes Karnium/unteres Norium)

Über dem gut gebankten, kieseligen und grauen, oberkarnischen Dolomit ist ein rascher Übergang in einen massigen, grau-hellgrau gefärbten, körnigen, teilweise auch kalkigen Dolomit feststellbar. Seine Mächtigkeit dürfte ebenso, wie beim oberkarnischen Dolomit, an die 100 m betragen. Wie ROSSNER (1972: 28) schon richtig beschreibt, kann ein rascher Übergang des zum Teil schon Riff-Fossilien (Korallen) und Großoolithe führenden Dachsteindolomits in den darüber folgenden massigen, hellgrauen Dachstein-Riffkalk des Hofschoberberges beobachtet werden. Der Dachsteindolomit kann vor allem am Nordwestfuß, am Osthang und am südlichen Bergfuß des Hofschoberberges beobachtet werden. Überall ist nach oben hin ein rascher Übergang in den Dachstein-Riffkalk des Bergstockes erkennbar. In den Nordwänden des Hofschoberberges scheint der Dachsteindolomit zu fehlen oder nur sehr geringmächtig zu sein. Damit kann auch hier, wie bei SCHLAGER (1967b: 230), bestätigt werden, dass „Dolomit und Riffkalk sich seitlich vertreten können“. Ganz mit SCHLAGER (1967b: 230) kann auch am Hofschoberberg der Dachsteindolomit als heller und massiger, partiell oder völlig (sekundär) dolomitisierter Dachstein-Riffkalk definiert werden, wobei die „Typlokalität“ für den so definierten Dachsteindolomit im Gosaukammgebiet, und damit auch in der Dachstein-Region, liegen würde.

An der Südseite des Tennengebirges (z.B. am „Scharfen Steig“) ist der Dachsteindolomit in sehr ähnlicher Weise als massiger, hellgrauer und kleinklüftiger Dolomit entwickelt, sodass nicht, wie bei GRUBINGER (1953), von Hauptdolomit gesprochen werden kann. Letzterer dürfte sich erst gegen



Norden hin, unterhalb der Dachsteinkalk-Lagune des Tennengebirge-Plateaus, allmählich aus dem Dachsteindolomit am Tennengebirge-Südrand entwickeln. Als Hauptdolomit kann nur der graue oder braungraue, gut oder deutlich gebankte, primäre Dolomit einer eingeschränkten, intertidalen Lagunenfazies mit Algenmatten definiert werden, die weder am Südrand des Tennengebirges, noch am Hofschoberberg auftritt. Auch im Tennengebirge (z.B. Südwände des Lüftenecks, Kote 2.024 m) können völlig dolomitisierte Thecosmilien („Rhaetiophyllia“)-Korallenkalke dem Niveau des Dachsteindolomits zugeordnet werden. Die Mächtigkeit des Dachsteindolomits im Tennengebirge dürfte etwa 300 m betragen und ist daher größer als am Hofschoberberg (Kote 1.666 m).

### **Nordalpine Raibler Schichten (Oberkarnischer Dolomit, Tuvalium)**

In der Schichtfolge des Hofschoberberges folgt über den unterkarnischen Tonsteinen der Reingrabener Schiefer (Julium 2) ein etwa 100 m mächtiger, gut gebankter, dünn- bis mittelbankiger, ebenflächiger, grau-dunkelgrau gefärbter, öfters feinschichtiger, etwas kieseliger, feinkörniger Dolomit, der von ROSSNER (1972: 27) als „dunkelgrauer Plattendolomit“ bezeichnet worden ist. Nach KRYSZYN (1985: 264) kann der „dunkelgraue Plattendolomit“ im westlichen Tennengebirge indirekt mit Conodonten in das oberste Tuvalium eingestuft werden, wird jedoch dort noch von einem dunkelgrauen, massigen, oberkarnischen Riffdolomit unterlagert. Da dieser am Hofschoberberg nicht auftritt und daher der „dunkelgraue Plattendolomit“ wesentlich mächtiger entwickelt ist als im westlichen Tennengebirge (dort: 10 m), könnte dieser wohl vorbehaltlos das gesamte obere Karnium (Tuvalium) vertreten. Der oberkarnische Dolomit stellt also eine kieselige Beckenfazies dar, die südöstlich an die oberkarnische Karbonatplattform des westlichen Tennengebirges angeschlossen haben muss, während sich die gleiche kieselige Beckenfazies gegen den südöstlichen Rand des Tennengebirges zu (Gappenalm, Paßbrückgraben) in weitaus größerer Mächtigkeit fortgesetzt haben dürfte.

Der oberkarnische Dolomit kann sehr schön an der Nordseite des Hofschoberberges, wo er durch mehrere, etwa N-S streichende Brüche etwas hinauf- oder hinabversetzt wird, durchverfolgt werden. Er ist stets an seiner gut ausgebildeten Bankung zu erkennen. An der Südseite des Hofschoberberges dürfte er zumeist, tektonisch bedingt, fehlen.

Grauer, kieseliger, auch feinschichtiger, gut gebankter, teilweise auch Hornstein- und Biogenfeinschutt führender Karnischer Dolomit mit mehreren schwarzen Tonstein- und phyllitischen Tonschieferlagen kann an der gesamten Südostflanke des Tennengebirges, etwa zwischen dem südlichen Wandfuß des Lüfteneck (Kote 2.024 m) im Westen, dem „Scharfen Steig“ und dem Südhang vom Gappenkopf im Osten, beobachtet werden. Er erlangt hier eine große Mächtigkeit von etwa 300 m und ist von GRUBINGER (1953) fälschlicherweise als „Gutensteiner Dolomit“ angesprochen worden. Die dolomitisierte Beckenfazies des Karnischen Dolomits lässt also eindeutig einen tektonischen Zusammenhang zwischen Hofschoberberg im Süden und Tennengebirge-Südrand im Norden erwarten, da beide Bereiche durch eine ähnliche Faziesabfolge im Karnium charakterisiert werden.

### **Nordalpine Raibler Schichten (Reingrabener Schiefer, Julium 2)**

Als jüngstes Schichtglied in der Werfen-St. Martiner Schuppenzone treten die feinklastischen Gesteinsserien der Nordalpinen Raibler Schichten, meist in Form der schwarzen Tonsteine der Reingrabener Schiefer, auf. Sie bilden stets die hangendste stratigrafische Einheit der Schoberhof- und Göglhofschuppe am Schoberberg, im Goglgaben und in der Mulde NW' Viehberg. Weiters bilden sie einen tektonisch isolierten Span zwischen der Göglhofschuppe im Norden und der Frommerschuppe im Süden, der sich durchgehend von Ober-Harreith zur Vorderschöberalm verfolgen lässt (Schuppe VI bei ROSSNER, 1972). Weiters trennen die schwarzen Tonsteine der Nordalpinen Raibler Schichten die dunklen Annaberger Dolomite der Werfen-St. Martiner Schuppenzone tektonisch vom Wettersteindolomit des Korein (Kote 1.850 m) und bilden somit an der Nord- und Ostseite des Berges keine normale Schichtfolge. Lithologisch sind die Nordalpinen Raibler Schichten immer sehr tonreich, in Form von schwarzen, blättrig aufspaltenden und zerfallenden Tonsteinen entwickelt, denen nur selten kalkig-dolomitische Bänke zwischengeschaltet sind. Innerhalb der Tonsteine können dünne, dunkelgraue oder braungraue, feinkörnige Sandsteinlagen, mit Glimmerschüppchen und etwas Pflanzenhäcksel auf den Schichtflächen, vorkommen. Die Mächtigkeit der Nordalpinen Raibler Schichten ist in der Werfen-St. Martiner Schuppenzone relativ groß und dürfte um die 100 m betragen. In der Schichtfolge des Hofschoberberges sind die Nordalpinen Raibler Schichten ebenso als dunkelgraue Tonsteine, mit dünnen Sandsteinlagen, ausgebildet. Ihre Mächtigkeit ist hier allerdings gering und dürfte nicht mehr als 20 m betragen, da sie, ähnlich wie am Korein einer ladinisch-unterstkarnischen Karbonatplattformentwicklung auflagern.

Das karnische Alter der schwarzen Tonsteine konnte von FUGGER (1915: 407) biostratigrafisch mit Funden von *Trachyceras aon* MÜNSTER und *Halobia rugosa* GÜMBEL im Bereich der Koreinalm auf 1.710 m Seehöhe und von BITTNER (1884: 359) mit Funden von *Carnites floridus* WULFEN und *Halobia rugosa* GÜMBEL beim Gehöft Ober-Schober auf 1.100 m Seehöhe belegt werden.

### **Unterkarnischer Hornsteinknollenkalk (Dunkelgrauer Kieselknollenkalk bei ROSSNER, 1972)**

Dieser meist dunkelgrau, seltener mittelgrau gefärbte, dünn- bis mittelbankige, knollig-welligschichtige, feinkörnige Hornsteinknollenkalk (mit Tonmergelzwischenlagen) tritt stets im Liegenden der Nordalpinen Raibler Schichten auf. SCHLAGER (1967a: 56) konnte diese Hornsteinknollenkalke in der unmittelbaren Unterlagerung der Tonsteine der Nordalpinen Raibler Schichten im Gosaukammgebiet mit einer reichen Conodontenfauna in das unterste Karnium (Cordevolium) einstufen und diese dürften somit dem Julium 1 entsprechen. Mit zwei Conodontenproben (det. L. KRYSZYN) vom Viehberg (300 m NNE Kote 1.248 m, 1.155 m Seehöhe) und vom Eibensteinkopf (200 m SW Kote 1.118 m, 1.080 m Seehöhe) kann auch hier das unterstkarnische Alter mit

*Gladigondolella tethydis* (Illyrium-Julium 2)

*Gondolella* cf. *polygnathiformis* (Julium 1-Tuvalium 3)

belegt werden. Da die Nordalpinen Raibler Schichten in den gesamten Nördlichen Kalkalpen erst mit dem Julium 2 einsetzen, kann der unterkarnische Hornsteinknollenkalk somit nur in das Julium 1 gestellt werden.

Ein Dünnschliff aus dem unterkarnischen Hornsteinknollenkalk des Viehberges (Kote 1.248 m) zeigt eine typische Beckenfazies mit Radiolarien, etwas Bivalvenfilament und Nodosarien. Im Lösrückstand sind ebenso, neben Conodonten, auch Radiolarien, Fischzähnen, Kiesel-schwammnadeln und Halobienbrut vorhanden. Der unterkarnische Hornsteinkalk stellt daher eine Fortsetzung der Mikrofazies der Reifling-Formation (Reiflinger Dolomit) in das Karnium dar.

Aufgeschlossen ist der unterkarnische Hornsteinknollenkalk vor allem in der Nordflanke des Viehberges zwischen 1.100 und 1.200 m Seehöhe, weiters in schmalen Zügen im Nahbereich zu den Nordalpinen Raibler Schichten im Gebiet von Schoberberg, an der Südwestflanke des Eibensteinkopfes (Kote 1.118 m) an einer Forststraße in etwa 1.090 m Seehöhe und als schmales Band im Liegenden der Nordalpinen Raibler Schichten im Schöberlbachgraben in etwa 1.070 m Seehöhe.

Die Mächtigkeit des unterkarnischen Hornsteinknollenkalkes ist eher gering und dürfte zwischen 10 und 30 m liegen. Dies stimmt gut mit den Angaben von SCHLAGER (1967b: 222) von der Kamplbrunnspitze (Kote 2.190 m) überein, der von dort für den unterkarnischen Hornsteinplattenkalk 10–30 m Mächtigkeit angibt. ROSSNER (1972: Abb. 5, Tafel 3) wiederum gibt mittlere Mächtigkeiten von 15–25 m für den dunkelgrauen, karnischen Kieselknollenkalk an.

#### **Wettersteindolomit (oberes Ladinium/ unterstes Karnium)**

Der hellgrau-weiß gefärbte, oft grob-zuckerkörnige Dolomit, der sich vor allem an der Nordseite des Korein-Zuges (Kote 1.850 m) entwickelt, wurde auf der kompilierten Geologischen Karte des Tennengebirges 1:25.000 von KLAPPACHER & TICHY (1987) als Wettersteindolomit ausgetrennt. Auch dieser Dolomit ist, ähnlich wie der Stein-almdolomit der Werfen-St. Martin Schuppenzone, fossilfrei und stark rekristallisiert. Die lagunäre Fazies dieses Dolomits wird durch die sehr selten auftretenden und nur schlecht erhaltenen Feinschichtungsgefüge unterstrichen. An einer Stelle, nicht unweit des Hauptgipfels des Korein (mit dem Gipfelkreuz), konnten direkt am Wanderweg östlich unterhalb des Gipfels in etwa 1.800 bis 1.810 m Seehöhe sogar Dasycladaceen, in allerdings leider nur sehr schlechter und stark rekristallisierter Erhaltung, angetroffen werden. Nach freundlicher schriftlicher Mitteilung von Frau Dr. Olga Piros (Budapest) dürfte es sich bei den wenigen bestimmbar Exemplaren um *Teutloporella herculea* (STOPPANI) PIA handeln. Damit ist oberladinisch bis unterst-karnisches Alter dieses Wettersteindolomits belegt sowie auch dessen lagunäre Fazies. Ebenso gibt GRUBINGER (1953: 149) vom Korein Wettersteinkalk mit „Diploporen“ an.

Die kleinen, am Verbindungsweg zwischen Karalm und Ostermaißalm in etwa 1.500 m Seehöhe aufgeschlossenen Vorkommen von schwarzen Reingrabener Schieferen, die auch schwarze, Sphärosideritknollen führende Kalkbänke enthalten, sowie auch die schwarzen Reingrabener

Schiefer der Koreinalm in etwa 1.700 m Seehöhe, dürften, NW-fallend, also normal-stratigrafisch dem oberladinisch-unterst-karnischen Wettersteindolomit des Korein auflagern. Daraus ergeben sich – tektonisch bedingt – relativ geringe Mächtigkeiten von etwa 400 m für den aufgeschlossenen Wettersteindolomit, der im Süden allseits tektonisch an den tieferanisichen Annaberger Dolomit grenzt.

Die kleinen, im Bereich des Korein-Hauptgipfels (mit dem Gipfelkreuz) gelegenen Reste eines im 17. und 18. Jahrhundert betriebenen Bergbaues, der vor allem Zink an das damalige Messingwerk in Ebenau bei Salzburg lieferte, können auch noch heute aufgefunden werden. Die Vererzung liegt im Wettersteindolomit, der hier nur gering bräunlich-gelblich durchsetzt ist. Mit etwas Glück kann man an Kluffflächen des Dolomits gebundenen gelben Galmei und andere Zn-Mineralien wie Smithsonit gewinnen. Die alten Stollenanlagen (Einbaue) sind heute zum Teil nicht mehr begehbar und völlig mit Geröll zugeschüttet.

Der in der Schichtfolge des Hofschoberberges am Nord- und Nordostfuß des Berges auftretende, meist hellgrau gefärbte Dolomit kann als unterst-karnischer Wettersteindolomit angesprochen werden. Es handelt sich um einen grau bis hellgrau gefärbten, fleckigen Dolomit, der nach seinem körnig-brekziösen Erscheinungsbild nach (grainstone, rudstone) einer riffnahen, stark lagunär ausgeprägten Rückriff-Fazies angehören dürfte. Für den lagunären Ablagerungsraum dieses Wettersteindolomits sprechen die gelegentlich auftretenden Feinschichtungsgefüge, das häufige Auftreten von sehr kleinen Dasycladaceen, auch von Bivalven und Crinoiden, sowie von onkoidischen Umkrustungen. Demgegenüber können aber auch intraklastenreiche Brekzien, die grapestone-Fazies und vereinzelte umgelagerte Riffbildner wie Kalkschwämme (Sphinctozoen) und Korallen beobachtet werden, die allesamt dem Rückriffbereich entstammen dürften. Unter den sphinctozoen Kalkschwämmen konnte von Senowbari-Daryan ein Exemplar von *Solenolmia manon manon* (MÜNSTER), eine Leitform für das Karnium, bestimmt werden.

Die aufgeschlossene Mächtigkeit des Wettersteindolomits des Hofschoberberges (Kote 1.666 m) dürfte nur etwa 200 bis 250 m betragen und ist wahrscheinlich tektonisch reduziert worden, da der ladinische Anteil gänzlich fehlt. Unter Umständen kündigt sich am Hofschoberberg bereits der Südrand der ladinischen-unterkarnischen Karbonatplattformentwicklung des Tennengebirgstirolikums an.

#### **Oberer Reiflinger Dolomit: knolliger Bankdolomit des Ladiniums (hell- bis mittelgrauer Platten- und Bankdolomit bei ROSSNER, 1972)**

Aufgrund seiner stratigrafischen Position im Profil konnte bereits ROSSNER (1972: 17, 18) den hellgrauen, kieseligen, meist deutlich gebankten (mittelbankigen) und oft knolligen Dolomit in das Ladinium stellen. Wegen dieser lithologischen Ausbildung und der von ROSSNER (1972: 17) beschriebenen Mikrofazies (Filamentmikrit), dürfte dieses meist vollkommen dolomitisierte Beckensediment am ehesten mit der Reifling-Formation („Reiflinger Dolomit“) zu vergleichen sein. Im Dünnschliff ist sowohl in den Kalken, als auch in den Dolomiten die für den Reiflinger Kalk charakteristische, radiolarienreiche und pelmikritische Filamentfazies zu erkennen. Auch der Essigsäure-Lösrückstand aus den Reiflinger Kalken, die dem knolligen

Bankdolomit eingeschaltet sein können, zeigt mit Conodonten, Radiolarien, Fischzähnen, Foraminiferen (Nodosarien, primitive agglutinierende Foraminiferen) und Schwammnadeln die typische Fauna einer Beckenentwicklung der Mitteltrias. Ebenso könnte ein völlig dolomitisiertes Äquivalent zum Raminger Kalk vorliegen (helle Gesteinsfarbe, Feinschichtung, kaum Hornstein), jedoch scheinen dem Dolomit sämtliche dazugehörigen Sedimentstrukturen eines allodapischen Karbonatsedimentes zu fehlen oder bei der Dolomitisierung verlorengegangen zu sein. Nur gelegentlich, und dann lagenweise, können aus dem knolligen Bankdolomit auch Hornsteinknollen beschrieben werden, meistens fehlen sie jedoch, und der Dolomit ist diffus verkieselt. Im Gelände ist der knollige Bankdolomit an seiner plattigen Absonderung und seinen meist knollig ausgebildeten Schichtflächen relativ leicht zu erkennen und so vom nicht so deutlich gebankten hellen Steinalmdolomit weitestgehend zu unterscheiden. Im Schöberlbachgraben ist am Ende eines Forstweges zwischen 1.080 und 1.100 m Seehöhe ein sehr schönes Straßenprofil durch den knolligen Bankdolomit des Ladiniums aufgeschlossen. Der tiefste Anteil dieses hellen, knollig-gebankten Dolomits ist hier mittelgrau gefärbt, mittelbankig, ist kalkig-mikritisch ausgebildet, reich an Filamenten und Hornstein, führt grüne Partnachmergellagen und steht dem grauen, höher-ladinischen Hornsteinknollenkalk der Reifling-Formation tatsächlich sehr nahe. Eine Conodontenprobe (det. L. KRYSZYN) aus dieser Partie kann mit

*Gladigondolella tethydis* ME (Illyrium–Julium)

*Neogondolella* cf. *excentrica* (oberes Fassanium 1–Fassanium 2)

*Paragondolella trammeri* (Fassanium 1–Langobardium 2)

*Paragondolella excelsa* (Illyrium–Fassanium 2)

*Paragondolella excelsa inclinata* (Fassanium 2)

exakt in das (höhere) Fassanium 2 eingestuft werden.

Der knollige, helle Bankdolomit tritt vor allem in der Gögelhofschuppe in einem breiten Streifen zwischen der Nordflanke des Viehberges (1.100–1.200 m SH) und am steilen Unterhang des Höheneck-Zuges (1.100–1.300 m SH) bis hin zum Schöberlbachgraben auf. Weiters kann dieser mit Hornsteinführung in der Schoberhofschuppe bei Gehöft Unter-Schober (1.030 m SH) und an der Bundesstraße nach Lungötz (900 m SH) angetroffen werden. Die selbe Schuppe dürfte sich unter Moränenbedeckung nach Westen fortsetzen und sich mit den hellen, knollig-kieseligen Bankdolomiten und knolligen, mittel- bis hellgrauen filamentreichen Hornsteinkalken im Schöberlbachgraben selbst verbinden. Ebenso Filament- und Hornstein führende, knollig-kieselige Bankdolomite sind an einer neu gebauten Forststraße an der Südwestflanke des Eibensteinkopfes (Kote 1.118 m) in etwa 1.080 m Seehöhe aufgeschlossen worden.

Die Mächtigkeit des Oberen Reiflinger Dolomits ist nicht allzu hoch und liegt in den Profilschnitten zwischen 70 und 80 m. ROSSNER (1972: Abb. 5, Tafel 3) gibt etwas geringere Mächtigkeiten von 45 bis 50 m an. Beide Werte entsprechen gut den Mächtigkeitsangaben von SUMMESBERGER & WAGNER (1972: Profiltafel) für den Oberen Reiflinger Kalk an der Typokalität in Großreifling (Steiermark). In den verschiedenen Straßenprofilen (Schöberlbachgraben, Viehberg, Eibensteinkopf) ist die aufgeschlossene Mächtigkeit des Oberen Reiflinger Dolomits oft noch viel geringer (20 m) und lässt auf tektonisch bedingte Schichtreduktionen zurückschließen.

### **Buntdolomit (oberes Anisium/unteres Ladinium)**

Der Buntdolomit konnte in der Beschreibung von ROSSNER (1972: 13) und SCHLAGER (1967a: 55) vor allem an der Basis des hellgrauen, knolligen Bankdolomits des Ladiniums angetroffen werden und dürfte daher etwa an der Anisium/Ladinium-Grenze auftreten. Der Zuordnung des Buntdolomits zum Illyrium durch SCHLAGER (1967a: 55) ist voll und ganz zuzustimmen, dem Hinaufreichen des Buntdolomits in das Cordevolium (ROSSNER, 1972: 14) jedoch nicht. Eine Conodontenprobe (det. L. KRYSZYN) mit *Paragondolella excelsa* MOSHER von der NE-Flanke des Höheneckkopfes (1.430 m) auf 1.245 m ü. A. genommen, belegt den Grenzbereich oberstes Anisium–unteres Ladinium als chronostratigrafisches Alter des Buntdolomites. Im Gelände lässt sich ein an Klüften leicht rosa-rötlich, auch gelblich verfärbter, meist heller Dolomit beobachten, der vor allem im verwitterten Zustand rötliche Farbtöne zeigt. Sedimentologisch ist er eng mit dem basalen knolligen Bankdolomit des Ladiniums verknüpft und dürfte daher nur eine Faziesvariante dieses Schichtgliedes darstellen, wie es auch ROSSNER (1972: 14) annimmt. Da die rötlichen Verfärbungen mehr an Kluffflächen gebunden sind, ist dessen lithostratigrafischer Aussagewert als eher gering einzustufen. Ein Vergleich mit dolomitisierten Hallstätter Kalken scheint dem Autor, trotz des mikritischen Sedimentes, daher nicht unbedingt möglich zu sein. Da der Buntdolomit besonders im Grenzbereich zwischen dem Unteren Reiflinger Dolomit des Illyriums und dem Oberen Reiflinger Dolomit des Fassaniums 1/2 auftritt, ist sein stratigrafisches Alter in der Werfen-St. Martiner Schuppenzone tatsächlich auf den Grenzbereich Anisium/Ladinium einzuengen.

Der Buntdolomit konnte als nur geringmächtiges, etwa 20 m mächtiges Band an der Basis des knolligen, hellgrauen Bankdolomits vom Almengebiet bei Ober-Harreith über den schmalen Bergrücken östlich Ramseckhütte bis zur Jagdhütte Ramseck durchverfolgt werden. In seinem unmittelbar stratigrafisch Liegenden konnte stellenweise der dunkelgraue Bankdolomit des Anisiums (Illyrium) angetroffen werden.

### **Unterer Reiflinger Dolomit: dunkelgrauer Bankdolomit des oberen Anisiums (Dunkel- bis schwarzgrauer Plattendolomit bei ROSSNER, 1972)**

Der dunkelgraue Bankdolomit des Anisiums kann vor allem im Viehberg-Profil (Gögelhofschuppe) an der Nordseite des Viehberges (Kote 1.248 m) zwischen 1.060 und 1.240 m Seehöhe angetroffen werden. Es handelt sich um einen dunkelgrauen-schwarzen, meist deutlich dickgebankten, ebenflächig-welligschichtigen, kieseligen, dichten, blockig verwitternden Dolomit, der am Viehberg direkt dem hellgrauen Steinalmdolomit des mittleren Anisiums auflagert. Eine Conodontenprobe (det. L. KRYSZYN), die aus einer Kalkbank am Top des dunkelgrauen Bankdolomits an der Nordseite des Viehberges (140 m NE' Kote 1.248 m, 1.190 m SH) entnommen wurde, lässt den dunkelgrauen Bankdolomit mit *Gondolella bifurcata* in das höhere Anisium (Ober-Pelsonium/Unter-Illyrium) einstufen. Im Dünnschliff kann man einen schwarzen, stark rekristallisierten Dismikrit (Wackestone), in den schemenhaft Radiolarien und etwa Crinoidenstreu eingelagert sind, gut erkennen. Eine weitere Conodontenprobe aus dunkelgrauen, anisischen Hornsteinknollenkalken, die an einem neuen Forststraßen-

anriss 200 m SW' Kote 1.118 m (Eibensteinkopf) genommen worden ist, enthielt mit

*Neogondolella cornuta* (Illyrium)

*Paragondolella liebermanni* (Illyrium–Fassanum 1)

*Neogondolella cf. pseudolonga* (Fassanum)

eine oberstanische Conodontenfauna des Illyriums.

Gegen Westen zu kann der dunkelgraue Bankdolomit als Linsen im unmittelbar Liegenden des Buntdolomits z.B. bei der Ramseckhütte beobachtet werden (Gögelhofschuppe). Besonders mächtig wird der dunkelgraue, wellig-schichtige, kieselige, auch dünner gebankte, auch Hornstein führende Bankdolomit offensichtlich durch Verschuppung im Schöberlbachgraben, wo er in einem breiten Streifen zwischen 1.100 und 1.200 m Seehöhe auftritt. Ein weiteres Vorkommen ist an einer neu gebauten Forststraße an der Südwestflanke des Eibensteinkopfes (Kote 1.118 m) in etwa 1.080 m Seehöhe aufgeschlossen worden.

Die Mächtigkeit des Unteren Reiflinger Dolomits liegt in den Profilschnitten zwischen 20 und 40 m, nach ROSSNER (1972: Abb. 5, Tafel 3) eher bei 20 m. Dies stimmt gut mit den Mächtigkeitsangaben zum Unteren Reiflinger Kalk an der Typlokalität in Großreifling (SUMMESBERGER & WAGNER, 1972: Profiltafel) überein. Höhere Mächtigkeitsangaben sind eindeutig auf tektonisch bedingte Schichtverdopplungen, wie an der Nordostflanke des Viehberges (Kote 1.248 m), zurückzuführen.

#### **Steinalmdolomit, mittleres Anisium (Mittel- bis hellgrauer Massendolomit bei ROSSNER, 1972)**

Der meist hellgraue, auch weiße, zuckerkörnige Dolomit ist massig oder undeutlich gebankt ausgebildet und leider aufgrund der gänzlich (vielleicht auch mehrfach) erfolgten Dolomitierung ziemlich fossilarm. An nur wenigen Stellen können lagunäre Feinschichtung und einige wenige Crinoidenstielglieder beobachtet werden. Dasycladaceen, die ja einen Thallus aus leicht löslichem Aragonit besitzen, und andere Algenstrukturen, sind diagenetisch bedingt völlig ausgelöscht worden und nicht mehr vorhanden sowie können auch keinerlei Sedimentstrukturen mehr beobachtet werden.

Der helle Steinalmdolomit tritt am Viehberg (Kote 1.248 m), Eibensteinkopf (Kote 1.118 m), am Höhenzug nördlich der Karalm (Kote 1.438 m) sowie in der steilen Klamm im oberen Schöberlbachgraben (etwa 1.170 m) auf.

Die mittlere Mächtigkeit des Steinalmdolomits dürfte um die 100 m betragen. Auch aus den Mächtigkeitsangaben für den „hellgrauen bis weißen Massendolomit“ sowie dem „mittel- bis hellgrauen Massendolomit“ bei ROSSNER (1972: 13) lässt sich eine mittlere Mächtigkeit von 100 m errechnen. Aus der „Geologischen Karte der westlichen Dachstein-Gruppe 1:25.000 von SCHLAGER (1967b) sowie der „Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 95 Sankt Wolfgang im Salzkammergut“ von PLÖCHINGER (1982) lässt sich fast die exakt gleiche Mächtigkeit von etwa 100 m für den Steinalmdolomit im Bereich Buchberg-Riedel, Riedelkar und Hopfürglhütte-Rinderfeld ablesen.

#### **Annaberger Dolomit, unteres-mittleres Anisium (Mittel- bis dunkelgrauer Massendolomit bei ROSSNER, 1972)**

Als Annaberger Dolomit wurde ein meist dunkelgrauer, bituminöser, dünn-, mittel- oder dickbankiger, ebenflächiger, etwas fossilführender Dolomit kartiert. Mit dieser Ausbildung entspricht dieser voll und ganz der Erstdefinition durch TOLLMANN (1966: 114). Gegenüber ROSSNER (1972: 11) kann man sagen, dass der Annaberger Dolomit (bei ROSSNER, 1972: 11 als „dunkelgrauer Massendolomit“ bezeichnet) stets gebankt in Erscheinung tritt, jedoch entweder durch tektonische Beanspruchung oder durch Dickbankigkeit ein mehr massiges Erscheinungsbild haben kann. Wichtig dabei mag es erscheinen, die teilweise regelmäßig erscheinende Durchklüftung des Dolomits nicht mit der sedimentären Bankung zu verwechseln. Schichtflächenmessungen wurden daher immer nur an Bänken mit sicher sedimentär ausgebildeten Feinschichtungsgefügen durchgeführt. Im Gegensatz zum Steinalmdolomit sind im Annaberger Dolomit immer wieder Fossilreste wie vor allem Crinoiden und gelegentlich kleine Bivalven sowie – ganz selten – Kleingastropoden zu beobachten. Auch Sedimentstrukturen wie Feinschichtung, teilweise bedingt durch feinen Crinoidenschutt, können öfters beobachtet werden. Feinschichtung mag als Hinweis auf zeitweise sehr lebensfeindliche und anaerobe Ablagerungsbedingungen gelten. Ebenso können jedoch manche Bänke deutlich bioturbat als Dismikrite mit Ausbildung von Pseudointraklasten in Erscheinung treten. Die Größe dieser Wühlspuren spricht wiederum für zeitweise relativ hohe Sauerstoffgehalte in dem die bituminösen Sedimente überlagernden Meerwasser (SAVRDA & BOTTJER, 2014). Nach freundlicher schriftlicher Mitteilung von Richard Hofmann (Museum für Naturkunde, Berlin), kann man einige der Wühlspuren als *Thalassinoides*, *Palaeophycus* und *Planolites* bezeichnen. Es handelt sich hierbei höchstwahrscheinlich um Grab- und Fressbauten von Krebsen, die im Flachwasserbereich, d.h. im Ablagerungsbereich unterhalb der Normalwetterwellenbasis (etwa 10 m Wassertiefe) angetroffen werden können und somit gut zum Ablagerungsmilieu des Annaberger Kalkes/Annaberger Dolomits gerechnet werden können. Auch das deutlich bituminöse, zum Teil dysaerobe und somit lebensfeindliche Sediment des Annaberger Dolomits passt gut zum Lebensmilieu dieser Spurenfossilien, da diese über Röhren und offene Gänge eine permanente Verbindung zum Sauerstoff führenden Meerwasser herstellen konnten und dabei nebenbei auch genügend organisches Material im Sediment vorfinden konnten. Einige wenige Lagen zeigen auch Rutschfaltung. Mikrofaziell können die Annaberger Dolomite als mud-, wacke- und grainstones, meist mit feiner Crinoidenstreu, beschrieben werden. Dünnere Dolomitbänke sind fossilärmer und als dunkelgraue mudstones, manchmal auch mit dünnen, dunkelgrauen Tonmergellagen an den Schichtflächen, entwickelt, während die dickeren Dolomitbänke oft als crinoidenschuttreiche pack- oder grainstones ausgebildet sind, die nicht selten auch kleine Bivalvenschalen führen können sowie gelegentlich auch tempestitische Sturmflutlagen mit feinem Bivalvenschill. Als Besonderheit können auch dickere Brekzienbänke, die sich aus einer matrixarmen, sedimentären Internbrekzie, mit unterschiedlich grauen, kantigen oder angerundeten, sehr schlecht sortierten, millimeter- oder dezimetergroßen Dolomitkomponenten als Intraklasten, und einer ge-

ring entwickelten, feinsandigen Matrix als Zwickelfüllung, erwähnt werden. Dünnere Brekzienlagen sind oft nicht so grobklastisch entwickelt wie die dickeren Brekzienbänke. Gelegentlich sind im Annaberger Dolomit onkoidähnliche Allocheme zu beobachten, die den Seichtwassercharakter der meisten dieser Ablagerungen unterstreichen. Viele dieser lithologischen und mikrofaziellen Elemente sind auch im Annaberger Kalk in den niederösterreichischen Kalkvorbergen enthalten und daher erscheint eine Ansprache als „Annaberger Dolomit“ durchaus als gerechtfertigt. Zu einem ähnlichen Ergebnis kommt auch BRUNNER (2013: 126) in der Werfener Schuppenzone westlich der Salzach.

Annaberger Dolomit tritt am südlichen und östlichen Viehberg (Kote 1.248 m), am Schnöllkopf (Kote 1.032 m), bei Gehöft Eibenstein und am Höheneggekopf (Kote 1.430 m) auf. Vom Höheneggekopf zieht der Annaberger Dolomit unter dem Moränengebiet der Karalm hindurch und baut dann in größerer Mächtigkeit die zum Teil steilen und felsigen Hänge zwischen der Vorderschöberalm und der Koreinalm auf. Auch unterhalb der Ostermaißalm (Korein, Kote 1.850 m) sind zwischen 1.200 und 1.400 m Seehöhe dünn- und mittelbankige, ebenflächige Annaberger Dolomite in ebenso größerer Mächtigkeit aufgeschlossen. In sehr großer Mächtigkeit hingegen bauen dünn- bis dickbankige und dunkelgraue Annaberger Dolomite einen großen Teil des Korein sowie den Naßberg (Kote 1.320 m) auf. Auch hier lassen sich immer wieder dunkle, feinschichtige Crinoidenschuttdolomite oder dunkelgraue wackestones mit Crinoidenstreu sowie, seltener, dickere Bänke mit Bivalvenschill beobachten. In der Schichtfolge des Hofschoberberges (Kote 1.666 m) tritt am nordöstlichen Bergfuß geringmächtig dickbankig bis massig ausgebildeter, dunkelgrauer Annaberger Dolomit des Anisiums auf („dunkelgrauer Massendolomit“ bei ROSSNER, 1972: 26). In der Umgebung der Hinterschöberalm können in einzelnen, den Werfener Schichten eingeschuppten Schollen, auch dünn- bis mittelbankige und ebenflächige, dunkelgraue Kalke und Dolomite beobachtet werden, deren Sedimentstrukturen wie Feinschichtung, feinschichtige Crinoidenschuttkalke und bioturbate Wurstelkalke für eine mehr kalkig-dolomitische Ausbildung in Form von Annaberger Kalken sprechen. Eine Zuordnung zur Gutenstein-Formation, wie bei ROSSNER (1972: 26), wurde zurzeit noch nicht getroffen, da die dünnbankig-kieselige Ausbildung, wie an der Typlokalität in Gutenstein oder in Großreifling, nicht anzutreffen war.

Die Gesamtmächtigkeit des Annaberger Dolomits dürfte stark schwanken und liegt meistens zwischen 200 und 300 m. Die Mächtigkeitsangaben zum „mittel- bis dunkelgrauen Massendolomit“ bei ROSSNER (1972: 11, 22) scheinen zu groß zu sein und liegen über 400 m. Solch große Mächtigkeiten, wie sie zum Beispiel an der Südseite des Viehberges auftreten dürften, sind sicherlich tektonisch bedingt. Auch bei SCHLAGER (1967b) sowie bei PLÖCHINGER (1982) lassen sich keine größeren Mächtigkeiten des „bituminösen Bankdolomits“ bzw. „Gutensteiner Dolomits“ als 100 bis 200 m ablesen. Bei GRUBINGER (1953: 148) werden bis zu 300 m Mächtigkeit für den „Gutensteiner Dolomit“ angegeben.

### **Reichenhaller Rauwacke (unterstes Anisium)**

Auf dem flachen Bergrücken südlich unterhalb der Langeckalm (Kote 1.429 m) sind immer wieder schmale Züge

einer mittel- bis hellgrauen, kalkig-dolomitischen, gelblich verwitternden, harten und zähen Rauwacke mit kantigen Dolomitkomponenten, die in einer kalkigen Matrix schwimmen, zu beobachten. Sie dürften einem deutlich ausgeprägten Horizont zwischen den Werfener Schichten im Westen und dem anisischen Annaberger Dolomit im Osten entsprechen und daher der Reichenhaller Rauwacke zuzuordnen sein. Ebenso der Reichenhaller Rauwacke zugeordnet werden die eindeutig stratigrafisch zwischen den Werfener Schichten im Liegenden und dem sicher tieferanisischen Annaberger Dolomit im Hangenden auftretenden Rauwacken an der Westflanke des Naßberges (Kote 1.320 m). Ihre Mächtigkeit dürfte nur wenige Meter betragen. Nach TRAUTH (1926: 171) soll ein kleines Eisenerzlager im Haslangergraben an diesen Horizont gebunden gewesen sein. Dunkelgraue Reichenhaller Rauwacken treten auch entlang einer Störungszone in einer etwa N-S streichenden Mulde südlich unterhalb der Ostermaißalm (Kote 1.410 m) auf und sind bis oberhalb von Bichlberg zu verfolgen. Die kleine, wahrscheinlich im Wettersteindolomit liegende Vererzung von Bichlberg dürfte an diese Störungszone gebunden sein. In einer kleinen Scholle oberhalb der Hinterschöberalm sind in etwa 1.400 m Seehöhe dunkelgraue Rauwacken, die sich beim Anschlagen als dunkle Dolomimbrekzien entlarven, in die Werfener Schichten des Almgebietes eingeschuppt worden. Deren dunkelgraue Farbe sowie deren Vorkommen zusammen mit dunkelgrauem, dolomitischem Annaberger Kalk sprechen für deren anisisches Alter. Dunkelgraue Rauwacken und grobe Dolomimbrekzien grenzen den tektonisch in die Werfener Schichten eingeschuppten dunkelgrauen Annaberger Dolomit nördlich Gehöft Sittler gegen die Werfener Schichten ab. In der streichenden Verlängerung dieser Schuppe können limonitisch vererzte Werfener Schichten und Rauwacken am Nordostkamm des Schwarzeneggs (Kote 1.598 m) beobachtet werden. Die schwache Vererzung entspricht dem Typ der „Brauneisenerzlagerstätten“ an der Untertrias/Unter-Anisium-Grenze (HEISSEL, 1955). Mittelgraue, kalkige Rauwacken mit hellen, kantigen Dolomitkomponenten sind zusammen mit Annaberger Dolomit auch in einem schmalen Zug an der Nordostkante des Schwarzeneggs, NE-SW streichend, in die umgebenden Werfener Schichten eingeschuppt worden. Ockergelbe und dunkelgraue, kalkige Rauwacken sind in sehr schmalen Zügen auch in Werfener Schichten der Helferalm tektonisch eingespießt. Relativ mächtig (50–100 m) lagern mittel- bis dunkelgraue, auch ockergelb verwitternde, kalkig-dolomitische Rauwacken, mit dunkelgrauen, kantigen Kalk-, beigegrauen, kantigen Dolomit- und, selten, auch kantigen, grünen Werfener Schiefer und Quarzit-Komponenten den nordfallenden Werfener Schichten des Weyerberges (Kote 1.455 m, „Sonnberg“) auf.

### **Werfener Schichten (Untertrias)**

Die vorwiegend feinklastischen, in den hangendsten Partien lageweise auch kalkigen Werfener Schichten wurden in erster Linie unterhalb des Naßberges (Kote 1.320 m), im Gebiet zwischen der Tonialm und Langeckalm (Kote 1.429 m), im Bereich der Lochalm, im Haslangergraben, im Bereich zwischen Tonialm, Haslangeralm, Sittleralm, Helferalm und Harmlalm sowie im Gebiet der Hinterschöberalm angetroffen. In den meisten Fällen sind die Werfener Schichten feinsandig-quarzitisch ausgebildet und zwar als grüngraue, auch hellgraue oder rotviolette, manchmal et-

was schiefrige, dünn- oder mittelbankige, ebenflächige, fein- bis mittelkörnige Quarzite und Quarzsandsteine, denen selten im Zentimeterbereich oder auch Meterbereich grüne oder rotviolette Tonschiefer eingelagert sein können, stets mit im Sonnenlicht glitzernden detritären Glimmerschüppchen auf den Schicht- und Schieferungsflächen. Nur ein geringerer Anteil der Werfener Schichten ist hier tonig, als grüner, mit feinkörnigem Quarzit wechsellagernder Ton- und Siltschiefer oder als rotvioletter, auch feinsandiger Tonschiefer, ebenso mit Glimmerschüppchen auf den Schicht- und Schieferungsflächen, anzutreffen. Ebenso grün-rotviolette Tonschiefer mit Glimmerschüppchen konnten im Wildbachgerinne westlich der Vorderschöberalm zwischen 1.320 und 1.360 m Seehöhe aufgefunden werden. Eine generelle Differenzierung in Tonschiefer- und Sandstein-reiche Werfener Schichten scheint zumindest im kartierten Gebiet aufgrund der engen sedimentären Wechsellagerung zwischen den beiden Lithologien (schon im Aufschlussbereich) miteinander nicht möglich zu sein. Wegen der stark quarzitischesandigen Ausbildung der Werfener Schichten können diese mit Hilfe der zahlreichen Lesesteine und auch Blöcke, die diese verwitterungsresistenten, quarzreichen Gesteine ausbilden, leicht auch in schlecht aufgeschlossenem Gelände auskartiert werden. Auch der Bewuchs mit säureliebenden Flechten, dichten Heidelbeerstauden, Moosen und Farnen ist für die Gebiete, wo die quarzitisches Werfener Schichten auftreten, charakteristisch. Weiters bildet das relativ harte, quarzreiche und damit eher standfeste Gestein oft Steilhänge, in die dann tief und mit ausgesprochen steilen Flanken Gräben eingeschnitten sind, die aufgrund ihrer Steilheit dann auch unbegehbar sein können. Nur in flacheren Bereichen neigt der quarzitisches Verwitterungsschutt zur Ausbildung von Kriechhängen. Sedimentstrukturen sind vor allem in den quarzitischesandigen Werfener Schichten als Feinschichtung (Parallelschichtung), Schrägschichtung und Rippelschichtung, alle mit wechselnden Korngrößen, zu beobachten. Sie deuten allesamt auf einen sehr seichtmarinen, strömungsreichen und küstennahen Watt-ähnlichen Ablagerungsraum mit starker Aufarbeitung und rascher Ablagerung des Sedimentes hin. Nicht selten können auf den Schichtflächen auch Rippelmarken, Spurenfossilien und die Abdrücke von leider nur sehr schlecht erhaltenen Molluskenschalen beobachtet werden. Auch die Aufarbeitung der tonigen Lagen zu Tonschieferklasten („mud chips“), die lageweise angereichert sein können, sowie die Zurundung von Tonklasten zu Tonschiefergeröllen, die im sandigen Sediment schwimmen, kann beobachtet werden. In den hangendsten Partien der Werfener Schichten sind stellenweise Kalkbänke angetroffen worden. Und zwar als mittelgraue, eher feinkörnige, gut dünngebankte Kalke am Verbindungskamm zwischen Naßberg (Kote 1.320 m) und Langeckalm (Kote 1.429 m) in 1.310 m Seehöhe sowie als mittelgraue, dünn- bis mittelbankige, ebenflächige, feinspätige Kalke, die teilweise als feinschichtige grainstones ausgebildet waren, und als tonige, feinschichtige, fossilarme Kalke am markierten Wanderweg zwischen Tonialm und Langeckalm in 1.440 bis 1.450 m Seehöhe.

In einigen Bereichen sind die Werfener Schichten bekannterweise durch Eisen-Vererzungen geprägt. Am bedeutendsten davon war eine kleine, eisenreiche Vererzung an einer Forststraße südlich unterhalb des Hofschoberberges in 1.240 bis 1.280 m Seehöhe anzutreffen. Die hier anstehenden Werfener Schichten sind hier über eine Länge

von etwa 100 m intensiv rotbraun-limonitisch durchsetzt und führen eine für die Eisen-Vererzungen der Werfener Schichten typische Paragenese von Hämatit (fein verteilt in nur kleinen Flitterchen), Calcit (in kleinen Gängen), selten auch Pyrit, Kupferkies und natürlich vor allem Limonit. Die Vererzungszone dürfte etwa W-E streichen und keilt nach oben hin rasch wieder aus. Hämatit, in kleinen Schüppchen, konnte auch an anderen Stellen (Bichlberg, Sittleralm, Helferalm), und zwar deutlich an limonitisierter Kleinklüfte gebunden, in den Werfener Schichten angetroffen werden. Nicht selten sind auch weiße Quarzitadern, welche die Werfener Schichten deutlich diskordant durchschlagen, etwas mineralisiert anzutreffen gewesen (Kupferkies und Calcit oberhalb der Sittleralm, Hämatit in Bichlberg und bei der Helferalm). Aus den Lagerungsverhältnissen lässt sich, auch nach WEBER (1973: 124–125), eine zur alpidischen Orogenese gehörende syntektonisch-epigenetische Vererzung, die im Zusammenhang mit Stoffwanderungen bei der eoalpidischen Metamorphose (METZ, 1948) gesehen werden kann, ableiten. Dazu passend können Bildungstemperaturen von Hämatit, die nach WEBER (1973: 122) zwischen 200° und 300° C liegen sollen und die auch gut mit dem CAI-Wert von 4 bei den Conodonten aus der Mitteltrias der Werfen-St. Martiner Schuppenzone in Einklang zu bringen sind, angegeben werden. Auch GRUBINGER (1953: 148) ist bereits eine schwache Metamorphose in den Werfener Schichten der Werfen-St. Martiner Schuppenzone aufgefallen, so wie auch KRIEBER et al. (2018) auf Metamorphose-Temperaturen von > 300° C in den Werfener Schichten derselben Region hinweisen. In einem kleinen Aufschluss am Sonnberg (südlich Helferalm) kann man schön beobachten, dass sich im Faltenkern von NNE-vergenten Kleinfalten in den Werfener Schichten limonitisch vererzte, weiße Quarzite ange-reicht haben. Diese untermauern die syntektonische, vor allem aber auch vorgosauische, wahrscheinlich an die eoalpidische Orogenese gebundene Vererzung und Metamorphose der Werfener Schichten.

### Haselgebirge (Oberperm)

In den Gräben des Schöberlbaches und Köppelreitbaches sowie unterhalb der Hinterschöberalm ist an zahlreichen Stellen das blaugrün-tonige Haselgebirge aufgeschlossen. Teilweise handelt es sich um eine Brekzie aus grünen Tonsteinen sowie rotweiß gebändertem Gipsbrocken, die in einer grünen oder blaugrünen tonigen Matrix stecken. Im Köppelreitbach können zum Teil bis zu hausgroße Blöcke aus grauweißem Bändergips beobachtet werden.

### Tektonik

Im hier vorliegenden kartierten Gebiet zwischen dem Lam-mertal im Norden und dem Haslangerbach im Süden können folgende tektonische Einheiten (Schuppen) von Norden nach Süden unterschieden werden:

**A:** Die **Tennengebirge-Einheit** mit der **Trias-Schichtfolge des Hofschoberberges** (Kote 1.666 m), die lithologisch, faziell und paläogeografisch an den Südrand des Tennengebirges anschließt. Im Süden lagert die Obertrias des Hofschoberberges tektonisch auf einem Schollentep-pich von Werfener Schichten, Reichenhaller Rauwacken und Annaberger Kalk. Dass die Werfener Schichten, die vorbehaltlich noch zur Tennengebirgs-Einheit hinzuge-rechnet werden, tektonisch auch unter die Dachsteinkalk-

scholle des Hofschoberberges abtauchen, beweisen Zerrgräben und andere Bergzerreissungsstrukturen, die vor allem an der Südflanke des Hofschoberberges auftreten (Laserscan).

Der Bergstock des Hofschoberberges selbst wird von zwei markanten, N-S streichenden Störungen durchsetzt, welche die einzelnen Trias-Blöcke vertikal gegeneinander versetzen. Diese beiden Störungen sind älter als der Schuppenbau und könnten vielleicht schon während der Trias aktiv gewesen sein.

**B:** Die **Eibensteinschuppe** (bei ROSSNER, 1972: Schuppe I), die sich im Wesentlichen aus Annaberger Dolomit und Steinalmdolomit zusammensetzt, und von Gehöft Merlegg und Gehöft Eibenstein über den Eibensteinkopf (Kote 1.118 m) bis in den untersten Köppelreitbach zu verfolgen ist. Im Süden werden die anisischen Dolomite von Reiflinger Dolomit und Kalk sowie vom Unterkarnischen Hornsteinknollenkalk überlagert.

**C:** Die **Schoberhofschuppe** (bei ROSSNER, 1972: Schuppe II und III), die sich zunächst aus Reiflinger Dolomit, Unterkarnischem Hornsteinknollenkalk und Reingrabener Schichten zusammensetzt und sich von der Landesstraße B 166 (Pass Gschütt Straße) über Gehöft Unter-Schober und Gehöft Ober-Schober unter der Moränenbedeckung hindurch in den oberen Schöberlbachgraben fortsetzt. Hier komplettiert sich die Mitteltrias-Schichtfolge der Schoberhofschuppe, indem unter dem Reiflinger Dolomit auch Annaberger und Steinalmdolomit (Klamm) zum Vorschein kommen.

**D:** Die **Göglhofschuppe** (bei ROSSNER, 1972: Schuppe IV), die sich aus einer vollständigen, nach Norden einfallenden Schichtfolge von Annaberger Dolomit, Steinalmdolomit, Buntdolomit, Reiflinger Dolomit bis in die Reingrabener Schichten zusammensetzt und die sich vom Viehberg (Kote 1.248 m) nach Westen bis in das Gehänge N' Jagdhütte Ramseck erstreckt. Die Aufschlüsse im Schöberlbachgraben werden – im Gegensatz zu ROSSNER (1972: Schuppe III) – nicht zur Göglhofschuppe gezählt, weil dazwischen eindeutig ein tektonischer Kontakt nachgewiesen werden kann.

**E:** Die **Ramseckschuppe** (bei ROSSNER, 1972: Schuppe VI), die lediglich aus steilstehenden Reingrabener Schiefen aufgebaut wird und von Ober-Harreith über die Jagdhütte Ramseck bis zur Vorderschöberlalm durchverfolgbar ist.

**F:** Die **Höheneggkopfschuppe** (bei ROSSNER, 1972: Schuppe VIII), die sich vom Schnöllkopf (Kote 1.032 m) über den Südteil des Viehberges (Kote 1.248 m) zum Höheneggkopf (Kote 1.430 m) und über die Karalm bis in das steile Gehänge N' Koreinalm erstreckt und im Wesentlichen aus Annaberger Dolomit und Steinalmdolomit zusammengesetzt ist. In ähnlicher Art und Weise hatte bereits GRUBINGER (1953: 154, Tafel 1) den „Gutensteiner- und Wettersteindolomit“ des „Höheneckluzes“ zu einer zusammenhängenden strukturellen Einheit zusammengefasst.

**G:** Die **Frommerschuppe** (sensu GRUBINGER, 1953) des Korein (Kote 1.850 m), die sich aus einer in sich verschupperten und muldenförmig angeordneten Abfolge von Werfener Schichten, Annaberger Dolomit, Wettersteindolomit und Reingrabener Schichten zusammensetzt. Kleinere Quer-

störungen zeigen horizontale und vertikale Verstellungen in N-S-Richtung an. Der Kontakt zwischen dem Annaberger Dolomit unterhalb der Ostermaißalm und dem Wettersteindolomit des Korein-Hauptgipfels ist sicher ein tektonischer, da in einer seichten Mulde südlich unterhalb der Ostermaißalm Rauwacken und Werfener Schichten zwischen beiden Gesteinsserien eingeschuppt worden sind und auch die schwache Vererzung im Wettersteindolomit von Bichlberg an diese Störungszone gebunden zu sein scheint. Auf der anderen Seite muss auch der Kontakt zwischen dem Annaberger Dolomit des Korein und dem Wettersteindolomit des Korein (Hauptgipfel) ein tektonischer sein, weil dazwischen sowohl das obere Anisium, als auch ein Großteil des Ladiniums tektonisch bedingt zu fehlen scheint. Aus diesem Grund ist es schwierig, zu entscheiden, ob die Frommerschuppe, mit ihrem oberladinisch-unterkarnischen Wettersteindolomit, wie der Hofschoberberg der Tennengebirgs-Einheit angehört, oder ein Element darstellt, das zwischen der Tennengebirgs-Einheit im Norden und dem Werfener-St. Martin Schuppenland im Süden vermittelt. Die Reingrabener Schichten hingegen, die im Bereich der Koreinalm und östlich davon (an der Forststraße zur Ostermaißalm) auftreten, könnten dem Oberen Wettersteindolomit altersmäßig auch sedimentär-stratigrafisch auflagen.

Generell zeigen die Schuppengrenzen steiles Nordfallen, seltener auch Südfallen. Damit kann der Schuppenbau generell als steil südvergent aufgefasst werden und einer jungen, „tertiären“, nach Norden gerichteten, kompressiven Phase mit Übersteilung und Überkipfung von Schichtpaketen am Kalkalpensüdrand zugeordnet werden.

An der Südseite des Tennengebirges kann eine tektonisch bedingte, deutlich ausgeprägte Schichtlücke zwischen den Werfener Schichten im Liegenden und der darüber folgenden Obertrias (Nordalpine Raibler Schichten) im Hangenden festgestellt werden. Meistens fehlt die gesamte Mitteltrias dazwischen, nur gelegentlich sind noch Späne von Wettersteindolomit erhalten geblieben (z.B. im Passrückgraben). Höchstwahrscheinlich kann man zwischen der Obertrias des Tennengebirges und den Werfener Schichten darunter größere, in südliche Richtung gerichtete Überschiebungsbeträge annehmen, vielleicht doch auch noch im Sinne einer „Hochalpenüberschiebung“ im Sinne von HEISSEL (1955).

Demgegenüber ist der tektonische Bau innerhalb der Frommerschuppe (Korein, Kote 1.850 m) deutlich nord- bis nordostvergent aufzufassen. Einerseits lagern hier die Annaberger Dolomite, die den Hauptkamm und den Südabfall des Korein und der Ostermaißpitze (Kote 1.682 m) aufbauen, an einer mittelsteil nach Südwesten einfallenden internen Schuppengrenze dem Wettersteindolomit, der nur die Nord- und Ostflanke des Berges aufbaut, auf und beweisen damit eine nach Nordost gerichtete Einengungsrichtung in der Frommerschuppe. Andererseits belegen zueinander konjugiert verlaufende Querbrüche in der Gegend des Hauptgipfels des Korein (Gipfelkreuz) eindeutig NNE-gerichtete Kompression innerhalb dieses Scherflächenpaares. Dies steht in guter Übereinstimmung mit den von ROSSNER (1972: 30–31) beobachteten Kleinstrukturen, die größtenteils deutlich nordostvergent ausgerichtet sind und die nach ROSSNER (1972: 37) einer früheren tektonischen Phase eines zumindest vorgosauischen Decken- und Schuppenbaues zugeordnet werden können.

## Literatur

BITTNER, A. (1884): Aus den Salzburger Kalkgebirgen: Die Ostausläufer des Tännengebirges. – Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **1884**, 358–367, Wien.

BRUNNER, R. (2013): Die Werfener Schuppenzone westlich der Salzach (Nördliche Kalkalpen). – Masterarbeit, Universität Salzburg, 111 S., Salzburg.

FUGGER, E. (1915): Das Tennengebirge. – Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **64**, 369–442, Wien.

GRUBINGER, H. (1953): Geologie und Tektonik der Tennengebirgs-Südseite. – Skizzen zum Antlitz der Erde: Geologische Arbeiten, herausgegeben aus Anlaß des 70. Geburtstages von Prof. Dr. L. Kober, Universität Wien, 148–158, Wien.

HEISSEL, W. (1955): Die „Hochalpenüberschiebung“ und die Brauneisenerzlagerstätten von Werfen – Bischofshofen (Salzburg). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **98**, 183–202, Wien.

KLAPPACHER, G. & TICHY, W. (1987): Geologische Karte des Tennengebirges, 1:25.000. – Salzburger Höhlenbuch, 4, Salzburg.

KRIEBER, M., NEUBAUER, F. & FRIEDL, G. (2018): A black shale facies in the upper Werfen Formation: Indication of an anoxic event during the rifting of the Meliata Ocean? – In: NEUBAUER, F., BRENDDEL, U. & FRIEDL, G.: *Geologica Balcanica, XXI International Congress of the Carpathian Balkan Geological Association (CBGA)*. – Abstracts – Advances of Geology in southeast European mountain belts, Salzburg, Austria, September 10–13, 2018, 62, Sofia.

KRYSTYN, L. (1985): Bericht 1984 über geologische Aufnahmen in den Kalkalpen auf Blatt 94 Hallein. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **128/2**, 263–264, Wien.

METZ, K. (1948): Eisen- und Magnesitlagerstätten in den Ostalpen. – *Geologiska Föreningens*, **70**, 363–368, Stockholm.

PLÖCHINGER, B. (1982): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 95 Sankt Wolfgang im Salzkammergut, Wien.

ROSSNER, R. (1972): Die Geologie der nordwestlichen St. Martiner Schuppenlandes am Südostrand des Tennengebirges (Oberostalpin). – *Erlanger Geologische Abhandlungen*, **89**, 57 S., Erlangen.

SAVRDA, C.E. & BOTTJER, D.J. (2014): Trace-fossil model for reconstruction of paleo-oxygenation in bottom waters. – *Geology*, **14**, 3–6, Washington.

SCHLAGER, W. (1967a): Hallstätter und Dachsteinkalk-Fazies am Gosaukamm und die Vorstellung ortsgebundener Hallstätter Zonen in den Ostalpen. – *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **1967**, 50–70, Wien.

SCHLAGER, W. (1967b): Fazies und Tektonik am Westrand der Dachsteinmasse (Österreich). II: Geologische Aufnahme von Unterlage und Rahmen des Obertriasriffes am Gosaukamm. – *Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten Österreichs*, **17**, 205–282, Wien.

SUMMESBERGER, H. & WAGNER, L. (1972): Der Stratotypus des Anis (Trias). – *Ehrenberg-Festschrift (1972)*, 515–538, Wien.

TOLLMANN, A. (1966): Geologie der Kalkvoralpen im Ötscherland als Beispiel alpiner Deckentektonik. – *Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien*, **58**, 103–207, Wien.

TRAUTH, F. (1926): Geologie der nördlichen Radstädter Tauern und ihres Vorlandes: Erster Teil. – *Denkschriften der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse der Akademie der Wissenschaften in Wien*, **100**, 101–212, Wien.

WEBER, L. (1973): Das Alter der Sideritvererzung im Westteil der Gollrader Bucht (Stmk.). – *Dissertation, Universität Wien*, 206 S., Wien.

## Blatt 128 Gröbming

### Bericht 2018 über geologische Aufnahmen im Schladminger Gneiskomplex, im Wölz- und Greim-Komplex auf Blatt 128 Gröbming

EWALD HEJL

(Auswärtiger Mitarbeiter)

Im Zeitraum von Mitte Juli bis Anfang September 2018 wurde ein ca. 25 km<sup>2</sup> großes Gebiet geologisch neu aufgenommen. Es umfasst den Talschluss des Strickerbachs (Strickerkar), die Südosthänge des Ahrspitzes (2.014 m) und des Niederecks (1.829 m), die Gebirgsstöcke des Kleinen und Großen Knallsteins (2.378 m bzw. 2.599 m), die Umgebung des Weißensees (2.229 m) und des Ahornsees (2.069 m), die Kare des Grünsees (1.983 m) und des Schwarzensees (1.918 m) sowie die Umgebung des Hohensees (1.543 m). Das Gebiet ist wie folgt umgrenzt: Gjoadeck (2.525 m) – Schusterstuhl – Karlspitz (2.212 m) – Karlscharte – Strickeralm – Oberkar – Knallalm (1.355 m) – Knallkar – Steinkarlscharte – Kaltherberghütte (1.608 m) – Riedlbach – Bräualm (1.165 m) – Schimpelbach – Schimpelrücken – Schönkarlsnitz (2.349 m) – Gjoadeck (2.525 m).

### Schladminger Gneiskomplex einschließlich Strickerkar-Fenster

Auf die Revisionsbedürftigkeit der Grenzziehung zwischen dem nordöstlichen Teil des Schladminger Gneiskomplexes und dem Wölz-Komplex wurde schon in den Vorjahren hingewiesen (HEJL, 2016a, b). Durch die Entdeckung eines bislang unbekanntes tektonischen Fensters von Schladminger Gneisen innerhalb der Glimmerschiefer des Wölz-Komplexes wird diese Thematik um eine weitere Facette bereichert. Die auf dem Grat Karlspitz–Schusterstuhl anstehenden, mittel- bis grobschuppigen Granatglimmerschiefer des Wölz-Komplexes überlagern an dessen Westabdachung in rund 2.100 m über NN die achsial nach Osten abtauchenden Gneise. Vom Grat unmittelbar nördlich des Karlspitzes (2.212 m) ist deutlich zu sehen, dass der aus Granatglimmerschiefern bestehende Hang östlich des Grates mehrere, nur mäßig steile Felsrippen aufweist. Unterhalb von ca. 1.900 m über NN wird das Relief wesentlich schroffer. Der anstehende Fels bildet dort erkerartig vorspringende Türme und Pfeiler, die offensichtlich nicht aus Glimmerschiefer bestehen. Dieser Eindruck bestätigt sich im Talgrund des Strickerkars. Der Blockschutt im Umkreis von Kote 1.484 m und am westlich anschließenden Hangfuß besteht fast ausschließlich aus Gneisblöcken, deren lithologisches Spektrum Plagioklasgneise, Biotitplagioklasgneise und Hornblendegneise umfasst. Diese



Gesteine bilden auch den anstehenden Fels der Wände und Spornberge. Die Zugehörigkeit dieser Gesteine zum Schladminger Gneiskomplex steht außer Zweifel.

Dieses neu entdeckte tektonische Fenster von Schladminger Gneisen innerhalb der Wölzer Glimmerschiefer nenne ich Strickerkar-Fenster. Es erstreckt sich in N-S-Richtung über eine Länge von 800 m und in W-E-Richtung über eine Distanz von rund 1.000 m, wenn die nicht aufgeschlossenen Anteile im Talgrund miteinbezogen werden. Ungefähr 40 % der Fläche des Strickerkar-Fensters sind oberflächlich aufgeschlossen oder nur von Boden und dünnen Schuttlagen bedeckt; die restlichen etwa 60 % befinden sich unter der quartären Sedimentbedeckung (Blockschutt und Moräne) des Talgrundes. Das Fenster hat eine Gesamtfläche von ungefähr 0,6 km<sup>2</sup> (= 60 ha). Der Fensterinhalt gehört, wie auch die Hauptmasse des Schladminger Gneiskomplexes, zum Schladming-Seckau-Deckensystem, welches von SCHMID et al. (2004) dem Oberostalpin zugeordnet wird.

### **Wölz-Komplex sensu stricto**

Innerhalb der Wölzer Glimmerschiefer können zwei Hauptlithologien unterschieden werden, und zwar erstens die feinschuppigen Glimmerschiefer mit seidig glänzenden Schieferungsflächen im nördlichen Teil des Kartiergebietes und zweitens die etwas gröber kristallisierten Granatglimmerschiefer mit lagenweise angereichertem, bis ca. 7 mm großem, nicht alteriertem Granat im zentralen Teil des Gebiets, insbesondere im Umkreis des Großen Knallsteins (2.599 m). Am Weg von der Kaltherberghütte (1.608 m) zum Unteren Klaffersee (1.884 m) fand ich in 1.850 m über NN Glimmerschieferblöcke mit weißem Feldspat und vielen großen Granatkristallen mit Durchmesser über 1 cm. Die größten Granate waren hier 17 mm groß und nicht alteriert. In den feinschuppigen Glimmerschiefern des nördlichen Gebiets ist der Granat seltener, in der Regel leicht alteriert und nur 2 bis 3 mm groß.

Die Grenze zwischen diesen beiden Hauptlithologien ist unscharf und lässt sich daher nur mit einer Genauigkeit von ca. 200 m festlegen. Sie verläuft von knapp südlich der Karlscharte (1.975 m) zur Strickeralm (1.353 m), von dort weiter auf den Höhenrücken 500 m südwestlich des Ahrnspitzes (2.014 m) und dann hinunter zum Stocker, im Talgrund des Großsölktales. Der feinschuppige Glimmerschiefer überlagert den gröberen Granatglimmerschiefer mit mittelsteilem Nord- bis Nordost-Fallen. Auch im Knallkar tritt bereichsweise feinschuppiger Glimmerschiefer auf, insbesondere nördlich vom Schönwetter (2.144 m) und am Ostfuß des Kleinen Knallsteins (2.378 m).

Der tektonische Baustil der äußerst monotonen Glimmerschieferareale erschließt sich nur schemenhaft, da kartierbare Leithorizonte fehlen. Im Norden (Schusterstuhl, 2.321 m; Niedereck, 1.829 m) ergibt sich der Eindruck einer vorwiegend flach bis mittelsteilen Lagerung mit generellem Einfallen nach Norden bis Nordosten. Am Großen Knallstein (2.599 m) und in den Karen im Umkreis des Weißensees (2.229 m) und des Ahornsees (2.069 m) haben die Glimmerschiefer zumeist steil stehende bis mittelsteil nach SSE einfallende Schieferungsflächen; die generelle Streichrichtung verläuft W-E bis WSW-ENE. Es ergibt sich der Eindruck einer antiklinalen Kulmination am Großen Knallstein oder etwas nördlich davon. Die steil stehende Schieferung ist jedoch eher als eng zusammengepresste

Transversalschieferung (mit kleinräumiger Isoklinalfaltung) und nicht als Ausdruck des primären Lagenbaus aufzufassen. Die wenigen Marmorlagen (Seekarl und südöstlich Seekarls spitz, 2.523 m) verlaufen oft diskordant zur regional vorherrschenden Schieferung.

### **Greim-Komplex**

Die Grenze zwischen dem Greim-Komplex und dem Wölz-Komplex ist nicht überall eindeutig zu ziehen, da beide Einheiten hauptsächlich aus Metapeliten (Glimmerschiefer bzw. Paragneise) aufgebaut sind und am Übergang ein gewisser Interpretationsspielraum gegeben ist. Die Gesteine des Greim-Komplexes sind durch einen höheren Metamorphosegrad (> ca. 600° C) charakterisiert. Andererseits sind auch bestimmte Lithologien (bzw. die entsprechenden Edukte) im Greim-Komplex häufiger als im Bereich der Granatglimmerschiefer. Als feldgeologisch brauchbares Kriterium kann der schon im Handstück auffällige Feldspatgehalt der Metapelite und der damit einhergehende gneisartige Habitus der Gesteine herangezogen werden. Weniger gut geeignet ist das Vorhandensein von Pseudomorphosen nach Staurolith oder das von Diopsid in Kalksilikatgesteinen. Die genannten Minerale treten zwar nicht in den Wölzer (Granat)Glimmerschiefern auf, sind aber auch im Greim-Komplex nicht allgegenwärtig, da passende Edukte bereichsweise fehlen. Die zwischen dem Sölkpaß und den Kaltenbachseen häufigen Großpseudomorphosen nach Staurolith (HEJL, 2014) wurden im diesjährigen Kartiergebiet nicht angetroffen. Ob die mächtigen Marmore am Hohensee (1.543 m) Tremolit und/oder Diopsid enthalten, wird sich erst durch die Begutachtung von Gesteinsdünnschliffen feststellen lassen.

Wegen des Auftretens von feldspatreichen Paragneisen und gneisartigen Glimmerschiefern sind die Gebiete zwischen dem Kreuzsteg (1.203 m) und dem Hohensee (1.543 m) sowie der Schimpelrücken dem Greim-Komplex zuzuordnen. Auch innerhalb bzw. zwischen den mächtigen Amphiboliten am Schwarzensee (1.918 m) treten gneisartige Lagen auf. Die Abgrenzung gegenüber den nördlich anschließenden Glimmerschiefern ist jedoch unscharf. Insbesondere ist die Zugehörigkeit der Amphibolite unklar, da diese sowohl innerhalb der Glimmerschiefer, als auch im Greim-Komplex auftreten können.

### **Quartäre Sedimente und Formen**

Die spät- und postglaziale Sedimentbedeckung besteht vorwiegend aus Moränen, Blockgletscherablagerungen, Solifluktionsschutt, Steinschlag- und Felsturm Massen sowie Muren- und Wildbachablagerungen. Solifluktionsschutt und Blockgletscherablagerungen sind auch anhand der Laserscans gut zu erkennen und abzugrenzen. Besonders spektakulär sind die wulstartig deformierten Schuttkörper am Westufer des Grünsees (1.983 m), im namenlosen Kar westlich des Griegelsees (ca. 2.005 m) und am Weißensee (2.229 m). Diese offensichtlichen Blockgletscherablagerungen liegen zwischen ca. 1.900 und 2.250 m über NN und somit klar unter der gegenwärtigen Permafrostgrenze. Die longitudinalen Moränen im Talgrund des Strickerbaches und im südlich anschließenden Strickerkar liegen in 1.350 bis 1.850 m über NN. Da sie keine Anzeichen von Solifluktion aufweisen, ist anzunehmen, dass die spätglaziale Gletscherzunge weit unter die damalige Permafrostgrenze hinabgereicht hat.

## Literatur

HEJL, E. (2014): Bericht 2013 über geologische Aufnahmen im Schladminger Kristallinkomplex auf Blatt 128 Gröbming. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **154**, 298–299, Wien.

HEJL, E. (2016a): Bericht 2015 über geologische Aufnahmen im Schladminger Gneiskomplex und im Wölzer Glimmerschieferkomplex auf Blatt 128 Gröbming. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **156**, 267–268, Wien.

HEJL, E. (2016b): Bericht 2016 über geologische Aufnahmen im Schladminger Gneiskomplex und im Wölzer Glimmerschieferkomplex auf Blatt 128 Gröbming. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **156**, 268–270, Wien.

SCHMID, S.M., FÜGENSCHUH, B., KISSLING, E. & SCHUSTER, R. (2004): Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogeny. – *Eclogae Geologicae Helveticae*, **97**, 93–117, Basel.

## Blatt 147 Axams

### Bericht 2017 über geologische Aufnahmen im östlichen Ötztal-Kristallin im Gebiet der Franz-Senn-Hütte auf Blatt 147 Axams

MARKUS PALZER-KHOMENKO

Die Kartierung wurde in Tirol im hinteren Seducker Tal durchgeführt. Das Kartierungsgebiet erstreckte sich östlich, nördlich und nordwestlich der Franz-Senn-Hütte und wird von den umgebenden Graten des Seducker Tals begrenzt. Besonders in höherliegenden Bereichen der Nord- und Osthänge konnten aufgrund der hohen Steinschlagaktivität viele Felswände nicht direkt begangen werden und die Untersuchungen beschränkten sich auf den jungen (Post 1850) Hangschutt. Die Süd- und Westhänge waren hingegen meist problemlos begehbar. Im Osten wurde das Haupttal ab dem Höllenrachen bis zum Schwarzenberger Joch begangen. Nach Nordosten hin wurden der Verborgene Bergferner, der Apere Turm, das Berglatal und die Obere und Untere Rinnengrube begangen. Außerdem wurden Nachbegehungen und ergänzende Kartierungsarbeiten zwischen dem kleinen Horntaler Joch und der Villergrube durchgeführt. Im Zuge der Kartierungsarbeiten wurden eine abgedeckte Festgesteinskarte sowie eine Karte der quartären Bedeckung erstellt.

Die vorliegende Kartierung stellt die Fortsetzung der Kartierungsarbeiten aus den Jahren 2014 bis 2016 dar (PALZER, 2015). Im Süden, im Falbesoner Tal, kartierte KLÖTZLI-CHOWANETZ (2016) die südliche Fortsetzung. Im Südwesten, im Bereich der Dresdner Hütte liegt eine Karte von SCHINDLMAYR (1999) vor. Im Westen, östlich der Amberger Hütte, kartierte PATZELT (1977). Der westnordwestlich gelegene Winnebach-Migmatit wurde von HOINKES et al. (1972) und CHOWANETZ (1990) kartiert. Im Nordosten liegt eine Kartierung des Fotschertals von BREITFUSS (2016) vor. Eine großräumige geologische Karte gibt es von HAMMER (1929). Mineral-Abkürzungen wurden nach KRETZ (1983) verwendet (mit Ausnahme von Amphibol = Amph und Hellglimmer = Hg).

#### Beschreibung und Verbreitung verwendeter Lithodeme

Die Gliederung der Lithodeme stellt eine Modifizierung der Gliederung von KLÖTZLI-CHOWANETZ (2016) dar. Die Alpeiner-Suite, die Glockturm-Suite und der Sulztal-Komplex

wurden weitestgehend im Sinne von KLÖTZLI-CHOWANETZ (2016) angewendet. Teile des Schrankogel-Komplexes werden allerdings als eigenständiger Komplex vom Schrankogel-Komplex getrennt. Dabei wird der Ky-St-Grt-Glimmerschiefer, welcher von KLÖTZLI-CHOWANETZ (2016) als Linse innerhalb des Schrankogel-Komplexes kartiert wurde, aber im gegenständigen Untersuchungsgebiet durchgehend verfolgt werden konnte, als Höllenrachen-Lithodem definiert und als „Deckenscheider“ interpretiert, der zwei lithologisch ähnliche, aber genetisch unterschiedliche Lithodeme abgrenzt. Die Amphibole westlich des Höllenrachen-Lithodems sind mit Meta-Eklogiten, Grt-Amphiboliten und Tonaliten vergesellschaftet, was eine magmatische Genese andeutet. Diese Vergesellschaftung wird als Rinnengruben-Lithodem zusammengefasst und bildet hier zusammen mit dem Höllenrachen-Lithodem den Schrankogel-Komplex. Die überwiegend feinkörnigen, massigen bis gebänderten Amphibolite östlich des Höllenrachen-Lithodems sind dagegen mit Bt-Gneisen vergesellschaftet, die nach Osten hin in leukokrate Bt-arme Gneise übergehen. Dies wird als vulkano-sedimentäre Abfolge gedeutet. Die Amphibolite und vergesellschafteten Bt-Gneise werden als Sommerwand-Lithodem und die Bt-armen, leukokraten Gneise als Schafgrübler-Lithodem ausgeschieden. Beide Einheiten werden zum Franz-Senn-Komplex zusammengefasst. Die komplexe Verfaltung im Verschnitt mit der ausgeprägten Topografie erzeugt eine scheinbare Wechsellagerung zwischen Schrankogel-Komplex und Franz-Senn-Komplex, welche nur unter Zuhilfenahme des Höllenrachen-Lithodems aufgelöst werden kann. Ob diese im Gelände gut anwendbare Gliederung auch geologisch relevant und sinnvoll ist, oder ob das Modell von KLÖTZLI-CHOWANETZ (2016) zutrifft, bleibt abzuwarten. Detaillierte petrologische, chemische und geochronologische Untersuchungen könnten hier Auskunft geben. Der Franz-Senn-Komplex wird im Nordosten durch des Villergruben-Lithodem, bestehend aus mylonitischen Quarziten und Glimmerschiefern, begrenzt. Die nördlich anschließende Grawawand wird durch Amphibolite aufgebaut, welche am ehesten den Amphiboliten des Rinnengruben-Lithodems entsprechen. Gegen Osten hin werden alle Lithologien durch die Bassler-Joch-Störung abgeschnitten und dextral 1–2 km nach Süden versetzt.

## **Schrankogel-Komplex**

### **Rinnengruben-Lithodem**

Das Rinnengruben-Lithodem umfasst feinkörnige, aber auch grobkörnige Amphibolite, Grt-Amphibolite, Tonalite und Grt-Gneise. Einige der grobkörnigen Amphibolite können möglicherweise als Meta-Gabbros angesprochen werden. Darüber hinaus sind in manchen Bereichen (Meta-) Eklogite enthalten sowie Amphibolite, deren Gefüge darauf hindeutet, dass sie aus Eklogiten hervorgegangen sind. Insbesondere in den großen Blockfeldern am Fuße der Wand zwischen Rinnennieder und Rinnenspitze können schöne Beispiele für (Meta-) Eklogite gefunden werden. Die Amphibolite des Rinnengruben-Lithodems werden durch das Höllenrachen-Lithodem von den Amphiboliten des Sommerwand-Lithodems getrennt.

### **Höllenrachen-Lithodem**

Das Höllenrachen-Lithodem setzt sich aus Grt-Ky-St-Glimmerschiefern zusammen mit wechselndem Grt-, Ky- und St-Gehalten. Die retrograde Überprägung hat sowohl die Kyanite als auch die Staurolithe weitestgehend zerstört und pseudomorph durch serizitische Aggregate ersetzt. Relikte von Ky und St finden sich nur vereinzelt im Zentrum dieser Aggregate. Bei guter Aufschluss-Qualität erscheinen diese Pseudomorphosen als „bläuliches idiomorphes Mineral“. Der Granat ist größtenteils zumindest teilweise erhalten, in einigen Fällen aber stark chloritisiert und kann bis mehrere Zentimeter groß werden. Je nach Chemismus können Grt- oder Ky-St-Pseudomorphosen dominieren oder völlig fehlen. Man kann von einer kontinuierlichen „Mischungsreihe“ mit den Lithologien „Grt-Glimmerschiefer“ und „Ky-St-Glimmerschiefer“ als Endglieder sprechen.

Das Höllenrachen-Lithodem tritt als kontinuierlicher Zug innerhalb einer mafischen bis ultramafischen Abfolge auf. Die Gesteine zu beiden Seiten werden durch Amphibolite und ihren retrograden Produkten dominiert. Das Höllenrachen-Lithodem konnte vom oberen Stiertschweiz kommend über die Sommerwand, den Höllenrachen bis in das Berglatal und die Obere Rinnengrube verfolgt werden. Nach Nordosten hin setzt es sich ins Blechnergübl, den Blechner und das kleine Horntaler Joch fort und zieht westlich des Schafgrüblers nach Norden in das Lüsenser Tal.

## **Franz-Senn-Komplex**

### **Sommerwand-Lithodem (Wechsel-Serie)**

Das Sommerwand-Lithodem wird aus Amphiboliten und Bt-Gneisen aufgebaut. Bei guten und durchgehenden Aufschlussverhältnissen lassen sich Amphibolit-dominierte und Bt-Gneis dominierte Bereiche auf der Karte ausscheiden. Bei schlechter Aufschlussqualität oder komplizierten und häufigen Lithologiewechseln wurde lediglich das Sommerwand-Lithodem ausgedehnt. Das Sommerwand-Lithodem entspricht in Teilen der Wechsel-Serie, ein oft verwendeter Begriff, welcher den mit Bt-Gneisen vergesellschafteten Teil der Amphibolit-Züge beschreibt (siehe subunit III von MILLER & THÖNI, 1995).

Die Amphibolite dominieren in Form von (oft epidotisierten) Bänder-Amphiboliten (Amph-Lagen, Qtz-Fsp-Lagen), massigen feinkörnigen, epidotreichen Ultramafiten (Amph > 90 %) und seltener als Grt-Amphibolite häufig

den West- bis Südwestteil des Sommerwand-Lithodems an der Grenze zum Höllenrachen-Lithodem. Untergeordnet treten dort auch Bt-Gneise, Grt-Bt-Ep-Gneise und Qtz-Fsp-Gneise auf. Nach Nordwesten hin nimmt der Anteil der Amphibolite ab und Bt-Gneise stellen die dominierende Lithologie. Ob die Amphibolite unterhalb des Rinnensees wie auf der Karte dargestellt dem Sommerwand-Lithodem oder doch eher dem Rinnengruben-Lithodem zugerechnet werden müssen, kann nicht abschließend entschieden werden. Innerhalb der Bt-Gneise treten immer wieder Amphibol führende Lagen bis hin zu massigen feinkörnigen Amph-Lagen auf. Die Bt-Gneise führen teilweise Amph, Grt und Ep, werden aber durch Bt, Fsp und Qtz dominiert. In manchen Bereichen gehen sie in extrem leukokrate Gneise bis hin zu Quarziten über, welche den Lithologien des Schafgrüblers-Lithodems entsprechen. Große Hg wurden vor allem in diesen leukokraten Partien erkannt. Eine scharfe Abgrenzung zum Schafgrüblers-Lithodem ist kaum möglich. Es liegt viel eher ein kontinuierlicher Übergang von (ultra-)mafischen Amphiboliten bis hin zu Quarziten innerhalb des Franz-Senn-Komplexes vor.

### **Schafgrübler-Lithodem**

Das Schafgrüblers-Lithodem wird von Quarziten und leukokraten, gleichkörnigen Gneisen mit schwankendem Hg- und Bt-Gehalt aufgebaut. Nach Westen und Südwesten hin geht es in Bt-Gneis über. Vereinzelt treten dm- bis m-mächtige Lagen von massigen, feinkörnigen Amphiboliten auf. Qtz-Fsp-Gneise und Quarzite können als lithologische Endglieder einer kontinuierlichen Mischungsreihe gesehen werden. Die Feldspäte sind zumeist Plagioklase, welche durch die typische Verwilligung leicht erkennbar sind. Hg liegt in manchen Bereichen in Form großer Glimmer-Blättchen vor, wohingegen Bt häufiger und auch feinkörniger auftritt.

Das Schafgrüblers-Lithodem geht nach Westen und Südwesten hin kontinuierlich in das Sommerwand-Lithodem (Bt-Gneise und Amphibolite) über. Eine scharfe Abgrenzung anhand der auftretenden Lithologien war bisher nicht möglich. Daher wurde diese Einheit in der vorliegenden Karte auf den prominenten morphologischen Rücken südöstlich des Schafgrüblers begrenzt. Ähnliche Lithologien treten aber auch innerhalb des Sommerwand-Lithodems, insbesondere an den östlichen Rändern auf. Im Norden des kleinen Horntaler Jochs am Fuße des Schafgrüblers tritt das Schafgrüblers-Lithodem unmittelbar neben dem Höllenrachen-Lithodem auf. Ein schmaler Streifen des Sommerwand-Lithodems zwischen diesen Einheiten wird zwar nicht ausgeschlossen, konnte im Gelände aber nicht durchgängig angetroffen werden.

## **Alpeiner-Suite**

### **Alpeiner-Lithodem**

Auf der vorliegenden Karte wurde der Alpeiner-Granitgneis als Alpeiner-Lithodem ausgedehnt. Es wurde keine Unterscheidung zwischen den eher gleichkörnigen wenig deformierten zentralen Bereichen und den randlichen, plattig entwickelten Bereichen getroffen. Eine plattige Ausprägung kann auch im Bereich des Aperner Turms angetroffen werden, dessen markante Form klar auf die Strukturprägung des Alpeiner-Lithodems zurückzuführen ist. Eine mineralogische Beschreibung ist in KLÖTZLI-CHOWANETZ (2016) zu finden.

## **Sulztal-Komplex**

### **Sulztal-Lithodem**

Der Sulztal-Komplex wurde im Arbeitsgebiet in Form eines eisenreichen, Bt-reichen Granitgneises westlich des Alpeiner-Lithodems, in den oberen Bereichen des Alpeiner-Ferners angetroffen. Dieser Granitgneis ist aufgrund seiner intensiven, rostigen Färbung leicht zu unterscheiden. Ob es sich dabei um das Sulztal-Lithodem oder aber um das Muschenschneid-Lithodem (Muschenschneid-Granitgneis) handelt, konnte nicht abschließend entschieden werden, zumal eine direkte Begehung der Wände zu gefährlich war und lediglich das frische Hangschutt-Material untersucht werden konnte. Aufgrund der Beschreibung von KLÖTZLI-CHOWANETZ (2016) handelt es sich aber vermutlich um den Sulztal-Granitgneis, der hier als Sulztal-Lithodem ausgedehnt wird. Dünnschliffuntersuchungen haben eine vollständige Sericitisierung der Feldspäte gezeigt.

### **Metasedimente des Sulztal-Komplexes**

Unter diesem Begriff werden die Metasedimente, Metakarbonate, Metatexite und Metatuffite des Sulztal-Komplexes zusammengefasst (KLÖTZLI-CHOWANETZ, 2016). Lithologien, die möglicherweise dieser Einheit zugeordnet werden müssen, konnten entlang der Ostgenze des Alpeiner-Lithodems angetroffen werden. Die Metasedimente finden sich im Bereich des Sommerwand-Ferners sowie in der Oberen Rinnengrube zwischen Alpeiner-Suite und Schrankogel-Komplex. Charakteristisch sind verfaltete Wechsellagerungen von leukokraten und melanokraten Lagen, pseudoverkarstete, Bt-reiche Schollen und verbreitetes Auftreten von Grt-Bt-Fsp-Gneisen. Im Dünnschliff finden sich häufig Kalzitadern.

### **Weitere Lithodeme**

#### **Villergruben-Lithodem**

Das Villergruben-Lithodem besteht aus mylonitischen bis ultramylonitischen Glimmerschiefern und Quarziten mit wechselnden Mengen an Grt, Ky und St. Besonders auffällig sind cm-große, idiomorphe St, welche auf den Schieferungsflächen quer sprossen. Diese Gesteine ähneln sehr den bereits von HAMMER (1929) beschriebenen „Granat und Staurolith führenden Glimmerschiefern“. Das Villergruben-Lithodem begrenzt den Franz-Senn-Komplex im Norden. Nördlich wird die Grawawand durch Amphibolite aufgebaut. Der scharfe Übergang von Glimmerschiefern zu massigen Amphiboliten und Gneisen zieht den Wandfuß entlang. Das Villergruben-Lithodem wirkte sich in der morphologisch auffälligen Ausprägung der Villergrube aus.

### **Strukturen**

Die detaillierte Kartierung des leicht zu verfolgenden Kontaktes der Alpeiner-Suite zum Umgebungsgestein sowie der einigermaßen einfach unterscheidbaren Grt-Str-Glimmerschiefer, welche das Höllenrachen-Lithodem aufbauen, gibt Aufschluss über die komplexen Strukturen, welche vor allem den Schrankogel-Komplex und den Franz-Senn-Komplex prägen. Im Berglatal konnte eine komplexe Verfaltung des Alpeiner-Suite-Kontaktes festgestellt werden. Darüber hinaus lassen sich aufgrund des markanten Farbunterschiedes bei guter Sicht in der Felswand zwischen Berglasferner und Oberen Rinnengrube Linsen des Schrankogel-Komplexes innerhalb der Alpeiner-Suite erkennen.

Diese Strukturen werden als 3D-Verschnitte mit einer sheath-fold- oder refolded-fold-Struktur erklärt. Typ 2-/Typ 3-Faltenüberprägungsmuster wurden unlängst auch durch EGGLESEDER & FÜGENSCHUH (2013) im Bereich der Kalkkögel beschrieben. Die Kartierung der Grt-Str-Glimmerschiefer lässt im Bereich der Oberen und Unteren Rinnengrube eine Art Schüsselstruktur erkennen, in deren Kern das Sommerwand-Lithodem vom Höllenrachen-Lithodem und dem Rinnengruben-Lithodem als äußerste Einheit eingeschlossen wird. Nach Westen und Nordwesten schließt noch die Alpeiner-Suite an. In der Felswand zwischen der Unteren Rinnengrube und dem Blechnergrübel kehrt sich dieses Bild um, wobei nun das Rinnengruben-Lithodem den Kern und das Sommerwand-Lithodem den Rahmen bilden. Die Kartierungen im Bereich des Höllenrachsens deuten ebenfalls eine komplexe Verfaltung im Verschnitt mit der hohen Topografie an.

### **Quartär**

Die quartären Ablagerungen werden durch die Moränen des Egesens und des 1850er-Standes der kleinen Eiszeit dominiert. Daneben treten vor allem an den nord- und ostorientierten Hängen ausgedehnte Blockgletscher-Systeme auf. An den Wandfüßen werden die glazialen Ablagerungen in vielen Bereichen durch den jüngsten Hangschutt überlagert, welcher sich anhand des Rundungsgrades gut von Moränenmaterial unterscheiden lässt. Vor allem in den untersten Bereichen der Oberen und Unteren Rinnengrube konnte eine komplexe Abfolge unterschiedlicher quartärer Abfolgen und Phänomene beobachtet werden. Zahlreiche Moränenwälle können verschiedenen Ruckzugsständen des Egesens zugeschrieben werden. An manchen Stellen haben sich die abfließenden Wassermassen in die Moränenwälle eingeschnitten. Dort, wo End- und Seitenmoränen das Grundwasser stauen, treten kleinräumig Vernäsungen auf. Im oberen Bereich der Unteren Rinnengrube findet sich ein ausgedehntes (heute inaktives) Blockgletscher-System.

Die mächtigen End- und Seitenmoränen des Alpeiner-Ferners und des Berglasferners des 1850er-Standes offenbaren bei genauerer Betrachtung auch die weit weniger prominent ausgebildeten End- und Seitenmoränen des 1920er-Standes. In den oberen Bereichen, wo die Vegetation die Seitenmoränen noch nicht stabilisieren konnte, zeigen sich deutliche Erosionsstrukturen. Ein interessantes Phänomen konnte unterhalb des Alpeiner Kräufelers beobachtet werden. Dort haben sich mehrere subparallele Rinnen ausgebildet, welche alle zuerst Hangparallel verlaufen und später nach Westen in die Falllinie des Hanges abbiegen. Diese Rinnen werden als die Abflussrinnen zwischen Gletscher und Sommerwand, bzw. an der Stirn des Gletschers interpretiert. Da der Gletscher jedes Jahr etwas mehr zurückwich, schnitt sich jeden Sommer eine neue Rinne etwas oberhalb der alten ein. Es scheint, als würden diese Rinnen den Rückzug des Alpeiner Kräufelers dokumentieren.

Oberhalb des Rinnensees konnte ein sehr komplexes ehemaliges Gletscherabfluss-System erkannt werden, welches sich schrittweise mit dem Rückzug des Gletschers, der sich einst im Bereich der Oberen Rinnengrube ausdehnte, bildete. Der Talboden des Haupttals oberhalb der Franz-Senn-Hütte wird durch Bach- und Flussablagerungen bedeckt.

## Literatur

BREITFUSS, M. (2016): Tektonometamorphe Entwicklung und angewandte Aspekte im nordöstlichen ÖSK. – Masterarbeit. Universität Innsbruck, III + 136 S., Innsbruck.

CHOWANETZ, E. (1990): Der Winnebachmigmatit (Ötztal/Tirol) – Argumente für eine altpaläozoische Anatexis. – Diplomarbeit, Universität Wien, 78 S., Wien.

EGGLSEDER, M. & FÜGENSCHUH, B. (2013): Pre-Alpine fold interference patterns in the northeastern Oetztal-Stubai-Complex (Tyrol, Austria). – *Austrian Journal of Earth Sciences*, **106/2**, 63–74, Wien.

HAMMER, W. (1929): Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich: Blatt Ötztal. – 58 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

HOINKES, G., PURTSCHELLER, F. & SCHANTL, J. (1972): Zur Petrographie und Genese des Winnebachgranites (Ötztales Alpen, Tirol). – *Tschermak's mineralogische und petrographische Mitteilungen*, **18**, 292–311, Zürich.

KLÖTZLI-CHOWANETZ, E. (2016): Bericht 2014 über geologische Aufnahmen im östlichen Ötztalkristallin auf Blatt 147 Axams. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **156**, 270–273, Wien.

KRETZ, R. (1983): Symbols for rock-forming minerals. – *American Mineralogist*, **68**, 277–279, Washington, D.C.

MILLER, C. & THÖNI, M. (1995): Origin of eclogites from the Austroalpine Ötztal basement (Tirol, Austria): geochemistry and SM-Nd vs. Rb-Sr isotope systematics. – *Chemical Geology*, **122**, 199–225, Amsterdam.

PALZER, M. (2015): Mapping Report 2014 concerning the Crystalline between Franz Senn Hütte and Bassler Joch, Stubai Alpen, Tyrol. – *Aufnahmebericht*, 17 S., Geologische Bundesanstalt, Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 18377-RA/147/2014]

PATZELT, J. (1977): Geologische Diplomkartierung im Gebiet südlich der Amberger Hütte/Stubai Alpen. – Diplomarbeit, Universität Aachen, 31 S., Aachen.

SCHINDLMAYR, A. (1999): Granitoids and Plutonic Evolution of the Ötztal-Stubai Massifs – A Key for Understanding the Early Palaeozoic History of the Austroalpine Crystalline Basement in the Western Eastern Alps. – *Dissertation*, Universität Salzburg, 288 S., Salzburg.

## Blatt 181 Obervellach

### Bericht 2018 über geologische Aufnahmen auf Blatt 181 Obervellach

GERIT E.U. GRIESMEIER

Das kartierte Gebiet umfasst das Gratal (auch Rottensteintal) in der südöstlichen Kreuzeckgruppe. Im Süden endet das Gebiet nordöstlich von Radlach und die Grenze zieht von dort in nördlicher Richtung zur Ortschaft Rottenstein und weiter auf den Kreuzkofel (1.842 m). Von dort weiter in nördlicher Richtung etwa entlang der Baumgrenze zur Gmeinalm (1.969 m). Dort biegt die Grenze nach Nordwesten um und zieht weiter bis zum Talende, wo sie nach Norden und schließlich Osten umbiegt und auf den Grakofel (2.551 m) verläuft. Von dort folgt sie dem Grat in südöstlicher Richtung über den Kleinen Grakofel (2.459 m) und Lackenbichl (2.254 m) zum Lenkenspitz (2.298 m). Dort zieht sie unterhalb des Grats etwa entlang der Waldgrenze nach Süden bis unterhalb des Stagor (2.289 m). Von dort folgt sie dem Kamm nach Südsüdwesten bis nördlich Steinfeld.

Dieser Bericht gibt zunächst einen geologischen Überblick. Im Anschluss werden die auftretenden Lithologien, die Strukturen und die quartären Ablagerungen kurz beschrieben. Abschließend finden sich Anmerkungen zu Massenbewegungen und einigen historischen Bergbauen. Ausführliche Beschreibungen folgen im nächsten Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt.

#### Geologischer Überblick

Das kartierte Gebiet befindet sich tektonisch im Drauzug-Gurktal-Deckensystem und wird lithostratigrafisch vom Liegenden in das Hangende vom Strieden- und Gaugen-Komplex aufgebaut. Diese Einheiten werden von einer mylonitischen Scherzone begrenzt. Der Gaugen-Komplex

wird von einer weiteren E–W verlaufenden Phyllonitzone (Leßnigbach-Scherzone; GRIESMEIER et al., 2019) durchteilt. Weitere kleinere Scherzonen und Störungen finden sich im Süden des kartierten Gebietes und vor allem am Grakofel (2.551 m).

#### Lithostratigrafische Einheiten und Lithologien

##### Strieden-Komplex (Drauzug-Gurktal-Deckensystem/ Kreuzeck-Gailtaler Alpen-Decke)

Die Hauptlithologie des Strieden-Komplexes ist Glimmerschiefer. Aufgrund der großflächigen Überlagerung von quartären Sedimenten gibt es im Aufnahmegebiet nur wenige Aufschlüsse. Granat-Glimmerschiefer finden sich allerdings in großer Zahl als gerundete Steine in den quartären Ablagerungen. Seltene, wenige Meter mächtige Quarzit- und Amphibolit-Lagen sind in die Granat-Glimmerschiefer eingeschaltet.

##### Gaugen-Komplex (Drauzug-Gurktal-Deckensystem/ Kreuzeck-Gailtaler Alpen-Decke)

Typischerweise ockerfarbene, monotone Paragneise mit fließenden Übergängen zu Glimmerschiefern bilden die Hauptlithologie des Gaugen-Komplexes. Vor allem im Bereich südlich der Leßnigbach-Scherzone sind die Glimmerschiefer und Paragneise quarzitisches ausgebildet. Seltene sind Lagen von Augengneisen, hellen Orthogneisen, Granat-Glimmerschiefern, Quarziten und Amphiboliten in die Hauptlithologie eingelagert.

#### Strukturgeologie und Lagerungsverhältnisse

Das Einfallen der Schieferungen sowie das Streichen der Streckungslineationen und Krenulationslineationen ist aufgrund polyphaser Verfaltungen in allen auftretenden Einheiten sehr variabel.

### Grenze zwischen Strieden- und Gaugen-Komplex

Die Grenze zwischen Strieden- und Gaugen-Komplex zieht über den Grat zum Niggglaital zwischen dem Großen Grakofel (2.551 m) und dem Kleinen Kreuzeck (2.505 m) in das Gratal Richtung Südwesten, verläuft etwa dem Bach nördlich des Hochbichl (2.275 m) entlang hinab zur Gratalhütte (1.750 m) und weiter dem Bach entlang hinauf zum Schanitzentörl (2.188 m).

Über einen Bereich von etwa 300 m wurden die Gesteine der Strieden- und Gaugen-Komplexe stark phyllonitisch und mylonitisch überprägt.

### Leßnigbach-Scherzone

Im Bereich des kartierten Gebietes zieht die Leßnigbach-Scherzone vom Speikbichl (2.285 m) kommend in den Neuberggraben, überquert den Grabach und verläuft weiter in einem kleinen Graben südlich des Greinwaldgrabens in westlicher Richtung hinauf zum Gnoppnitztörl (2.074 m). Der Greinwaldgraben bildet vermutlich eine kleinere Störung, die in Zusammenhang mit der Leßnigbach-Scherzone steht.

Die Gesteine des Gaugen-Komplexes wurden im Bereich der Scherzone phyllonitisch und teilweise auch (ultra-)kataklastisch überprägt. Für nähere Details, siehe GRIESMEIER et al. (2019).

### Quartäre Ablagerungen und Formen

Im kartierten Gebiet gibt es eine Vielzahl an verschiedenen glazigenen Ablagerungen. Grund- und Ablationsmoränenablagerungen sind hierbei am häufigsten und treten vor allem in Karen auf. Bei den Ablagerungen handelt es sich um massive korn- und matrixgestützte Diamikte mit siltig-toniger Matrix. Ehemals nicht vergletscherte Bereiche unterlagen periglazialer Verwitterung, was vor allem daran erkennbar ist, dass es nahezu keine Aufschlüsse, sondern nur loses eckiges Material gibt. An den Hangfüßen des Drautals, in Seitenbächen, die in das Gratal münden und im Gratal selbst, finden sich bis zu mehrere 10er Meter mächtige Eisrandablagerungen. Diese sind vor allem an kiesiger Matrix mit gut gerundeten Komponenten erkennbar.

### Massenbewegungen

Vor allem in den Kamm- und oberen Hangbereichen sind vielerorts Zerrgräben, antithetische Brüche und Abrisskanten ausgebildet. Eine komplexe Massenbewegung mit mehreren internen Abrisskanten befindet sich am Osthang oberhalb von Rottenstein. In diesem Bereich ist der Gesteinsverband großflächig aufgelockert und das Einfallen lokal gestört.

### Lagerstätten

Im Zuge der Landesaufnahme wurden wenige Stollen von ehemaligem Bergbau entdeckt. Ein Stolleneingang befindet sich an der Basis der Felswände des Grakofels (Koordinaten WGS 84 Lon: 13,227685°, Lat: 46,82969°) in massivem Dioritgneis. Beschreibungen der Vererzungen finden sich in RECHE (1981) und FRIEDRICH (1963).

Weitere zwei Stollenlöcher wurden in der Nähe von Rottenstein gefunden, wobei ein Stollen begangen wurde. Dieser Stollen befindet sich an der Straße nach Rottenstein neben dem Campingplatz (Lon: 13,242491°, Lat: 46,761680°). Er ist etwa 10 bis 20 m lang, verläuft zum Teil in kataklastischen Paragneisen und beinhaltet im hinteren Abschnitt einen etwa 4 bis 5 m hohen Schacht, der vertikal nach oben geschlagen wurde. Das andere Stollenloch (Lon: 13,239366°, Lat: 46,777334°) befindet sich an der Straße in das Gratal, etwa 1 km nach Ende der asphaltierten Straße in Glimmerschiefern des Gaugen-Komplexes. Eine kurze Beschreibung findet sich in PICHLER (2009).

### Literatur

FRIEDRICH, O.M. (1963): Die Lagerstätten der Kreuzeckgruppe: Monographien kärntner Lagerstätten, 3. Teil. – Archiv für Lagerstättenforschung in den Ostalpen, **1**, 220 S., Leoben.

GRIESMEIER, G.E.U., SCHUSTER, R. & GRASEMANN, B. (2019): Major fault zones in the Austroalpine units of the Kreuzeck Mountains south of the Tauern Window (Eastern Alps, Austria). – *Swiss Journal of Geosciences*, **112**/1, 39–53, Basel. Online first: December 2018. <https://dx.doi.org/10.1007/s00015-018-0328-1>

PICHLER, A. (2009): Bergbau in Westkärnten: Eine Bestandsaufnahme der noch sichtbaren Merkmale der historischen Bergbaue in Westkärnten. – *Carinthia II: Sonderheft*, **63**, 416 S., Naturwissenschaftlicher Verein für Kärnten, Klagenfurt.

RECHE, R. (1981): Zur petrographischen, erzmineralogischen und geochemischen Untersuchung der Gesteine des Grakofel (Kreuzeckgruppe, Österreich). – Diplomarbeit, Mineralogisch-Petrographisches Institut der Universität Hamburg, 124 S., Hamburg.

# 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 2018 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 Neustift im Stubaital. Das Kartiergebiet erstreckt sich auf der Nordseite des Stubaitals von Neustift bis Fulpmes sowie im Bereich östlich der Innsbrucker Hütte (Pinnistal/Gschnitztal). Im Bereich der Kalkkögel (Axamer Lizum/Schlicker Alm) wurden Überichtsbegehungen im Brenner Mesozoikum durchgeführt. Frühere Bearbeitungen/Kartierungen von HAMMER (1929), ROCKENSCHAUB et al. (2004) und EGGLSEDER (2012) dienten dafür als Arbeitsgrundlage.

#### **Lithologische Beschreibung**

Die Gesteine im Untersuchungsgebiet sind der Ötztal-Decke des Ötztal-Bundschuh-Deckensystems zuzuordnen; dabei kann zwischen einem polymetamorphen, kristallinen Grundgebirge (Ötztal-Stubai-Komplex) und der alpidisch metamorphen, parautochthonen Sedimentauflage (Brenner Mesozoikum) unterschieden werden. Die Beschreibungen im folgenden Abschnitt beschränken sich auf makroskopische Beobachtungen.

#### **Ötztal-Stubai-Kristallin**

Die Kristallingesteine im Untersuchungsgebiet bestehen vorrangig aus Metasedimenten (Paragneis und Glimmerschiefer) und verschiedenen Orthogneiskörpern. Metabasite, z.B. Amphibolite, kommen nur untergeordnet vor. Im östlichen Teil des Untersuchungsgebietes sind vor allem Muskowit-Biotit-Glimmerschiefer anzutreffen. Lokal treten Granat, Hornblende und/oder Disthen als Porphyroblasten auf (letztere z.B. am Weg zwischen Galtalm und der Jausenstation Vergör).

Paragneise stellen den Hauptanteil der Lithologien im Untersuchungsgebiet, sie treten als typische Muskowit-Biotit-Gneise („Zweiglimmergneis“) mit variierendem Quarzanteil auf. Häufig ist Granat mit Durchmesser bis zu 1 cm enthalten. Feldspatblastenbildung kann lokal in Paragneisen und Glimmerschiefern beobachtet werden, die Vorkommen sind jedoch unregelmäßig verteilt und erscheinen nicht an die Nähe zu Orthogneisen gebunden. Eine Abfol-

ge von Paragneisen (z.T. chloritisiert) mit geringmächtig eingeschalteten Biotitschiefern, Amphiboliten und Orthogneisen im Bereich nordöstlich von Neustift wird unter dem Arbeitsbegriff „Bachertal-Lithodem“ zusammengefasst. Die Gesteine sind lokal mylonitisch überprägt und stark verfaultet. Im Hangendbereich, am Übergang zum Mesozoikum, wird der Paragneis deutlich quarzitischer, Granat konnte dort nicht beobachtet werden.

Im Allgemeinen zeigt sich zwischen Neustift und Fulpmes ein flaches Nordwestfallen der Schieferung. Ein NW-SE streichendes Streckungslinear ist, wie an der Basis der mesozoischen Gesteine, im Kristallin deutlich ausgeprägt. Assoziierte Schersinnindikatoren zeigen häufig eine top SE-gerichtete Bewegung an. Faltenachsen von isoklinalen bis engen Falten streichen vorwiegend subhorizontal NW-SE, d.h. parallel zum Streckungslinear. Eine ältere, teilweise verfaultete Generation von Falten ist lokal beobachtbar. Im Bereich nördlich der Kalkkögel liegt eine offene, großmaßstäbliche Faltung mit subhorizontalen, E-W streichenden Faltenachsen vor, diese überprägt ältere, enge Falten. C'-Typ Scherbandgefüge zeigen vorwiegend NW-SE gerichtete Extension an.

Verschiedene granodioritische Orthogneiskörper lassen sich im Gelände anhand ihres Mineralbestands grob in drei Klassen einteilen: 1) grünlichgrau anwitternder Biotit-Granitgneis; 2) geringmächtige Lagen von grobkörnigem, Hellglimmer führendem Orthogneis („Muskowit-Granitgneis“); 3) vergrünter Orthogneis mit rötlichen Kalifeldspatblasten.

Der Biotit-Granitgneis ist feinkörnig bis gebändert und zeigt im Bereich nördlich von Milders eine steil NNW-SSE streichende mylonitische Schieferung, die ein älteres und flacheres Gefüge überprägt. Entlang der alten Straße zum Forchach-Hof ist der (abschiebend überprägte) Kontakt zwischen dem Biotit-Granitgneis und einem Orthogneis mit rötlichem Kalifeldspat aufgeschlossen. Entlang der Forststraße zur Kaserstattalm ist dieser Kontakt auf 1.800 m im Bachertal aufgeschlossen. Der mylonitische Biotit-Granitgneis zieht sich über das Tal und ist auch in der südlichen Flanke des Stubaitals am Weg zwischen Elferhütte und Autenalm aufgeschlossen.

#### **Brenner Mesozoikum**

Stratigrafisch beschränkt sich die mesozoische Schichtfolge im Untersuchungsgebiet auf triassische Ablagerungen, die sich von quarzitischen Ablagerungen an der Basis bis hin zum Hauptdolomit (Obertrias) am Top erstrecken. Die Gesteine wurden in der Kalkkögel-Gruppe, nördlich des Stubaitals, sowie südlich des Pinnistals, östlich der Innsbrucker Hütte, aufgenommen.

Die Abfolge an der Basis des Mesozoikums wurde an mehreren Stellen verglichen, dabei ist besonders die Situation südlich des Hoadl-Sattels (Axamer Lizum) hervorzuheben. Dort ist die Verzahnung von Wettersteindolomit mit fossilreichen dunklen Kalken und grauen Kalkmergeln der Partnachschiechten zu beobachten. Auch auf der Südseite der Kalkkögel, am Weg zur Galtalm auf 1.560 m, sind Kalkmergel der Partnachschiechten aufgeschlossen. Südlich des Stubaitals sind die Partnachschiechten jedoch nicht anzutreffen.

Im Gschnitztal ist der Übergang vom Kristallin zum Brennermesozoikum in den Gräben entlang des Jubiläumssteigs von der Ortschaft Gschnitz zur Innsbrucker Hütte zwischen 2.100 und 2.400 m gut aufgeschlossen. Ein Metakonglomerat (vermutlich Perm) mit bis zu 5 cm großen Quarzitzeröllen überlagert den Paragneis mit einer Erosionsdiskordanz. Es zeigt sich eine deutliche, mylonitische Schieferung subparallel zu den überlagernden Karbonaten. Das Streckungslinear streicht NW–SE und die Quarzgerölle zeigen top-SE gerichteten Schersinn. Gegen das Hangende markiert ein beige-orange oxidiertes, feinkörniger Quarzit (äquivalent zum Alpenen Buntsandstein?) den Übergang zu den Karbonaten. Die Basis der karbonatischen Abfolge bilden dunkel- bis hellgraue, unregelmäßig im dm-Maßstab gebankte, siliziklastisch verunreinigte Dolomite (der Virgloria-Formation?) mit eingeschalteten dünnblättrigen, mergeligen Phylliten. Diese Ablagerungen an der Basis der mesozoischen Abfolge erreichen Mächtigkeiten von 10 bis 15 m und werden als Alpine Muschelkalk-Gruppe zusammengefasst.

Der Wettersteindolomit ist ein bis zu 350 m mächtiger, heller, dickbankiger bis massiger Dolomit, teilweise mit gut erhaltenen Riffstrukturen (Großoolithe südlich des Niederen Burgstalls). In Fallstücken wurden Crinoidenstielglieder gefunden, die (laut freundlicher Auskunft von Dr. Werner Resch) dem Anisium und somit dem Wettersteindolomit zuzuordnen sind. Aufgrund der nach Südosten zunehmenden Metamorphose und der damit verbundenen Rekristallisation der Gesteine sind Wettersteindolomit und Hauptdolomit südlich des Stubaitals kaum oder nur schwer zu unterscheiden. Dennoch ist eine Differenzierung oft bereits aus der Distanz möglich, da die dunkelgrauen Tonschiefer der Raibl-Gruppe die beiden Dolomite trennen und durch ihr Zurückwittern oft grasbewachsene Leisten und Bänder in den Felswänden ausbilden. Ein schönes Profil der Raibl-Gruppe, mit drei Tonschieferhorizonten und zwischengeschalteten, laminierten Dolomiten, ist am Weg zwischen Kreuzjoch (Gipfelstation Schlick2000) und Sennjoch aufgeschlossen. In anderen Profilen im Pinnistal zeigt sich mit eingeschalteten Quarziten und Phylliten eine große Variabilität der Raibl-Gruppe, oft ist auch nur ein einzelner Tonschieferhorizont vorhanden. Die Basis der Raibl-Gruppe bilden rötliche Sandsteine (ca. 0,5 m mächtig), welche von dunklem Sphaerocodien-Kalk überlagert werden. Auf der Nordseite der Kalkkögel, in der Axamer Lizum, sind die Tonschiefer an der Widdersberg-Überschiebung tektonisch verdoppelt. Der Hauptdolomit, als stratigrafisch jüngste Einheit des Mesozoikums im Untersuchungsgebiet mit bis zu 400 m Mächtigkeit, bildet die Gipfel der Kalkkögel-Gruppe. Der Dolomit ist meist hellgrau verwittert, deutlich geklüftet und zeigt teilweise dunkle Lamination und primäre Sedimentgefüge (z.B. Loferit).

Kartenmaßstäbliche Störungen verlaufen etwa NW–SE streichend entlang des Bachertals (Seejochl/Starkenburger Hütte/Bachertal) und des Omesberger Baches (Sennjoch/Knappenhütte/Omesberger Bach). Diese Störungen setzen die Basis des Mesozoikums gen Westen herab. In Kataklasiten am Seejochl wurde horizontale Striung eingemessen, was auf eine Reaktivierung der Abschiebungsflächen als Seitenverschiebungen hinweist.

### Quartär

Quartäre Sedimente des Würm-Spätglazials wurden bis in eine Höhe von ca. 1.900 m angetroffen. Dabei handelt es sich in den höheren Hangbereichen vorrangig um Ablagerungen von diamiktischem Material (matrix- und klastengestützt) mit gerundeten Blöcken. Diese lassen sich zusammen mit Eisrandsedimenten im Bereich zwischen 1.300 und 1.500 m der spätglazialen Eiszerfallsphase zuordnen.

In der Kalkkögel-Gruppe sind im Bereich der Lizumer und der Schlicker Alm lokale Moränenablagerungen zwischen 1.400 und 1.600 m Höhe aufgeschlossen. Die Moräne im Schlickertal wurde von LEUTELT (1931) und LEIDLMAIR (1953) als Moräne des Gschnitz-Stadials interpretiert. Aufgrund des karbonatisch dominierten Materials lassen sich diese lokalen Moränen gut von Eisrandsedimenten der Eiszerfallsphase abgrenzen, die am Eingang des Schlickertals, westlich des Gasthofs Froneben aufgeschlossen sind (MAYR & HEUBERGER, 1968).

In tieferen Hanglagen, z.B. zwischen Jedlerhof und Omesberg (auf 1.100 bis 1.150 m Höhe) sind überkonsolidierte, feinsandige bis grobsiltige Diamikte einer Grundmoräne aufgeschlossen, die sich auf der Nordseite des Tals weiter nach Südwesten verfolgen lassen. In den Gräben nordöstlich des Ortsteiles Rain wird diese Grundmoräne von glaziofluviatilen Sedimenten überlagert, die sich nördlich und südlich von Neustift zu morphologisch deutlich ausgeprägten Eisrandterrassen (des Gschnitz-Stadials; MAYR & HEUBERGER, 1968) entwickeln. Die Position der Endmoräne des Gschnitz-Gletschers im Stubaital ist nicht bekannt, vermutlich ist diese erodiert und/oder von großen Schwemmfächern bei Kampl, Medraz oder Fulpmes überschüttet.

Eine interessante Situation stellt sich anhand der Verzahnung von glazigenen und glazifluviatilen bzw. glazilakustrinen Sedimenten nördlich Milders, am Ausgang des Oberbergtals dar. Die Terrassensedimente beim Weiler Bichl und der Anriss unterhalb des Weilers Forchach wurden bereits von HAMMER (1929) erwähnt. Gemeinsam mit Jürgen Reitner (GBA) und Anne Hormes (sky4geo) wurde eine Abfolge von groben, angularen Kiesen an der Basis, zerschertem Silt mit Dropstones sowie kiesig-sandigem Diamikt mit Exfoliationsbrüchen und Sand („Mehlsand“) aufgenommen, die von sub-angularen Blöcken mit sandig-kiesiger Matrix überlagert werden. Diese Abfolge zeigt eine Vorstoßsituation des Gletschers aus dem südlichen Ast des Stubaitals (glaziofluviatile Vorstoßschotter werden von einer subglazialen Grundmoräne überlagert). Die sub-angularen Blöcke mit sandig-kiesiger Matrix am Top des Aufschlusses werden als Sedimentschüttung aus dem Oberbergtal interpretiert. Mit Hilfe einer Detailkartierung im Oberbergtal soll die Interaktion der Gletscher herausgearbeitet werden.

Die jüngsten glazialen Ablagerungen im Kartiergebiet sind Moränenwälle von kleinen Lokalgletschern der Kalkkögel-Gruppe, deren Moränen zwischen 2.000 und 2.300 m



Höhe enden (z.B. im Kar zwischen Hohem und Niederm Burgstall, nördlich des Niederen Burgstall, in der Malgrube und im Lizumer Kar). Die Situation im Senderstal stellt sich komplexer dar (KERSCHNER, 1986) und sollte daher gesondert behandelt werden.

### **Gravitative Massenbewegung „Mahderberg“**

Auf dem Laserscan deutlich erkennbar zieht sich nördlich der Gemeinde Neustift am sogenannten Mahderberg eine große Massenbewegung über die gesamte Südflanke. Eine Fläche von ca. 4 km<sup>2</sup> ist von der Massenbewegung betroffen, die aber in einzelne, mehr oder weniger stark bewegte Teilbereiche gegliedert ist. Die mesozoische Abfolge am Top des Hanges (Bereich zwischen Kaserstattalm und Starkenburger Hütte) ist aufgrund einer dominanten vertikalen Bewegungskomponente deutlich abgesenkt und über den gesamten anschließenden Hang ziehen sich antithetische Brüche, die sich vorwiegend an steil nach Norden bis Nordnordwesten in den Hang fallenden Trennflächen/Klüften entwickeln. Basierend auf Erkenntnissen aus der Geländeaufnahme erfolgt die Bewegung nicht an den flach nach Norden fallenden Schieferungsflächen, sondern an südostfallenden C'-Flächen (als Teil eines Scherbandgefüges) die mit steilstehenden E-W streichenden Klüften verschneiden. Im Gelände wurden keine Anzeichen für rezente Aktivität festgestellt. Generell scheint die Bewegung vor allem an das Auftreten von Paragneis/Glimmerschiefer gebunden zu sein, die Orthogneise sind zwar im Verband aufgelockert, aber weniger durchbewegt. Aufgrund dieser lithologischen Heterogenität ist der östliche Teilbereich stärker entwickelt und nur dieser „greift“ bis in den Talboden durch.

Weitere, überwiegend kleiner dimensionierte Massenbewegungen (z.B. zwischen Schlicker Alm und Froneben am orografisch rechten Hang; in der Axamer Lizum, südöstlich der Hoadl Gipfelstation; in der Axamer Lizum südöstlich der Gipfelstation des Sessellifts Hoadl I; Hang östlich des Gipfels des Pleisen) konnten durch Geländebegehungen sowie anhand von Laserscans identifiziert werden.

### **Literatur**

EGGLSEDER, M. (2012): Präalpine Faltenüberprägungen im Nordosten des Ötztal-Stubai-Kristallins. – Unveröffentlichte Masterarbeit, Leopold-Franzens-Universität Innsbruck, 118 S., Innsbruck.

HAMMER, W. (1929): Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich: Blatt Ötztal. – 58 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

KERSCHNER, H. (1986): Zum Sendersstadium im Spätglazial der nördlichen Stubaier Alpen, Tirol. – Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementband, **61**, 65–76, Berlin (Borntraeger).

LEIDLMAIR, A. (1953): Spätglaziale Gletscherstände und Schuttformen im Schlickertal (Stubai). – Veröffentlichungen des Tiroler Landesmuseums Ferdinandeum, **32/33**, 14–33, Innsbruck.

LEUTELT, R. (1931): Gschnitzmoräne im Schlickertal (Stubai). – Zeitschrift für Gletscherkunde, **19**, 162, Berlin (Borntraeger).

MAYR, F. & HEUBERGER, H. (1968): Type Areas of Late Glacial and Post-Glacial Deposits in Tyrol, Eastern Alps. – In: RICHMOND, G.M. (Ed.): Glaciation of the Alps. – Proceedings of the VII Congress of the International Union for Quaternary Research, 143–165, Boulder.

ROCKENSCHAUB, M., BRANDNER, R., BURGER, U., DECKER, K., KIRSCHNER, H., MAURER, C., MILLEN, B., POSCHER, G., PRAGER, C. & REITER, F. (2004): Umwelttektonik der östlichen Stubaier Alpen und des Wipptals: Eine sprödetektonische Grundlagenstudie zur Evaluierung hydrologisch-wasserwirtschaftlicher und geogener Risiken: Endbericht. – 229 S., Wien.

## **Bericht 2018 über geologische Aufnahmen im Gschnitztal auf Blatt NL 32-03-28 Neustift im Stubaital**

MICHAEL SCHUH

(Auswärtiger Mitarbeiter)

Das bearbeitete Gebiet befindet sich im Bundesland Tirol westlich der Gemeinde Steinach am Brenner.

Etwa 10 km<sup>2</sup> wurden von Frühsommer bis Herbst des Jahres 2018 bearbeitet. Als Kartengrundlage dienten auf 1:10.000 vergrößerte Ausschnitte des ÖK-Kartenblattes 147 Axams.

Zusätzlich erfolgte die qualitative Erfassung von quartären Formen, Massenbewegungen und anderen Lockergesteinen. Zu deren Abgrenzung wurden mit den Ausschnitten des Kartenblattes 147 deckungsgleiche Laserscans herangezogen. Die Reinzeichnung der Karte erfolgte analog.

Kurz soll die Abgrenzung des bearbeiteten Bereiches umrissen werden: entlang der Sohle des Gschnitztales zieht sich die südöstliche Gebietsgrenze vom Gasthof Feuerstein im Nordosten bis zur Laponessalm im Südwesten. Von letzterer wurde längs des Südgrates der Pramarnspitze bis zu deren Gipfel gearbeitet. Die quartäre Lockergesteinsbedeckung der Kare „Traulalm – Plattental, Bock- und Beilgrube“ wurde im Zuge dieses Arbeitsabschnittes mit Hilfe der Ansicht schräg von oben sowie durch fotografische Aufnahmen, Orthofotos (© TIRIS 2018) und Laserscans in die Karte eingefügt. Eine Geländebegehung dieser Bereiche steht noch aus. Der Weg zwischen der Innsbrucker- und der Bremer Hütte bildet nun in Richtung Nordosten für etwa 1 km die Grenzlinie, bevor diese nach Nordwesten abbiegt, um sich auf ca. 2.800 m, im Boden des Kares der Glättealm, wieder nach Nordosten (über den Gipfel des Habichts) zu ziehen. Von dort schließt sich die Gebietsgrenze etwa in einer Linie Habicht–Pinnisjoch–Gasthof Feuerstein.

Eine teils schwer übersichtliche topografische Gliederung charakterisiert das diesjährige Kartierungsgebiet. Den nordöstlichen Teil untergliedern praktisch schieferungsparallele Seitenkämme in drei Teilbereiche. Im Habichtsmassiv kulminierend sind dies von West nach Ost Glätte-, Pfann- und Alfairalm. Andererseits ordnet sich der südwestliche Teil in Form dreier, West–Ost bis West–Südost orientierten Geländekammern an: die Bock- und die Beilgrube sowie die Traulalm. Der breite Kamm – man könnte hierbei schon von einem eigenständigen Massiv sprechen – von der Pramarn- zur Glättespitze separiert diese beiden Gebietsanteile.

Randbereiche wurden beziehungsweise werden miteingearbeitet und mit benachbarten Kartierungen, so diese verfügbar sind, abgeglichen.

### Lithologische Beschreibung der kartierten Gesteine

Die im Kartierungsgebiet vorgefundenen Gesteine werden im folgenden Abschnitt hinsichtlich ihrer makroskopischen Auffälligkeiten und ihrer Verbreitung kurz beschrieben. Bei der Namensgebung und Unterscheidung der verschiedenen Gesteinstypen waren rein optisch-lithologische Merkmale maßgebend.

Grundsätzlich wurden zwei große Gruppen von Festgesteinen differenziert:

**Orthogesteine:** metamorphe Gesteinstypen, die von basischen, intermediären oder sauren magmatischen Edukten abstammen.

**Orthogneise** bilden eine sehr variable Gruppe und sind überwiegend fein- bis mittelkörnig, seltener grobkörnig ausgebildet. Die für diese Gesteinstypen charakteristische Mineraleinregelung wird vorwiegend durch nicht isometrisch ausgebildete Kristalle oder Kristallgruppen akzentuiert. Besonders Schichtsilikate (Biotite) zeichnen eine annähernd parallele Anordnung planarer Gefügeelemente, eine Schieferung, nach. Diese passt sich den nahezu idiomorphen Mineralen, vorwiegend Feldspäte, an, woraus unebene bis wellige Flächen resultieren. Es kommt zur Ausbildung einer Flaser- oder in Einzelfällen einer Augengneistextur. Beides konnte im Gelände beobachtet werden. Granoblastische Strukturen und Bänderung wurden ebenfalls nachgewiesen. Der Großteil der Orthogneise weist, abgesehen von jenen am Gipfelmassiv des Habichts, eine eher dunkle Färbung auf (dunkles bis mittleres Grau). Generell bilden diese Gesteinstypen massige, steile Felsstufen und deutlich hervorwitternde Grate. Bei der Verwitterung lösen sich grobe, nahezu isometrische Blöcke, die sich als charakteristisches Erkennungsmerkmal an den Wandfüßen in Form von Geröllhalden sammeln.

Orthogneise sind im Arbeitsgebiet in einem von Südosten nach Nordwesten ziehenden Streifen aufgeschlossen. Dieser erstreckt sich vom Gschnitztal (nordwestlich oberhalb des Gasthofes Feuerstein) in einer Breite eines guten Kilometers bis zum Gipfelbereich des Habichts und steht in wechselseitiger Beziehung („Verzahnung“) mit Paragesteinen und Metabasiten.

Etwas westlich der Innsbrucker Hütte tritt ein kleines Vorkommen sogenannter „Grüner Gneise“ zutage (Aufschlusspunkt 2018-088). Aufgrund der auffälligen Färbung, die eventuell sekundär ist, wurde dieser Gesteinstyp in der Karte gesondert eingezeichnet. Der darin vorkommende Kalifeldspat deutet auf einen magmatischen Ursprung hin, eine genauere Bestimmung steht noch aus.

Gesteinstypen, die als **Metabasite** (meist Amphibolite i.e.S.) bezeichnet wurden, sind vorwiegend mittel- bis grobkörnige, im Anschlag helle, in der Anwitterung hervorstechend schwarzbraun bis schwarzviolett schillernde Lithologien. Sie erscheinen dem Betrachter infolge des hohen Plagioklasanteils granoblastisch-gneisartig. An bestimmten Lokalitäten zeigte sich ein Gabbro-ähnliches Erscheinungsbild (grob, dunkelgrün-weiß sprenkelig). Des Weiteren konnten im Gelände regelmäßig im Gestein verteilte, dunkelgrüne bis schwarze, stengelförmige Minerale (Hornblende) beobachtet werden. Das Vorkommen der

grobkörnigen Metabasittypen wurde bis zum jetzigen Zeitpunkt in einem Streifen ausgehend vom Wanderweg zwischen der Innsbrucker- und der Bremer Hütte (Nordwestrand der „Pfannalm“) über die Umgebung von P. 2.733 m bis südlich bzw. südöstlich des Habichtgipfels kartiert.

Stellenweise konnten auch feinkörnige Ausbildungen beobachtet werden. Im Unterschied zu den grobkörnigen Amphiboliten erscheinen diese farblich dunkelgrau bis schwarz, wodurch ein schwach erkennbarer Wechsel von mafitreicheren und mafitäreren Lagen (Bänderung) entsteht. Bis zum jetzigen Stand der Geländearbeit wurde diese Form von Metabasiten nur an einer Lokalität, ca. 500 m westlich der Laponessalm, vorgefunden. Ein weiterer, zur Metabasitgruppe zählender Gesteinstyp (so die Ansicht des Bearbeiters) befindet sich kurz vor dem Gipfel des Habichts. Das Erscheinungsbild an dieser Lokalität vermittelt dem Beobachter mitunter den Eindruck, es handle sich um ein basisches Metasediment (kein massiger Aufbau, Quarzknuern (Segregationsquarz), feinkörnig-schieferig, stark verfaltet). Diese Interpretation ist jedoch noch mit Unsicherheit behaftet.

**Paragesteine:** mit diesem Terminus wurden jene Gesteinstypen bezeichnet, deren Edukte den Sedimentgesteinen angehören.

**Paragneise** sind im folgenden Abschnitt nicht einfach von jenen Gneisen zu trennen, die magmatischen Ursprungs sind. Im Gelände mussten daher einige charakteristische Merkmale herangezogen werden, die – im Zuge mehrfacher Begehungen sowie der Schulung des „Blickes“ – erarbeitet wurden. Oft können Paragneise bereits aus der Distanz aufgrund ihres (im Unterschied zu den Orthogneisen) feinkörnigeren und auch schlechter sortierten Hang- und Sturzschuttes (betreffend Größe und Form der Einzelgerölle) identifiziert werden. Darüber hinaus ist eine rostbraune bis rostrote oder leicht gelbliche Anwitterungsfarbe charakteristisch. Ein weniger massiges und daher deutlich gestuftes Erscheinungsbild unterscheidet ferner die Paragneise von den Orthogneisen, wobei es hinsichtlich dieses Kriteriums auch Ausnahmen geben kann. Im Aufschluss zeigt sich folgendes: eine dank höheren Biotitgehalts feinere Schieferung als bei Orthogneisen bedingt die Ablösung cm-dicker, flächiger Platten beim Anschlag mit dem Hammer. Ebenfalls sind es hauptsächlich Glimmerminerale, die eine dunklere Färbung der frischen Bruchflächen bedingen. Überdies wurde ein geschätzter Mindestgehalt an Feldspäten von ca. 20 Vol.% vorausgesetzt, um einen Paragneis als solchen zu klassifizieren. Eine mehr oder minder intensive Verfaltung der relativ feingeschieferten Paragneise fällt dem Betrachter ebenso ins Auge wie die offensichtliche Anhäufung von Segregationsquarz in den Faltenmulden. Im Bereich Pfannalm bis Glättealm sind Paragneise weit verbreitet und mit Orthogneisen und Metabasiten assoziiert. Zusätzlich sind es vorwiegend Paragneise, die das gesamte Massiv der Pramarnspitze stützen.

**Staurolith führende Paragneise** ähneln den oben beschriebenen Paragneisen und enthalten im Unterschied zu jenen idiomorphe Staurolithkristalle von cm-Größe. Gelegentlich häufen sich die Staurolithe in Form von groben Lagen an, welche ihrerseits mit feineren, staurolithfreien Anteilen alternieren. Die bereits erfassten Vorkommen Staurolith führender Paragneise beschränken sich auf das

Kar unmittelbar nördlich der Pramarnspitze sowie auf den höheren Abschnitt der Glättealm in der Nähe des Wanderweges Innsbrucker- bis Bremer Hütte (Aufschlusspunkte 2018-085 und 2018-075).

**Glimmerschiefer** erkennt man aufgrund ihrer silbrig glänzenden Schieferungsflächen (hoher Muskovitanteil). Sie weisen überdies einen feinen Lagenbau auf und kennzeichnen sich außerdem durch eine auffällige, rostbraune Anwitterungsfarbe. Neben deren untergeordnetem Vorkommen im Verband mit Paragneisen konnten Glimmerschiefer in der Scharte unmittelbar nordwestlich des Gipfels der Pramarnspitze kartiert werden (Aufschlusspunkt 2018-084). Sie führen an dieser Lokalität, ebenso wie die nördlich davon anstehenden Paragneise, Stauroolith. Ein weiteres, im Kartenmaßstab erfassbares Auftreten von Glimmerschiefern konnte in einem Graben unterhalb der Pfannalm nachgewiesen werden (Aufschlusspunkt 2018-047). Hier konnten nadel- bis stäbchenförmige, z.T. büschelförmig angeordnete Minerale auf den Schieferungsflächen als Hornblende identifiziert werden.

Bei den **chloritisierten Paragneisen** handelt es sich um einen sehr feinkörnigen, dunklen Gesteinstyp innerhalb der Gruppe der Metasedimente. Dessen dunkelgrüne Färbung wird durch das Auftreten von Chlorit hervorgerufen. Die bislang erfassten Vorkommen sind beiderseits des Wanderweges vom Gasthof Feuerstein zur Innsbrucker Hütte zwischen 1.500 und 1.600 m, am Pinnisjoch, am Gipfel des Habichts und etwa 500 m nordwestlich der Brücke 1.357 auf ca. 1.600 m zu finden.

### **Struktureller Aufbau des Arbeitsgebietes**

Das diesjährige Arbeitsgebiet erweckt den Eindruck einer strukturell komplizierten Gliederung. Im Allgemeinen liegt eine, von wenigen Ausnahmen abgesehen, relativ einheitliche NW–SE orientierte Streichrichtung der Gesteine vor. Planare Gefügeelemente (Foliation) neigen sich demzufolge um diese Streichachse in einem mittelsteilen bis steilen Winkel nach Südwesten respektive Nordosten. Lineare Strukturen wie Faltenachsen und Streckungslineare sind entsprechend parallel zur Streichrichtung angeordnet. Folgerichtig müsste ein großräumiger Faltenbau mit einer flachen, ca. NW–SE streichenden Faltenachse angenommen werden. Eine annähernd konträre Situation liegt südöstlich des Gipfelbereiches vom Habicht vor: dort wurde eine teils sehr flache West- bis Nordwestneigung der Schieferung gemessen. Diese lokale Gegebenheit ergibt im Kartenbild nur dann einen Sinn, wenn beträchtliche Lageveränderungen an jungen Sprödstörungen vorausgesetzt werden. Aufgrund der schlechten Begehbarkeit dieses Geländeabschnittes wurden die mutmaßlich passenden Störungen von den übereinstimmenden Orthofotos respektive Laserscans auf die Karte übertragen. Von einer tiefergehenden Interpretation wird an dieser Stelle abgesehen. Wenige, markante Sprödstörungen konnten direkt eingesehen und erfasst werden. Meist sind die eigentlichen Bewegungsflächen so stark schuttbedeckt, dass sie nicht eindeutig messbar sind. Sie wurden folglich als vermutete Störungen eingeordnet.

### **Quartär**

Die glaziale Prägung des Arbeitsgebietes manifestiert sich in Gestalt von stark eingesenkten Karen, welche im

Längsschnitt meist in einen oberen und einen unteren Boden unterteilt sind. Der U-förmig profilierte Talbereich des Haupttals wurde durch Gletscherströme und die von ihnen mitgeführten Gesteinsfragmente ausgeschürft (dies geschah im letzten Eiszeitalter) und scheidet sich von den oben genannten Karen in Form eines typischen Gefällsknickes (Trogkante). Letzterer kann mitunter sehr markant ausgeprägt sein, oder aber von Massenbewegungen teilweise ausgeglichen vorliegen. Eine partielle Nivellierung der Trogkante zu einem Hang ist beispielsweise am Ausgang der Glättealm der Fall.

Eine große Anzahl wallförmiger Moränen wurde im Arbeitsgebiet unter Zuhilfenahme von Laserscans und Orthofotos abgegrenzt. Wo ein vom Verfasser vermutetes holozänes Alter der Moränen vorliegt, wurden diese farblich von den älteren glazialen Ablagerungen differenziert.

Eine mit Moränen eng verknüpfte, morphologische Form, die Blockgletscher, findet man über das gesamte Arbeitsgebiet verteilt. Hinsichtlich deren Aktivität ist anzumerken, dass die meisten Blockgletscher, ausgenommen jener östlich unterhalb der Äußeren Wetterspitze, fossil oder inaktiv sind.

Die auf dem Kartenblatt 147 innerhalb des Kartierungsgebietes vermerkten Gletscher sind praktisch nicht mehr existent.

## **Bericht 2018 über geologische Aufnahmen im Lüsenstal auf Blatt NL 32-03-28 Neustift im Stubaital**

MARTIN WEBER

(Auswärtiger Mitarbeiter)

### **Geografischer und geologischer Überblick**

Das Arbeitsgebiet befindet sich südöstlich von Innsbruck, in einem Seitental des Sellraintals, genauer gesagt auf der westlichen Flanke des Lüsener Tals, zwischen Praxmar (Weiler von Gries im Sellrain) im Norden und dem Längentaler Bach im Süden. Das Arbeitsgebiet hat eine Fläche von etwa 14 km<sup>2</sup> und befindet sich in Höhenlagen zwischen 1.600 und knapp über 3.000 m ü. A. Die westliche Grenze wird vom Grat zwischen Lamsenspitze und Zischgeles aufgebaut.

Das Untersuchungsgebiet gehört zum nordöstlichen Ötztal-Stubai-Kristallin. Die Gesteine dieser tektonischen Einheit sind prävariszischen Ursprungs und zählen zum Kristallin des austroalpinen Deckenstapels. Die Lithologien bestehen hauptsächlich aus metasedimentären quarz- und feldspatreichen Gesteinen, wie z.B. Paragneis, Glimmerschiefer und Quarzit, mit meist unscharfen Übergängen. Saure bis intermediäre Orthogesteine sind sowohl als mächtige Intrusionskörper, als auch als konkordante Zwischenlagen in die Paragesteinsserien eingeschaltet. Amphibolite treten mit sehr variablen Mächtigkeiten im Gesteinspaket auf. Pegmatit- sowie Diabasgänge unterschiedlichen Alters durchschlagen diskordant die Ge-

steine. Eine polymetamorphe, prä-variszische, variszische und alpidische Überprägung ist charakteristisch für das Ötztal-Stubai Kristallin (THÖNI & MILLER, 2004; TROPPEL & HOINKES, 1996). Das Ötztal-Stubai-Kristallin ist frühvariszisch, amphibolitfazial bei mindestens 500–650° C und 4–8 kbar überprägt worden (TROPPEL & HOINKES, 1996; TROPPEL & REICHEIS, 2003). In den Metapeliten bildeten sich vor allem Staurolith und Alumosilikatpolymorphe (Andalusit, Disthen, Sillimanit), anhand derer PURTSCHELLER (1969) die zonale variszische Temperaturerhöhung nach Südosten ausarbeitete. Die im Untersuchungsgebiet dominierende, variszische Metamorphose ist im Nordwesten des Ötztal-Stubai-Kristallins am besten erhalten, da die eoalpine Überprägung dort geringer ausgeprägt ist. Im Südosten kehrt sich diese Tendenz zur dominanten alpidischen Überprägung um.

### Lithologische Beschreibung der kartierten Gesteine

Um die strukturelle Dynamik besser beschreiben zu können, wurden die metamorphen Gesteine basierend auf der Karte von HAMMER (1929) in jüngsten Arbeiten vereinfacht zusammengefasst. In seiner Masterarbeit entwickelte EGGLESEDER (2012) eine vereinfachte Einteilung der Lithologien, welche auch in dieser Arbeit ihre Anwendung findet. Die Einteilung resultiert aus feldpetrografischen Indizien der Mineralogie sowie aus Untersuchungen bezeichnender Gefügemerkmale.

Die dominierende Lithologie sind **Paragneise** mit fließenden Übergängen zu Glimmerschiefern und Quarziten. In diese mächtige metasedimentäre Gesteinsabfolge sind prävariszische **Orthogneise** intrudiert. Weiters sind basische Gesteine (meist Amphibolit) konkordant zwischengeschaltet. Als strukturell oberstes Schichtglied sind mächtige **Glimmerschiefer** abgelagert. Die Gesteine sind polymetamorph überprägt und intensiv verfaltet. Basaltisch-andesitische Diabasgänge durchschlagen diskordant das Kristallin und haben laut PURTSCHELLER & RAMMLMAIR (1982) postvariszische Alter.

### Paragneis

Das Gefüge der Paragneise bestehend aus sub-mm- bis mm-dünnen durchgehenden oder auskeilenden Glimmerlagen, erscheint wellig, flasrig und oft auch mylonitisiert. Durch die sehr heterogene Mineralzusammensetzung der Paragneise zeigen diese Farben von hell- bis dunkelgrau. Teilweise sind durchgehende oder boudinierte cm-dicke, mittelgraue, feinkörnige Quarzlagen zu verfolgen, wobei diese meist als verwitterungsresistenteres Material aus dem Gestein hervortreten. Deutliche Parasitärfaaltung mit Z-S-M-Strukturen sind überwiegend in den Glimmerlagen ausgebildet. Oft sind langgestreckte Quarz- und Feldspatknauern bis zu dm-Größe im Paragneis gewachsen. In den meist mm-dünnen Glimmerlagen ist auch teilweise Staurolith- und Granatwachstum vorzufinden. Dunkelglimmer (Biotit) ist immer in sehr variablen Anteilen vorhanden, Hellglimmer, wie Muskovit, ist nicht immer anwesend, kommt jedoch untergeordnet vor. Einzelne Bereiche in den Paragneisen zeigen einen deutlichen Anstieg von hellen bis milchig weißen Lagen, vermutlich aus Feldspat bestehend. Teilweise sind auch von hauchdünnen Zwischenlagen begrenzte Bereiche im Paragneis ausgebildet, die ein monotones, massiges, quarzreiches und feinkristallines

Gefüge mit grünlicher Färbung zeigen. In diesen massigen Gesteinen konnte sich auch selten Chevronfaltung ausbilden. Allgemein wird durch das Zurückwittern der inkompetenten Lagen die oft undeutliche, penetrative Hauptschieferung erst gut sichtbar. Im Untersuchungsgebiet sind fließende Übergänge sowie intensive Wechsellagerung dieser Variationen anzutreffen. Gelegentlich sind cm- bis dm-mächtige Amphibolitlagen in der mächtigen Paragneisserie zwischengeschaltet. Diese Gesteinsserie ist im Untersuchungsgebiet die bedeutendste lithologische Einheit und vielfach über weite Bereiche aufgeschlossen und weiter zu verfolgen.

### Orthogneis

Makroskopisch sind Orthogneise als massige, helle Gesteine im Anschlag zu von anderen zu unterscheiden. Meist sind die Gefüge stark beansprucht und ausgewalzt, sodass das ursprünglich magmatische Gefüge zerstört wurde und unter mylonitischer Beanspruchung der Feldspatäugen und Einregelung der Glimmerminerale ein leicht geschieferter bis geflasierter Eindruck entsteht. Teilweise sind Muskovite die dominanten Glimmerkomponenten. Die Orthogneise ziehen in wenigen dünnen und auskeilenden Linsen sehr lokal begrenzt durch das Gebiet und werden daher nicht gesondert behandelt.

### Glimmerschiefer

Makroskopisch sind Glimmerschiefer sehr stark und meist im mm- bis cm-Maßstab geschieferte und intensiv deformierte Gesteine mit rostbrauner Verwitterungsfarbe. Sie weisen einen großen Anteil an fein-grobkörnigen Glimmermineralen auf und brechen dünnplattig, wobei die ausgebrochenen xy-Flächen meist vollständig von Glimmer überzogen sind. Klaster wie Quarzknauern, Feldspatäugen, Granate und eingeregelt Staurolithe sind oft von den Glimmerlagen wellig bis knollig vollständig umwachsen. In x-z-Richtung zeigt das Gestein intensiv geflaserte Lagen von Quarz, Feldspat und meist dünnem Glimmer, die verfaltet, zerschert und boudiniert sein können. Diese Gesteine sind am Nordrand des Untersuchungsgebietes vermehrt vorzufinden und sie werden im nördlichen Anschluss außerhalb des Gebietes dominanter.

### Amphibolit

Im Anschlag zeigen Amphibolite hauptsächlich massiges, dunkles und feinkristallines Gefüge. Zuweilen leicht grünlich, meist in cm-dicke Lagen eckig brechend. Nicht selten sind dünne Feldspatlagen durchgehend oder boudiniert ausgebildet, die teilweise aus dem Gesteinsverband herauswittern. Granat kommt lokal fein verteilt im Gesteinsverband vor. Dünne Glimmerlagen und eingeregelt Hornblenden bilden nicht selten eine Schieferung aus. Die Amphibolite bilden im Gebiet markante Rippen oder treten in Form von linsenförmig auskeilenden Lagen im umgebenden Gestein auf.

### Ganggesteine

Metamorph überprägte Pegmatite sind durch die sehr hell bis weiße Verwitterungsfarbe makroskopisch leicht zu erkennen. Teilweise sind grobkörnige Glimmer- sowie Granatminerale in der quarzreichen Grundmasse ausgebildet. Im Untersuchungsgebiet beschränken sich die Auf-

schlüsse auf wenige sehr lokal begrenzte Bereiche. Im Gegensatz dazu sind Diabase sehr feinkörnige, grünliche und meist massige Gesteine. Selten ist eine leichte Schieferung ausgebildet. Die scharf begrenzten, diskordanten Gänge sind nur teilweise an lokalen Stellen im Gesteinsverband zu verfolgen. Im Arbeitsgebiet wurden jedoch keine nennenswerten Aufschlüsse angetroffen.

## Strukturgeologie

Ein Ziel der Arbeit ist eine homogen verteilte Gesteins- und Strukturdatenerhebung, um den vorherrschenden Großfaltenbau im Arbeitsgebiet rekonstruieren und in Karten und Profilen darstellen zu können. Bei 321 Einzelaufschlüssen wurde jeweils die penetrative S0/1-Schieferungsfläche eingemessen und einer Lithologie zugeteilt. Weniger deutlich ausgeprägte oder wellig verlaufende Schieferungen wurden durch mehrere Messungen gemittelt. Eine sekundäre Schieferung (S2) wurde nur selten beobachtet. Im Gelände wurden lineare (Streckungslineation; Faltenachsen) und planare Strukturen eingemessen und in Stereoplots ausgewertet. Abgesehen davon wurden Erkenntnisse aus digitalen Laserscandaten und aus der Auswertung von Fotos sowie bestehenden Kartenmaterials für eine vollständige strukturelle Beschreibung herangezogen.

## Schieferung

Der Datensatz der penetrativen S0/1-Schieferung besteht aus 180 Messdaten. Die überwiegende Menge der Aufschlussmessungen streicht von W-E bis NW-SE und fällt teilweise steil und flach, meist mäßig nach N-NE ein. Wenige S-SW einfallende Messungen deuten parasitäre Gengenschenkel zum allgemeinen, nach N-NE einfallenden Trend an. Bei der S2-Schieferung konnten 30 Datensätze eingemessen werden. Diese zeigen mäßiges bis steiles Einfallen nach ENE-NNW. Im Zuge der Kartierung stellte sich heraus, dass S2 subparallel zur penetrativen Hauptschieferung angeordnet ist und daher oft nicht eindeutig abgegrenzt werden kann.

## Faltenachsen

In erster Linie wurden Faltenachsen parasitärer Kleinfalten in der Schieferungsfläche S0/1 eingemessen. Am deutlichsten waren diese in den Glimmerschiefern und an zurückgewitterten Lagen in den Paragneisen ausgeprägt. 27 der 32 Faltenachsen zeigen ein flaches, seltener mäßiges Einfallen mit einem Maximum im Nordwesten. Die restlichen fünf Messungen weisen flach nach Osten einfallende Faltenachsen auf und liegen somit gegenüber den Hauptrichtungen, was wiederum auf gegenüberliegende parasitäre Schenkel hinweisen kann.

## Lineare

Bei eindeutiger Zuordnung der Wachstumsrichtung von sekundär gewachsenen Mineralaggregaten wurden Lineare eingemessen. Bei 17 Messungen war die Streuung relativ groß, die Lineare zeigen ein flaches bis steiles Einfallen nach Nordwesten bzw. Südosten. Lediglich zwei Bereiche mit jeweils drei Messwerten zeigen mit mittelsteilem Einfallen in Richtung Nordwesten und mäßigem Einfallen nach Nordosten ein leichtes Maximum.

## Störungen

Das Ötztal-Stubai-Kristallin (ÖSK) ist von mehreren Störungssystemen durchzogen, die in der bestehenden Literatur hinlänglich beschrieben wurden. Eine der wichtigen meridionalen Störungen des ÖSK (Längental-Störung; HAMMER, 1929) streift das Lusenstal im Südosten. Diese liegt jedoch außerhalb des Kartiergebietes. Daher wurden in dieser Arbeit keine großen Störungsversätze berücksichtigt. Lokale Störungen wurden auskartiert und sind in der Karte vermerkt.

## Abfolge der Deformationsphasen im Arbeitsgebiet

Aufbauend auf Literaturdaten (z.B. EGGLSEDER, 2012; EGGLSEDER & FÜGENSCHUH, 2013; BREITFUSS, 2016) sowie eigenen Messungen und Beobachtungen ergibt sich die aktuelle Deformationsabfolge. Auf eine absolute chronologische Einteilung wurde in dieser Arbeit verzichtet, da keine Altersdaten vorliegen.

**D1:** SE-NW streichende Intrafolial- und Isoklinalfaltung, welche vermutlich mit der Bildung der S0/1 einhergeht. Die Falten sind vor allem in kompetenten Gesteinen und in parasitären Strukturen deutlich ausgebildet. Die Frage, ob auch lokale Boudinierung einzelner, kompetenter Gesteinspakete wie die der Amphibolite dieser Phase zuzuschreiben ist, oder ob diese prä-deformativ gebildet wurde, kann noch nicht beantwortet werden.

**D2:** Enge bis geschlossene, z.T. isoklinale Falten tauchen im Mittel nach Norden bzw. Ostnordosten ab. Diese Falten sind für die zweite penetrative Achsenebenenschieferung S2 verantwortlich und stehen subhorizontal zu der S0/1-Schieferung. Die Strukturen der D2 sind vor allem in weniger kompetenten Gesteinen ersichtlich, wenn S0/1 nicht zu dominant in Erscheinung tritt.

**D3:** Sehr offene SW-NE streichende Krenulationsfalten („Runzelfaltung“). Diese gehen mit subhorizontalen Achsenebenen einher und wurden vermutlich unter kühleren Deformationsbedingungen gebildet.

**D4:** Knickfalten und sehr offene Falten, die WNW-ESE streichen und mit dem Nord- bzw. Südfallen der Schieferungen in Verbindung stehen. Diese Phase erzeugte eine große Synform über das Gebiet des Sellraintales (siehe Glimmerschiefermulde). Weiters wird das polymetamorph deformierte Gestein in sehr offenen Falten im mehrere Zehnermeter-Maßstab gefaltet (BREITFUSS, 2016).

## Zusammenfassung

Die Beobachtungen im Feld sowie die Bearbeitung und Auswertung der gewonnenen Daten zeigen ein relativ deutliches Bild. Es bestätigt sich, dass, bedingt durch intensive Verfaltung, im Bereich des Arbeitsgebietes keine großräumigen lithologischen Wechsel vorliegen. Vielmehr resultiert der vorliegende Gesteinswechsel Richtung Süden daraus, dass tiefere Einheiten (Paragneise, Amphibole, Orthogneise) im Südschenkel einer großen W-E streichenden Synform (Glimmerschiefermulde von Sellrain) aufgeschlossen sind. Die Gesteinspakete sind im Typ 3 – Faltenüberprägungsmuster deformiert, was zu wenig Abwechslung in der allgemeinen Einfallrichtung führt. In den parasitären Strukturen lassen sich Nachweise erbringen, dass die Einheiten intern intensiv an subparallelen Faltenachsen verfault wurden. Dabei lassen sich die Strukturen

gut mit den Nachbargebieten im Osten korrelieren, auch die Glimmerschiefer lassen sich sehr gut Richtung Osten verfolgen. Die eckig und plattig emporstehenden Amphibolite am Gipfel der Lüsener Villerspitze (3.027 m) verbinden sich gut mit den Amphiboliteinheiten im Arbeitsgebiet. Eine genaue strukturelle Zusammenführung der beiden Talseiten wurde in dieser Arbeit jedoch nicht getroffen und lässt Raum für weitere Untersuchungen.

### Blockgletschersystem Schöntal

Das komplex aufgebaute Blockgletschersystem nordöstlich der Schöntalspitze (3.002 m) setzt sich aus mehreren zungen- sowie auch lobenförmigen Ablagerungen zusammen. Betreffend Aktivität, morphologischer Erscheinung und relativen Alters zueinander sind mindestens drei Generationen zu unterscheiden: a) ein reliktscher (*fossiler*) Blockgletscher, b) ein intakter, aber inaktiver Blockgletscher und c) ein jüngst gebildeter lobenförmiger Blockgletscher. Das Blockgletschersystem liegt innerhalb einer glazial geformten Mulde eines ehemaligen Kargletschers. Das Gebiet war während des letzten Gletscherhochstandes der Kleinen Eiszeit im 19. Jahrhundert bereits eisfrei. Die Wurzelzone befindet sich in einem NE-exponierten Kessel, der im Westen und Süden von stark deformierten Para- und Orthogneiswänden mit eingeschalteten Amphibolitlagen umrahmt wird. Diese Gesteine liefern den Schutt für die Blockgletscher. Der Übergang zwischen Fels, Schuttfächer und Blockgletscherschutt ist fließend entwickelt und befindet sich auf einer Höhe zwischen 2.850 und 2.950 m ü. A. Der Untergrund ist an der Wurzelzone zwischen 25° und 35° steil und flacht im Zungenbereich, an einer Karschwelle fast gänzlich ab. In tieferen Lagen an der Ostseite ist das Blockgletschersystem von abgerundeter und Gras bewachsener Seitenmoräne fast vollständig eingerahmt. Ein Endmoränenwall im subhorizontalen Gelände schließt das Permafrostareal talauswärts ab. Das westliche Ende der Ablagerung wird unterhalb von 2.700 m ü. A. vom seitlich herangeführten Hangschutt durch eine markant steile Böschung abgegrenzt, darüber laufen die Strukturen fließend in die Schutthalde über. Insgesamt bedecken die aus mehreren Zungen bestehenden Blockgletscher eine Fläche von 0,18 km<sup>2</sup>. Dieses komplexe Blockgletschersystem ist ein anschauliches Beispiel für klimatisch angetriebene Schwankungen zwischen Rückzug, Wiedervorstoß sowie Neubildung von Blockgletschern.

### Messungen am Blockgletschersystem Schöntalkar

Im Rahmen dieser Studie wurde die nordöstliche Quelle unterhalb des Blockgletschers hinsichtlich ihrer Abflussmenge untersucht. Die Messungen ergaben eine Schüttung von etwa 0,3 l/s (21.10.2012, 14:30 Uhr). Temperaturmessungen an der Basis der winterlichen Schneedecke (BTS) lieferten für zwei morphologisch unterschiedliche Blockgletscher-Generationen genaue Informationen. Die Referenzsonde (S5) wurde unterhalb der Blockgletscher im besonnten Südhang installiert, welche erwartungsgemäß keine tiefen Temperaturen, die Anzeichen auf Permafrost im Untergrund liefern würden, aufzeichnete. Zwei Sonden (S1, S2) wurden südlich vom See auf dem Blockgletscher der zweiten Generation platziert. Die durchgehend tiefen Temperaturen von bis zu -8° C von Dezember 2012 bis Mitte April 2013 belegen eindeutig das Vorhandensein

von Eis im Blockgletscher. Zwei weitere Sonden (S3, S4) wurden nordöstlich des Sees im distalen Bereich der ältesten Blockgletscher-Generation ausgelegt. Installiert wurde die Sonde 3 im Schatten eines Blockes und Sonde 4 auf freier, sandiger Fläche in derselben Höhe. Die Auswertungen zeigen sehr unterschiedliche Temperaturbedingungen. Der Verfasser macht die unterschiedlichen Lagen der Sonden für die so differenten Werte verantwortlich. Während der Temperaturverlauf von Sonde 3 konstante Werte leicht unter 0° C aufzeichnete, was auf eine isolierende Schneedecke ab Anfang Dezember bis Ende April hinweist, weicht Sonde 4 deutlich von dieser Auswertung ab. Die Temperaturen der Sonde 4 zeigen ein Negativmaximum in der ersten Dezemberwoche. Dieses Maximum passt gut zu einem in diesem Zeitraum stattgefundenen Kaltlufteinbruch. Das würde bedeuten, dass sich zu dieser Zeit die Sonde 4 nicht unter einer ausreichend mächtigen Schneedecke befunden hat und somit Störungen der Außenluft auf die Messergebnisse einwirkten. In den darauffolgenden Wintermonaten bleibt die Temperatur meist zwischen -3° C und -5° C ohne große Schwankungen. Die breite Amplitude ähnelt dabei den Schwankungen der Sonde 1. Das wiederum kann als Zeichen für Reste von Eis im Untergrund gedeutet werden. Gleichzeitig könnte das aber auch einen Einfluss einer unvollständigen Schneedecke widerspiegeln, was durch verzögerten Außenlufteintrag verursacht werden kann. Um die Frage restlos zu klären, ob in der ältesten Blockgletscher-Generation noch Eisreste anwesend sind, und wenn in welchen Bereichen, müssten weitere detaillierte Untersuchungen durchgeführt werden.

### Zusammenfassung

Die Untersuchungen, Messungen und Kartierungen am Blockgletschersystem im Schöntal zeigen sehr schön den komplexen Aufbau und die verschiedenen Stadien dieses Phänomens. Das Vorhandensein von Eisresten in den oberen Bereichen konnte nachgewiesen werden. Detaillierte Rückschlüsse der absoluten chronologischen Verhältnisse sind abhängig vom Gebiet und der Exposition sehr komplex und variabel. Daher wurde anhand dieses Beispiels lediglich versucht, über die relativen Positionen der einzelnen Generationen eine grobe Beschreibung der Abläufe eines Blockgletschers zu geben.

### Literatur

- BREITFUSS, M. (2016): Tektonometamorphe Entwicklung und angewandte Aspekte im nordöstlichen ÖSK. – Unveröffentlichte Masterarbeit, Leopold-Franzens-Universität Innsbruck, 136 S., Innsbruck.
- EGGLEDER, M. (2012): Präalpine Faltenüberprägungen im Nordosten des Ötztal-Stubai-Kristallins. – Unveröffentlichte Masterarbeit, Leopold-Franzens-Universität Innsbruck, 118 S., Innsbruck.
- EGGLEDER, M. & FÜGENSCHUH, B. (2013): Pre-alpine fold interference patterns in the northeastern Oetztal-Stubai-Complex (Tyrol, Austria). – Austrian Journal of Earth Sciences, **106/2**, 63–74, Wien.
- HAMMER, W. (1929): Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Ötztal. – 58 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- PURTSCHELLER, F. (1969): Petrographische Untersuchungen an Alumosilikatgneisen des Ötztaler-Stubai-Alt-kristallins. – Tschermak's mineralogische und petrographische Mitteilungen, 3. Folge, **13**, 35–54, Wien.

PURTSCHELLER, F. & RAMMLMAIR, D. (1982): Alpine metamorphism of diabase dikes in the Ötztal-Stubai metamorphic complex. – *Tschermak's mineralogische und petrographische Mitteilungen*, 3. Folge, **29**, 205–221, Wien.

THÖNI, M. & MILLER, C. (2004): Ordovician meta-pegmatite garnet (NW Ötztal basement, Tyrol, Eastern Alps): preservation of magmatic garnet chemistry and Sm-Nd age during mylonitization. – *Chemical Geology*, **209/1**, 1–26, Amsterdam.

TROPPER, P. & HOINKES, G. (1996): Geothermobarometry of  $Al_2SiO_5$ -bearing metapelites in the western Austroalpine Ötztal-basement. – *Mineralogy and Petrology*, **58/3–4**, 145–170, Wien.

TROPPER, P. & RECHEIS, A. (2003): Garnet zoning as a window into the metamorphic evolution of a crystalline complex: the northern and central Austroalpine Ötztal-Complex as a polymetamorphic example. – *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft*, **94**, 27–53, Wien.

## Blatt NL 32-03-30 Mayrhofen

### Bericht 2016 über geologische Aufnahmen quartärer Sedimente auf Blatt NL 32-03-30 Mayrhofen

JERZY ZASADNI

(Auswärtiger Mitarbeiter)

About 100 km<sup>2</sup> of Quaternary sediments and landforms in the northwestern corner of the UTM map sheet NL 32-03-30 Mayrhofen were geologically mapped during the field season of 2016. The investigated area belongs to the Tux Alps (German: Tuxer Alpen). It comprises the lower part of the Tux valley (German: Tuxertal), i.e. the section between the villages of Finkenberg and Lanersbach, the Niglasbach catchment, the Penken massif and the valleys of Hoarbergbach and Sidanbach streams located to the north of the Penken massif. Elevations of the mapped area range from 650 m in the bottom of Ziller valley near the town of Mayrhofen to 2,762 m at the summit of Rastkogel. This corresponds to a difference in altitude of more than 2,100 m. The basement is mainly composed of metasedimentary and metavolcanic schists belonging to the upper Penninic nappe system (Tauern window) and the Innsbruck quartz phyllite Zone (Austroalpine nappe system). These lithologies are prone to weathering, erosion and mass movement processes, and exhibit a gentler relief than the neighbouring Central gneiss areas of the Zillertal Alps. The middle section of Tux valley around the village of Lanersbach, the Gröblspitze massif and most of the area of Niglasbach catchment are built up of Bündner schist (phyllites, carbonate phyllites and quartzites), which has the least resistance to erosion. The highest summits bordering the area to the north and east (Torspitze, Hippoldspitze, Rastkogel, Pangert, Wanglspitze, Hoabergkarspitze) are built up of Innsbruck quartz phyllites. The lower Tux valley and the Penken massif are built up of Bündner schist, gneisses and greenschists (mostly belonging to Wustkogel nappe system). Within the mapped area, Central gneiss occurs only at the mouth of the Tux valley, in the village of Finkenberg.

#### Last Glacial Maximum (LGM)

In contrast to the Zillertal Alps, trim-line features recording the maximum extent of glaciers are poorly preserved in the Tux Alps. The maximum ice surface at the end of Ziller valley near the town of Mayrhofen reached to an altitude of about 2,150–2,250 m, what is well evidenced by trim-

line data of the neighbouring Zillertal Alps (ZASADNI, 2014; WIRSIG et al., 2016). In the middle section of Tux valley, in the vicinity of Tettensjoch and Gröblspitze mountains, the ice surface reached to an altitude of about 2,300 m. At the Gröblspitze mountain, the transition from ice moulded bedrock to bedrock with no glacial overprint can be observed at elevations between 2,240 and 2,270 m. The Penken massif (2,095 m) bears clear evidence of ice moulding on the entire ridge between Wangalm (2,123 m) to Gschosberg (1,970 m). Elongation axes of bedrock streamlined features and measured striations on the Penken mountain ridge show direction of ice flow towards northeast. General ice flow directions recognized in the Ziller valley confluence zone, together with described evidence of ice flow directions on the Penken massif, indicate that during the LGM the ice stream originating from Tux valley was forced to overflow the Penken mountain ridge, because of the dominant role of the Zemm valley ice stream in the area of Mayrhofen confluence zone. Measured directions of glacial striation on the Ahorn gneiss near the village of Finkenberg (950–1,000 m altitude) and on the northern slope of Mount Gamsberg (up to 1,600 m altitude) support this conclusion for the ice confluence zone between Tux and Zemm valleys. Two generations of striation in this locality represent LGM and Gschnitz stages of ice flow. The older set of striation (LGM) shows divergent ice flow of Zemm valley ice stream towards north to northeast. The younger set of striation (Gschnitz stage) occurs only at lower elevations, below 1,000 m, and indicates ice flow towards northwest to the Tux valley. The divergent flow of the Zemm valley ice stream at the bottom of the Tux valley near the village of Finkenberg shows that the Tux valley ice stream did not reach this location during the LGM.

Till covers of the LGM occur in the Penken massif mostly below 1,800 m altitude, with the highest occurrence around 2,000 m altitude. Till covers of the Gröblspitze massif reach almost the same elevation. The vertical extent of till cover is not easily recognized in case of slaty lithology, which is not prone to develop rounded clasts by glacial transport. Even the slaty components of well-exposed glacial diamicton have an angular shape, quite similar to that of scree. On the slope, the till cover often shows an upward gradual transition into clay regolith with angular clasts, being the product of local bedrock weathering and colluvial processes. As a working hypothesis, it was adopted that till cover certainly occurs where any rounded clasts can be observed in the sediment. The thickest till cover (up to 4–5 m) occurs in the northeast slope of Penken massif (Larchwald, Grubenaste locations). LGM till entirely consists of

local bedrock lithologies. No clasts of Central gneiss occur in till sediments on the left-hand slope of Tux valley, at some distance from the Gurb Spitze mountain in the direction to the Penken massif. Central gneiss clasts occur sporadically in till covers of the Asteggertal valley (up to 0.5 m in diameter), and even 1 m big erratic boulders of Ahorn gneiss occur on the ice-moulded ridge separating this valley from Ziller valley (the mountain northeast of Asteg). Central gneiss components in tills of the mapped area are probably restricted to the influence zone of the Zemm valley ice stream, e.g. the area in the east, close to the Ziller valley near the town of Mayrhofen. Erratic fields with up to 4 m big blocks occur on the mountain slopes northeast from the village of Vorderlanersbach, at Lämmerbichlalm (1,900–2,100 m altitude), Schrofentalalm (1,600–1,700 m altitude), and below Wanglalm (1,850–1,950 m altitude). However, the provenance of erratic lithologies is always local. For example, carbonate and quartzite lithologies of erratic boulders at the Wanglalm suggest about 2 km transport distance from the Graue Spitze mountain.

### Gschnitz stadial

According to PENCK & BRÜCKNER (1901/09), Gschnitz moraine of the Tuxertal glacier occurs at the village of Vorderlanersbach. These authors have also suggested that a moraine of the Zemmtal glacier in the village of Finkenberglalm was deposited during the Gschnitz stadial. The Lanersbach moraine is located on the left-hand side of the valley (1,285–1,320 m altitude) close to the stream confluence of Nigglasbach and Tuxbach. This moraine is 300 m long and its external slope is 2–3 m high. Superficial boulders of the moraine were removed by human activity because of its location in a settlement area; only the largest boulders of several meters in diameter are still in place. This stadial moraine is unique in the trunk valley of Tuxertal. Position and elevation of the moraine indicate that during the Gschnitz stadial the trunk glacier of the Tux valley dammed up the stream of Nigglasbach. In the upper part of Nigglasbach valley, Gschnitz moraine occurs at Geiselhofer (1,580 m). Thus, the lowermost 1.4 km long section of the valley was ice-free during the Gschnitz stadial. In this section, several meters to several tens of meters thick gravels and sands occur above a deeply incised bedrock gorge. These sediments are particularly well preserved on the right-hand slope of the valley, 500 m northwest of the Gemais settlement. They build a terrace 100 m above the present-day stream channel. At least two stages of terrace formation can be recognized in the topography. There are also traces of palaeochannels with discharge from Nigglasbach stream to the south, through the Gemais location. In outcrops along the rim of steep fluvial undercutting, the terrace sediments reveal rounded gravels with sandy matrix, and up to 2–3 m thick beds of homogeneous sand.

The existence of a moraine from the Zemmtal glacier in the village of Finkenberglalm, as described by PENCK & BRÜCKNER (1901/09), cannot be confirmed. During the Gschnitz stadial, the Zemmtal and Stillupgrund glaciers merged and flowed together toward Ziller valley bottom at the market town of Mayrhofen. Glacial striations around the village of Finkenberglalm provide clear evidence that the ice tongue from Zemm valley diverged and flowed up into Tux valley, as described above. Kame terraces occur near the vil-

lage of Finkenberglalm, on both sides of the Tux valley. They mark the position of the invaded tongue of Zemmtal glacier. Such kame terrace is best preserved near the location of Persal (MAGIERA, 2008). It stretches over a distance of 550 m and its slope is 50–60 m high. Kame terrace also occurs in the Zellberger Siedlung settlements on the opposite side of the valley. It shows at least two stages of development. Top surfaces of both kame terraces reach the same elevation of about 1,000 m. Gravels and sands related to these terraces occur on the southern rim of the Tuxbach gorge and can be followed in upstream direction to the Brunnhaus settlement (1,050 m altitude). Locally these sediments are cemented.

The Tux valley between the villages of Finkenberglalm and Vorderlanersbach was ice-free during the Gschnitz stadial. Therefore, moraines of smaller tributary valley glaciers are exceptionally well-preserved at the bottom of this valley section. Best developed are latero-frontal moraines of Grinberglalm valley glacier, which reach the bottom of Tux valley (1,050 m) near the Brunnhaus settlement. This moraine consists of Ahorn gneiss components. Close to the bottom of the trunk valley, also moraines of the Elsalmlalm valley glacier (at Elsegg, 1,200 m altitude), and right-hand lateral moraine descending to 1,400 m altitude, above the village of Vorderlanersbach near the Berg settlement are preserved. The last one was formed by a glacier from the Rötzbach stream catchment. Gschnitz moraines also occur in the Hoarberglalm valley, outside the catchment of the Tux stream. There are two lateral moraines located 500 m to the north of Hintertrettalm. They descend to an elevation of 1,800 m. Within the mapped area, maximum elevation of Gschnitz lateral moraines reaches 1,750 m altitude in the Rötzbach catchment and 2,075 m altitude in the Hoarberglalm valley. Both glaciers had a southern exposition.

### Egesen stadial

Moraines of the Egesen stadial and corresponding rock glacier deposits occur only in the highest part of the mapped area. Well-developed latero-frontal moraines of four small glaciers (500–700 m long) are found in glacial cirques of the upper part of the Hobarbach valley between the summits of Torspitze and Hipoldspitze. Terminal moraines are located there between 2,190 and 2,400 m altitude. The largest Egesen glacier occurred in the Torseen cirque to the northeast of the Torwand summit (2,771 m). The moraine sequence of this cirque suggests at least a two-fold advance during the Egesen stadial. Moraines consist of large metacarbonate blocks and are situated at elevation between 2,250 and 2,350 m. It should be noted that PENCK & BRÜCKNER (1901/09) described this moraine as an evidence of Daun stadial advance in the upper Ziller valley. But in the modern sense of East Alpine late glacial chronology it corresponds to the Egesen stadial. Moraines of this stadial also occur near Rastkogel (2,762 m) and Harbergjoch summits (2,590 m). Distinct latero-frontal moraines, with 20–40 m high external slopes occur in the cirque to the south of Rastkogel summit, above Lämmerbichlalm. They are located at relatively high altitudes between 2,460 and 2,500 m. Moraine in the Hoarberglalm cirque, to the southeast of the Hoarberglalm summit are less pronounced. There, a terminal moraine occurs on a bedrock threshold at an elevation of 2,260 m. The bedrock depres-



sion on the inner side of the moraine is filled with alluvial sediments and peat. An interesting relation between moraines and rock glacier deposits can be observed in the area of Graue Spitze summit, located to the southwest of the Hoarbergjoch summit. The Graue Spitze summit is built of white quartzites, which produce more blocky material than the neighbouring lithologies. Directly below these summits, two large rock glacier deposits were formed by quartzite material supply from the summit. Rock glacier deposit in the cirque southwest of Graue Spitze is connected with latero-frontal moraine of the glacier which flowed along the cirque bottom axis from the Hoarbergjoch summit towards the Rotkopf rock (2,006 m). The left-hand lateral moraine is partially destroyed by the main scarp of Rötzbach landslide, which has affected the slope below the cirque. This situation implies that the landslide is younger than the moraine. If this moraine has indeed an Egesen age (Younger Dryas), the landslide cannot be older than Holocene. Shapes of the rock glacier deposits and Egesen moraines located south of the Graue Spitze summit are strongly modified by anthropogeneous earthmoving along ski pistes and lift trails. An artificial lake has been built in the body of the rock glacier deposit. In the mapped area, rock glacier deposits around the Graue Spitze summits are the largest. They clearly demonstrate that bedrock lithologies are crucial for development and shaping of rock glaciers. Most rock glaciers of the mapped area are rather indistinct because of schistose bedrock lithology.

#### **Holocene intact rock glaciers**

Holocene/Little Ice Age moraines do not occur in the mapped area. Holocene permafrost is represented by two small (100 and 240 m long) still active rock glaciers developed on the northeast flank of the Tor Spitze summit (2,663 m). Their fronts are located at altitudes of 2,425 and 2,490 m.

#### **Landforms and sediments related to mass movements**

Slopes of the mapped area are strongly affected by deep-seated gravitational deformation and by toppling. Such mass movements often occur in Bündner schists. Almost entire slopes are affected by mass movements in the upper part of the Nigglassbach catchment, in the lower section of Hobarbach and Torbach valleys. Most of these landslide masses are not active, but small and shallow landslides can be activated along deeply incised gorges in the landslide mass. Large deep-seated and complex

landslide bodies occur in all tributary catchments on the northern slope of Tux valley, between Schöneben near Vorderlanersbach and Freithof, 2.5 km west of the village of Finkenbergraben. These landslides are located in the stream catchments of Bruchbach, Rötzbach, Hoserbach, and Tuxegbach. All of them have well-developed main scarps reaching heights of up to 100 m. The Tuxegbach landslide is the largest. It has an area of 2.7 km<sup>2</sup>, its main scarp is located near Wanglalm (2,123 m altitude), and it reaches the bottom of the Tux valley (1,060 m altitude). The landslide mass is built of strongly deformed Bündner schist, partially exposed as an alternating sequence of dark or grey clay, blocks, and undissected, quite solid portions of basement rock. The landslide is highly active. Most of the farm buildings on the landslide (Obere Naudisalm) are slightly tilted, showing deviation of their walls and floors from vertical and horizontal, respectively. Secondary scarps in the landslide mass indicate fresh activity, with many new gravitational faults and fractures. The most active part of the landslide is at lower altitude, close to the Tuxbach stream near the alpine pastures of Bärldille and Moslau. Two parts of the landslide mass with relatively fast motion towards Tuxbach stream can be recognized. They are separated by a less deformed "island" which is located 300 m west of Moslau. Interviews with local farmers, and comparison of older and present-day orthophoto maps, lead us to conclude that the most active part of the landslide has a flow velocity of about 1 m per year. The landslide is active, at least, since 35 years. It represents a risk potential for the infrastructure, i.e. for the farms on the landslide, and for the road to the village of Hintertux.

#### **Literatur**

- MAGIERA, J. (2008): Bericht 2005 über geologische Aufnahmen der quartären Sedimente im mittleren Tuxertal auf Blatt 149 Lanersbach. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **148/2**, 292–293, Wien.
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1901/09): Die Alpen im Eiszeitalter: 3 Bände, Leipzig.
- WIRSIG, C., ZASADNI, J., CHRISTL, M., AKÇARCI, N. & IVY-OCHS, S. (2016): Dating the onset of LGM ice surface lowering in the High Alps. – Quaternary Science Reviews, **143**, 37–50, Oxford. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.05.001>
- ZASADNI, J. (2014): Bericht 2013 über geologische Aufnahmen von quartären Sedimenten im Zillergrund, Sundergrund und Bodenbach auf Blatt 2230 Mayrhofen. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **154**, 327–329, Wien.

## **Bericht 2017 über geologische Aufnahmen auf Blatt NL 33-02-03 Waidhofen an der Ybbs**

GERHARD BRYDA

Im Berichtsjahr wurden bestehende Kartierungen (CAHIR, 2010, 2011; HENRICH, 2011) innerhalb der Frankenfels-Decke im hinteren Redtenbach Tal (westlich Waidhofen an der Ybbs) und im Grenzbereich zwischen der Frankenfels- und Lunz-Decke im Lugerbach Tal (südlich Waidhofen an der Ybbs) überarbeitet und ergänzt.

Zusätzlich wurden die Kartierungsarbeiten (BRYDA, 2016) in der Klippenzone im Bereich zwischen dem Pöchlauer Kogel und Konradsheim fortgesetzt.

### **Arbeiten im Bereich der Frankenfels-Lunz-Decke**

Wie bereits frühere Kartierungen (CAHIR, 2010, 2011; HENRICH, 2011) zeigen konnten, verläuft die Überschiebung der Lunz-Decke über die Frankenfels-Decke entlang des Lugerbach Tales. Die Überschiebung quert unmittelbar südöstlich der Höhe 868 m den Sattel am Talschluss westlich Lugerreith, streicht danach, überwiegend steil nach Südosten einfallend, bis in den Bereich Hinterlug und folgt dann, unter quartärer Bedeckung, dem Talverlauf.

Die Schichtfolge der hangenden Lunz-Decke setzt mit geringmächtigen, stark tektonisch reduzierten Ton- und Sandsteinen der Lunzer Schichten ein, deren mechanische Eigenschaften auch für die Lage des Abscherhorizontes verantwortlich ist. Darüber folgt ca. 80 m mächtiger, bräunlichgrau gefärbter, meist Dezimeter gebankter Opponitzer Kalk, der im Hangenden von variabel mächtiger, gelblich anwitternder Hangendrauwacke begleitet wird. Diese zeigt im Grenzbereich zum stratigrafisch auflagernden Hauptdolomit häufig eine starke tektonische Beanspruchung und ist teilweise zu grauem Dolomitmehl zerrieben.

Am Glashüttenberg bilden die innerhalb des Hauptdolomits gegensinnig mittelsteil bis steil Südost und Nordwest einfallenden Schichtflächen eine nordöstlich streichende, enggepresste Synklinale. Ihre Achse schneidet die Überschiebungsfläche der Lunz-Decke und den gleichsinnig einfallenden Opponitzer Kalke, jedoch in einem spitzen Winkel von ca. 20° bis 30°. Daraus ist deutlich die Bedeutung der erwähnten tektonischen Grenzfläche zwischen der Rauwacke und dem auflagernden Hauptdolomit und die entwickelte Stockwerkstektonik zu erkennen.

Der enggepresste und durchscherte Falten-Schuppenbau der tektonisch liegenden Frankenfels-Decke wird durch die Überschiebung der Lunz-Decke diskordant abgeschnitten. So reicht die im Bereich der Höhe 868 m aufgeschlossene, überkippte Schuppe aus Hauptdolomit und auflagernden Jura-Gesteinen gerade noch bis Lugerreith in das Lugerbach Tal hinab und wird dann von der Deckenüberschiebung gekappt. Auf der Nordwest-Seite des Talausganges steht jedoch im Liegenden der Überschiebungsfläche wie-

der eine überkippte Serie aus vergleichbaren Gesteinen an, die sich als Fortsetzung dieser Schuppe anbietet.

Die im Graben an der Ostseite des Schnabelberges anstehenden Rauwacken markieren die Fortsetzung einer bedeutenden Schuppenbahn, an der die Synklinale mit Losenstein-Formation im Bereich Sulz der Redtenberg-Schnabelberg-Antiklinale überschoben ist.

Im Talschluss des Lugerbach Tales ist ein größerer Schuttstrom aus Hauptdolomit und Opponitzer Kalk-Komponenten erwähnenswert, der bei Lugerreith auf einer mobilen Unterlage aus Lunzer Schichten abgeleitet.

An der Landesgrenze zu Oberösterreich bildet die Opponitzer Rauwacke und der Hauptdolomit des Elmkogels (898 m) den stratigrafisch tiefsten Anteil des invertierten Südschenkels einer langgestreckten Synklinale mit Losenstein-Formation im Kern, die vom Ennstal südlich Großraming bis in das oberste Redtenbachtal verfolgt werden kann. Hier wird die Synklinale von einer WNW streichenden Blattverschiebung abgeschnitten. Diese endet im Redtenbachtal an der ENE streichenden Überschiebung der kieseligen Sandstein-Mergel-Abfolge (Haselgrabenschichten?, BRYDA, 2017) über die Hüllgesteine der Grestener Klippenzone und im Nordwesten an der tektonischen Grenze von Fleckemergeln der Allgäu-Formation zur Klippenhülle.

### **Arbeiten im Bereich der Klippenzone**

Im Kartierungsbericht von ESTERLUS (1989) wird auf ein kleines Vorkommen von Lesesteinen aus subanstehendem Serpentin nordöstlich des Gehöftes Obereck hingewiesen. Im Zuge der Kartierung wurde dieser Serpentin nun auch an zusätzlichen Punkten südlich des Grabens, der von Konradsheim Richtung Hochkogel verläuft, angetroffen. Offenbar handelt es sich um einen bedeutenderen Serpentinikörper mit bis zu 470 m Länge, der an der Grenze zwischen Klippenhüllflysch und Buntmergelserie eingeschaltet ist.

Bei dem von ESTERLUS (1989) erwähnten Vorkommen von Klippengesteinen unterhalb der Gemeindestraße südwestlich des Hochkogels handelt es sich um eine aufrechte Schichtfolge aus grün und rotbraun gefärbten Radioariten der Lampelsberg-Formation mit Übergängen zur Scheibsbach-Formation und auflagernden mitkritisch-mergeligen hellgrauen Bankkalken. Diese sind vermutlich den Unteren Blassensteinschichten (DECKER, 1987) zuzuordnen.

Ob diese Gesteine ursprünglich mit den Klippengesteinen des Hochkogels verbunden waren, ist unsicher. Sie sind in mehrere Teilkörper zerlegt, die von Abrisskanten begrenzt werden und daher vermutlich Teil einer größeren Rutschmasse, die bis in das Redtenbachtal hinabreicht.

Die Abrisskanten eines vergleichbaren Schuttstromes befinden sich unmittelbar südöstlich des Hochkogel Gipfels. Der Kopfbereich der Rutschung ist in mehrere Gleitschollen aufgelöst – der Fußbereich des Schuttstromes ist im Redtenbachtal als deutlicher Kegel ausgebildet.

Die Gesteine der Buntmergelserie führen durch ihre geringe Standfestigkeit und Wasser stauenden Eigenschaften an vielen Stellen zu teilweise ausgedehnten Rutschungen. In der Ober Pöchlau gleitet der Hangschutt des Hochkogels als Schuttstrom über die mobile Buntmergelserie. Diese ist selbst in zahlreiche, teilweise nur unscharf voneinander abzugrenzende Kriech- und Gleitmassen zerlegt.

Auch die Flanken des Grabens, der von der Bachwirt Siedlung nach Westen, Richtung Konradsheim verläuft, sind von zahlreichen Rutschungen betroffen. Südöstlich Konradsheim existieren mehrere Anrisse innerhalb des Klippenhüllflysches, der in Gleitschollen und als Schuttstrom auf die Buntmergelserie aufgleitet. Der einförmige Hang am Ostrand der Bachwirt Siedlung ist vermutlich Teil eines Schutt-Erdstromes dessen Abrisse am Hang oberhalb sichtbar sind.

## 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, **157/1–4**, 431–434, Wien.

CAHIR, H. (2010): Geländeaufnahme des Lugertals südwestlich von Waidhofen (Blatt ÖK 70 Waidhofen an der Ybbs). – Aufnahmebericht, 3 S., Geologische Bundesanstalt, Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 16691-RA/70/2010]

CAHIR, H. (2011): Bericht 2010 über geologische Aufnahmen im Lugertal südwestlich von Waidhofen auf Blatt 70 Waidhofen an der Ybbs. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **151**, 111–112, Wien.

DECKER, K. (1987): Faziesanalyse der Oberjura- und Neokom-schichtfolgen der Grestener- und Ybbsitzer Klippenzone im westlichen Niederösterreich. – Dissertation, Universität Wien, 248 S., Wien.

ESTERLUS, M. (1989): Ergänzende Kartierung zur kompilierten geologischen Karte der Flysch- und Klippenzone (Maßstab 1:25.000) westlich Waidhofen/Ybbs (Projekt NC9/g Naturraumpotential Amstetten-Waidhofen/Ybbs), August–September 1989. – Aufnahmebericht, 9 S., Geologische Bundesanstalt, Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 07544-RA/70/1989]

HENRICH, R. (2011): Geländearbeiten im Rahmen der Erstellung einer Reinkarte des Gebietes um Glatzberg – Buchenberg – Schnabelberg – Redtenberg – Spindleben – Forstau – Lindauerberg im Maßstab 1:10000 (ÖK 70 Blatt Waidhofen an der Ybbs). – Aufnahmebericht, 1 S., Geologische Bundesanstalt, Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 16930-RA/70/2011]

## **Bericht 2016–2017 über geologische Aufnahmen auf Blatt NL 33-02-03 Waidhofen an der Ybbs**

WOLFGANG PAVLIK

Im Berichtszeitraum wurde der Südrand der Oisberg-Mulde, der Hangfuß des Königsberges und das Gebiet zwischen Hollenstein an der Ybbs, Hegerberg, Pichl, Saurüssel und Walchau in der südlichen Lunz-Decke aufgenommen.

Der Übergangsbereich des UTM-Kartenblattes NL 33-02-03 Waidhofen an der Ybbs West zum Blatt NL 33-02-09 Hieflau im Bereich Rain–Thomasberg–Raingrub–Hirnsulz–Brandstatt wird von grauen, bräunlich verwitternden Quarzsandsteinen, Arkosen und Feldspat-Grauwacken, vereinzelt mit Pflanzenhäckseln der Lunz-Formation, aufgebaut. Von der Nordseite des Königsberges reichen diverse Kriechmassen auf den südlichen Blattrand. Die Größte liegt südlich des Grubbaches zwischen Rain und Grenzberg und weist im Verband abgeglittenen Schollen auf. Weitere Kriechmassen liegen nordwestlich und westlich Hirnsulz, im Graben nordwestlich Hirnsulz sowie östlich Raingrub. Weitere große Kriechmassen liegen im Bereich Hirnsulz, östlich Hirnsulz, südöstlich Kote 625 m und südlich Brandstatt. Die Gleitmassen erfassen die Lunz-Formation. Die Felsgalerie südlich Hirnsulz bei ungefähr 900 m wird vom ungefähr WSW–ENE streichenden Faltenkern der Frenzberg-Antiklinale mit der Reifling-Formation aufgebaut. Es handelt sich um knollig bis wellig-schichtige, vorwiegend dünnbankige, dunkelgrau bis schwarze, Hornstein führende Kalke. Die Grenze zwischen Lunz-Formation und Opponitzer Schichten im Norden verläuft entlang des Geländeknickes südlich Stegerkogel und Dörrkogel. Südlich Dörrkogel kommt es zu einer Schuppenbildung, wobei Lunz-Formation mit auflagernden Opponitzer Schichten auf Opponitzer Schichten aufgeschoben sind. Südlich des Ybbsknies nördlich Grub ist zwischen Opponitzer Schichten im Süden und Hauptdolomit eine schmale Linse Lunz-Formation mit Ton- und Sandsteinen eingeschuppt. Kleine Moränen liegen südwestlich und südöstlich Dörrkogel, oberhalb der Straße Richtung Dörr (560 m) und Raingrub (550 m) und an der Forststraße west-nordwestlich Steger Kogel.

Das Ybbstal wird von breiten Flussablagerungen eingenommen, die gegen den Talrand von Sedimenten der Niederterrasse begleitet werden (Oberöd, Rabenstein–Obersteg, Fahrlehen, Untersteg–Lettenweg, Oberhofstatt, Oberkirchen–Hollenstein–Jagdhaus Gleiß–Walchen–Hammerwerk, Wieden–Doberau, Seimannslehen, Talausgang Krenngraben, Talausgang Aubodenbach, Walchau, Steinhäufen). Hochterrassen bilden die Schaumauer südlich Hollenstein an der Ybbs sowie den Talboden zwischen Unkersbichl und Saurüssel. Südlich des Ybbstales liegen, 6–10 m über der Niederterrasse, aus sandigen Schottern, grobem sandigem Kies und Sanden sowie wenige Dezimeter bis Meter mächtigen Schluffen bestehenden Terrassen (Untersteg, Oberkirchen und südlich Kirche Hollenstein). Diese mit bis zu 25° talwärts fallende Deltaschüttungen dürften eine rißzeitliche Eisrandablagerung darstellen.

Rißmoränen bilden den Hangfuß nördlich und nordwestlich Oberhofstatt, im Bereich Grub und südlich Untersteg. Weitere Vorkommen liegen am Hangfuß westlich Wieden, nördlich Forsthaus Gleiß, im südlichen Dörrgraben, nordwestlich Brandstatt und südlich Schmaleck zwischen 640 und 700 m.

Der Oisberg ist eine intensiv gefaltete und zerscherte, im Süden überkippte Synklinale. Den unteren Hang des Oisberges bildet ein grauer, gut gebankter, feinschichtiger, mehrere hundert Meter mächtiger Hauptdolomit. Im hangenden Hauptdolomit sind mehrere bis zu 1,5 m mächtige Kalkbänke zwischengeschaltet. Über dem Hauptdolomit folgt Plattenkalk, ein wenige Zehnermeter mächtiger, graubrauner, ebenflächiger, feinkörniger Kalk, dolomiti-

scher Kalk und kalkiger Dolomit mit Algenlaminiten. Mit einer Schichtlücke setzen die Klauskalke (Dogger) mit einem wenige Millimeter, an manchen Stellen bis zu 5 cm mächtigen Manganhorizont ein. Vereinzelt treten weitere Manganlagen, teilweise mit zentimetergroßen Manganknollen im Liegenden des Klauskalke, ungefähr 1,5 und 2,5 m über der Basis auf. Die Klauskalke sind rotbraune, hellrötliche, filamentreiche, Ammoniten führende Flaser- bis Knollenkalke, vereinzelt auch massige Rotkalke. Über den Klauskalken folgen dünnbankige rötliche bis graugrüne, im Hangenden tonreiche, bis zu 30 m mächtige Radiolarite bis Kieselkalke, die dem Ruhpoldinger Radiolarit entsprechen. Die Schichtfolge wird mit bis zu 15 m mächtigen, rötlichen Mergel der bunten Aptychenschichten fortgesetzt. Hierauf folgen bis zu 25 m mächtige hellgraubraune bis grünlichgraue flaserige Mergel sowie eine ungefähr 100–150 m mächtige Abfolge heller, beiger, bis weißlicher, vereinzelt verkieselter, im dm-Bereich gebankter Kalke, Kalkmergel bis mergeliger Kalke, mit dünnen (mm–cm) Tonmergel- bis Mergellagen der Schrambach-Formation. Im Hangenden der Schrambach-Formation schalten sich, mehrere Dezimeter mächtige, grünlichgraue siltige Mergel ein. Ungefähr 50 m mächtige grünlichgraue bis graue sandige Mergel der Rossfeld-Formation schließen die Schichtfolge ab.

Am Schneekogel reichen die Ruhpoldinger Radiolarite bis knapp nördlich des großen Schneekogels und werden von der Schrambach-Formation umrahmt. Am Südhang des Schneekogels vervollständigen geringmächtige Klauskalke und Plattenkalk die Schichtfolge der Oisberg-Mulde. Eine ungefähr NW–SE streichende Abschiebung begrenzt den verkehrten Schenkel Richtung Kleinen Schneekogel, während eine ungefähr NNW–SSE streichende Abschiebung diese Zone gegen Wildensee begrenzt. Im intensiv gefalteten Plattenkalk sind in einigen kleinen Muldenkernen Klauskalke und Ruhpoldinger Radiolarit aufgeschlossen.

Zwischen Glitzenkopf und Rotmauer liegt ein weiterer Bereich mit Schichtfolgen des verkehrt lagernden südlichen Schenkels der südlichen Oisberg-Mulde. Der Gipfelbe-

reich der Rotmauer und des Glitzenkopfes bestehen aus geringmächtigen Plattenkalken, die von Klauskalken umrandet werden und die wiederum von Ruhpoldinger Radiolariten und der Schrambach-Formation unterlagert werden. Zwischen Glitzenkopf und Rotmauer sowie südlich dieser beiden Gipfel sind in einem enggepressten Faltenbau unterschiedlich breite Züge von Schrambach-Formation und Bunten Aptychenschichten in die Ruhpoldinger Radiolarite eingefaltet.

Ungefähr 200 m nördlich der Wetterlucke bildet ein schmaler Höhenrücken eine verkehrt lagernde Scholle des Südschenkels der Oisberg-Mulde mit Ruhpoldinger Radiolarit, geringmächtigen Klauskalken und als Gipfelaufbau Plattenkalk. Südlich einer schmalen Aufragung von Bunten Aptychenschichten und Schrambach-Formation bilden Ruhpoldinger Radiolarit die Verflächung oberhalb 1.180–1.200 m sowie Plattenkalk oberhalb 1.080 m. Diese Zone weist eine intensive Faltung auf, die durch schmale Rippen Plattenkalk im Ruhpoldinger Radiolarit und Klauskalk als Muldenkerne im Plattenkalk ihren Niederschlag finden.

Der Wasserkopf westlich Hollenstein wird bis auf eine Höhe von 850 bis 1.100 m von Hauptdolomit aufgebaut. Hierüber folgen Plattenkalk, Klauskalk, Ruhpoldinger Radiolarit, Bunte Aptychenschichten und Schrambach-Formation. Die Jura-Kreide-Abfolge ist wie am Oisberg intensiv verfalltet. Östlich Aubodenkopf senkt eine ungefähr NNW–SSE verlaufende Abschiebung den Ostflügel ab, sodass östlich Aubodenkopf–Wasserkopf die Schrambach-Formation neben Plattenkalk zu liegen kommt. Am Osthangfuß des Wasserkopfes lassen sich bis auf 520 m immer wieder eratische Blöcke erfassen.

Das Gebiet Aubodenbach–Erlthaler Kopf–Rabenmauer–Saurüssel wird von Hauptdolomit aufgebaut. Der Talboden Unkersbichl–Großthal wird von Sedimenten der Hochterrasse gebildet. Die Hänge südlich und vereinzelt nördlich dieses Taleinschnittes sowie der Bereich des Saurüssels bildet eine frührißzeitliche Talfüllung. Im südwestlichen Seitengraben liegt zwischen Gratzental und Haitzmann ein zeitlich noch nicht zuordenbarer Terrassenkörper.

## Blatt NL 33-05-11 Leibnitz

### Bericht 2017 über geologische Aufnahmen in den „prä-neogenen“ Einheiten auf Blatt NL 33-05-11 Leibnitz

BENJAMIN HUET

In der Südsteiermark, kommen „Kristallin“- , „Paläozoikum“- bzw. „Mesozoikum“-Einheiten als Inselberge und Hügelzüge am Rand des neogenen Steirischen Beckens vor. Dieser Bericht fasst Geländebeobachtungen und Bemerkungen über die Geologie dieser „prä-neogenen“ Einheiten auf Blatt NL 33-05-11 Leibnitz zusammen. Die Begriffe „prä-neogen“ „Kristallin“, „Paläozoikum“ und „Mesozoikum“ sind hier als historische, deskriptive Begriffe zu sehen. In den Teilen 5 und 6 des Berichtes wird eine

moderne Gliederung vorgeschlagen, um die alten Begriffe in Zukunft zu ersetzen.

Auf Blatt Leibnitz sind die „prä-neogenen“ Einheiten in sieben Gebieten auf einer Fläche von rund 56 km<sup>2</sup> aufgeschlossen:

- Gebiet Sausal mit „Paläozoikum“ (25,3 km<sup>2</sup>),
- Gebiet Kittenberg-Kainberg (Ost-Rand Sausal) mit „Paläozoikum“ (4,7 km<sup>2</sup>),
- Gebiet Frauenberg (Südost-Rand Sausal) mit „Paläozoikum“ (1,4 km<sup>2</sup>),
- Gebiet Mattelsberg-Nestelberg (Süd-Rand Sausal) mit „Paläozoikum“ (4,3 km<sup>2</sup>),
- Gebiet Grillkogel (Süd-Rand Sausal) mit „Paläozoikum“ (1,5 km<sup>2</sup>),

- Gebiet Remschnigg (Grenzbereich mit Slowenien) mit „Kristallin“, „Paläozoikum“ und „Mesozoikum“ (10,4 km<sup>2</sup>) sowie
- Gebiet Poßruck (Grenzbereich mit Slowenien) mit „Kristallin“, „Paläozoikum“ und „Mesozoikum“ (8,3 km<sup>2</sup>).

Von diesen wurden vier geografische Gebiete gewählt, um einen Überblick über die „prä-neogene“ Geologie des Kartenblattes Leibnitz zu schaffen sowie eine gebietsweise Teil- bzw. Neukartierung und strukturelle Charakterisierung vorzunehmen. Hierbei handelt es sich um:

- Gebiet Grillkogel.
- südöstlich von Kitzack im Sausal (Einöd, Sachernegg) im Gebiet Sausal.
- Hardegg (Nähe der Kote 483 m) im Gebiet Remschnigg.
- Heiligengeistklamm im Gebiet Poßruck.

Die wichtigsten Beobachtungen dieser Gebiete sind nachfolgend zusammengefasst. Dann werden erste Ergebnisse der Raman-Spektroskopie kurz präsentiert und eine neue tektonische bzw. lithostratigrafische Gliederung vorgeschlagen.

### Grillkogel-Gebiet

Im Gebiet Grillkogel ist die Aufschlussituation gut genug, um die Grenzziehung mit einer Lesesteinkartierung durch Strukturmessungen zu kontrollieren. Das Gebiet zeigt eine wahrscheinlich kontinuierliche stratigrafische Abfolge mit fünf kartierbaren lithologischen Einheiten:

- Im Liegenden (nördlich vom Grillkogel) befindet sich Phyllit (Tonschiefer bis Metasiltstein), der sehr fein geschiefert ist. Grobkörnige Lagen aus Metasandstein wurden auch beobachtet. Helglimmer-Kristalle sind nicht sichtbar. Die Farbe schwankt von oliv-grau-grün und grau-blau bis gelb-grün. Das Hauptplanargefüge bildet eine feine Schieferung, welche eine selten erhaltene engschichtige, sedimentäre Schichtung durchschneidet.
- Im Phyllit und vor allem im Hangenden der Phyllit-Einheit gibt es Einschaltungen von basischen Metavulkaniten. Die Lithologie entspricht einer Wechsellagerung von feingeschieferterem blaugrünem Grünschiefer (Metabasalt?), dunkelgrünem Metatuff und hellgrünem Metatuffit. Chlorit-Flecken (bis 2–3 cm) sind charakteristisch für diese Lithologien. Die Mächtigkeit der basischen Körper schwankt zwischen ein paar Metern bis maximal 40 m. Im größten Körper befindet sich ein alter Hämatit-Bergbau (Halden, kollabierte Stollenmundlöcher?).
- Südlich des Grillkogels ist ein dickbankiger, feinkörniger, dunkelgrauer „Kalkstein“ (Calcit-Marmor?) zu beobachten. Er enthält teilweise millimetergroße schwarze Calcit-Einzelkristalle (Crinoidenschutt?). Im Hangenden nimmt der Dolomitanteil zu und der „Kalkstein“ ist dünnbankiger. Die Mächtigkeit dieser Einheit ist durchschnittlich 50 m.
- Dünnbankiger, heller (gelb, grau, rosa), unreiner Kalkstein (Calcit-Marmor?) mit dünnen silbrigen Phyllitlagen und untergeordneten Dolomitlagen ist im Hangenden zu beobachten. Er ist mit dünnbankigem, dunklem bis schwarzem Quarzit (Metaradiolarit?, Lydit in der al-

ten Nomenklatur) vergesellschaftet. Die beobachtete Mächtigkeit dieser Einheit schwankt zwischen 60 und 100 m. Es ist unklar, ob diese Einheit mit Karbonat und Quarzit einer Wechsellagerung, einem progressiven Übergang oder zwei lateralen verzahnten Lithologien entspricht.

- Im Pleschenbachgraben und im Graben nördlich davon, ist eine Einheit mit grauem bis schwarzem wechsellagernden Metasiltstein und Metasandstein aufgeschlossen. Diese Lithologien sind teilweise grafitreich und enthalten detritären, millimetergroßen Helglimmer. In den feineren Lagen gibt es elongierte Formen, die als Kalamiten interpretierbar sein könnten. Diese Einheit entspricht möglicherweise der oberpennsylvanischen Stangnock-Formation. Diese Interpretation ist Teil der weiteren Argumentation.

Die Schieferung im Phyllit und Metavulkanit und die sedimentäre Schichtung im Karbonat und Quarzit sind konsistent miteinander. Im Mittelwert fallen sie 40° nach SSW-SW ein. In der vermutlichen Stangnock-Formation fällt die sedimentäre Schichtung ungefähr 246/27 ein, was mit einer leichten Winkeldiskordanz zu erklären sein könnte. Eine Lineation ist nur im Phyllit, Metatuff und Metatuffit messbar. Es handelt sich um Intersektionslineationen, die im Mittelwert 285/11 orientiert sind und parallel zu den Faltenachsen im Karbonat streichen. Diese Falten sind sehr gut im Steinbruch westlich vom Grillkogel sichtbar. Spröde-tektonische Strukturen sind auch in diesem Steinbruch zu beobachten. Konjugierte E–W streichende Abschiebungen weisen auf eine N–S orientierte Extension hin. Am Südost-Ende des Steinbruches ist eine Zone mit kataklastischem Quarzit aufgeschlossen. Die entsprechende Störung ist meistens von neogenen Sedimenten bedeckt und deshalb nicht kartierbar.

### Südöstlich von Kitzack im Sausal (Einöd, Sachernegg) im Gebiet Sausal

Im Gebiet südöstlich von Kitzack im Sausal ist die Aufschlussituation ziemlich schlecht und somit ist es schwierig, die Grenzziehung der Lesesteinkartierung durch gemessene Strukturen zu kontrollieren. Da in diesem Gebiet weder eine klare stratigrafische Abfolge, noch ein konsistenter struktureller Bauplan zu beobachten sind, werden die wesentlichen kartierbaren lithologischen Einheiten separat beschrieben:

- Die Hauptmasse entspricht einer Wechsellagerung von Quarzphyllit, Phyllit, Metatuff, Metatuffit und untergeordnetem Kalkphyllit. Die petrografischen Merkmale des Phyllits, des Metatuffs bzw. des Metatuffits sind gleich wie im Gebiet Grillkogel, der Quarzphyllit ist aber häufiger. Charakteristisch sind eine millimeter- bis zentimeterweite Wechsellagerung von Phyllit- bzw. Quarzitlagen und ein kantiger Bruch. Die Farbe ist hellgrau bis hellgrünlich. Der Kalkphyllit ist erkennbar durch eine mürbe, verwitterte Oberfläche mit rötlicher Farbe. Der Phyllit, welcher chloritreicher ist, entspricht möglicherweise einem karbonatreichen Metatuffit.
- Im Einöd-Gebiet ist innerhalb der Hauptmasse ein Metaignimbrit, früher als Metaporphyroid bezeichnet, zu beobachten. Es handelt sich um eine hellgrüne, feingeschieferter, millimeterdicke Wechsellagerung von Quarz/Serizit- bzw. Feldspatlagen. Der Feldspat ist

oft zu weißem, mehligem Material alteriert. Der Quarz kommt in Form von gerundeten Klasten vor. Die primäre penetrative Schieferung ist oft von einer diskreten sekundären Krenulationsschieferung überprägt. Die beobachtete Mächtigkeit dieser Einheit ist etwa 200 m.

- Orografisch links des Sulm-Flusses, entlang der Landesstraße B74 (Sulmtal Straße), befindet sich ein großer Aufschluss mit Metabasiten. Diese Metabasite wurden auch in einer Baustelle 120 m oberhalb der Landesstraße gefunden. Zwei Typen wurden beobachtet: einerseits geschieferter Metatuff sowie Metatuffit mit untergeordnetem Karbonatlagen und andererseits massiger Grünschiefer (Metabasalt?). Die Lithologien haben einen signifikanten Calcitanteil (in Gängen und in der Matrix) und ihre Farbe schwankt von hell- bis dunkelgrün.

Aufgrund der schlechten Aufschlusslage konnten Strukturen nur sporadisch gemessen werden. Daher ist es nicht möglich, eine eindeutige strukturgeologische Interpretation zu liefern. Die Schieferung fällt generell nach WSW mit einem sehr variablen Winkel ein. Die Intersektionslineation streicht WSW–ENE bis WNW–ESE. Dekametergroße Falten mit einer 245/20 fallenden Faltenachse und einer 270/20 fallenden Achsenebene wurden in den Metabasiten beobachtet.

### Gebiet Hardegg und Heiligengeistklamm

Im Gebiet Hardegg und in der Heiligengeistklamm ist die Aufschlussituation gut genug, um die Grenzziehung durch Lesesteinkartierung mit Strukturmessungen zu kontrollieren. Die geologische Situation in den beiden Gebieten ist sehr ähnlich und wird deshalb gemeinsam behandelt.

Im Hangenden (nördlicher Hang im Gebiet Hardegg bis 400–440 m Höhe, Mündung und Flanke der Heiligengeistklamm) befindet sich ein grauer bzw. blaugrauer Phyllit, der grafit- bzw. karbonatführend sein kann. Die Schieferungsfläche ist von submillimetergroßen Hellglimmer-Kristallen gebildet. Der Phyllit ist meistens als Lesestein zu finden. Die seltenen Aufschlüsse zeigen eine nach Südwesten bis Nordwesten einfallende Schieferung, meist stark kataklastisch überprägt.

Im Liegenden (nördlicher Hang des Gebietes Hardegg ab 400–440 m Höhe und in der Heiligengeistklamm) befindet sich eine Wechsellagerung von konkordanten Pegmatitgneislagen, Glimmerschiefer und Amphibolit:

- Der Pegmatitgneis ist weiß-gelblich und enthält noch erkennbare, deformierte magmatische Minerale: Quarz, Kalifeldspat, Muskovit (bis 5 cm), Turmalin und Granat (nicht gesichert). Aufgrund der Mineralzusammensetzung, der Deformation und der Metamorphose kann davon ausgegangen werden, dass es sich beim Edukt um permischen Pegmatit handelt.
- Der Glimmerschiefer ist hellgrau bis hellblau, enthält viel Hellglimmer, untergeordnet Chlorit, aber keinen Granat oder Biotit. Er wechsellagert teilweise mit Paragneis.
- Der Amphibolit ist massig und dunkelgrün bis schwarz. Eine Bänderung mit hellen, plagioklasreichen und dunklen, amphibolreichen Lagen ist selten zu beobachten. Da der Amphibolit meistens feinkörnig und oft

grünschieferfaziell überprägt ist, sind einzelne Amphibolkristalle mit sichtbarer Spaltbarkeit selten zu beobachten.

Eine Wechsellagerung zwischen den Lithologien wurde im Aufschluss- bis Kartierungsmaßstab beobachtet. Besonders der Pegmatitgneis ist meist mit 20 cm bis 2 m mächtigen Lagen, die schwer einzeln auszuscheiden sind, im Glimmerschiefer oder Amphibolit eingeschaltet.

Die Strukturen sind homogen und lassen sich gut interpretieren. Die Schieferung fällt konstant nach Nordwesten ein (Mittelwert im Gebiet Hardegg: 334/34, Mittelwert in der Heiligengeistklamm: 326/25). Die Minerallineation bzw. Streckungslineation streicht konstant WSW–ENE (Mittelwert im Gebiet Hardegg: 060/10, Mittelwert in der Heiligengeistklamm: 263/16). Eine ältere N–S streichende Minerallineation wurde in einigen Aufschlüssen gemessen. Schersinnindikatoren (C'-Typ Scherbandgefüge, Sigmoid, Glimmerfisch) zeigen eine Top nach ENE-Bewegung. Im Liegenden des Phyllites, vom Liegenden in das Hangende in einem Abstand von ungefähr 100 m, ändern sie die makroskopischen Strukturen im Pegmatitgneis von protomylonitisch bis ultramyonitisch und der Glimmerschiefer wird progressiv mehr phyllonitisch, was eine Zunahme der Intensität der duktilen Deformation zeigt. An der Grenze sind die duktilen Gefüge kataklastisch und von polierten Harnischen überprägt. Diese Beobachtungen weisen auf einen duktilen und danach spröden Deformationsgradienten hin.

Die Trennung zwischen „Paläozoikum“ (im Hangenden) und „Kristallin“ (im Liegenden), die auf allen vorhandenen Karten eingezeichnet ist, ist aufgrund des Metamorphosesprunges, des Deformationsgradienten und der unterschiedlichen Gesteinsassoziation gut belegt. Zudem ist die Grenze zwischen zwei Einheiten eine Deckengrenze. Es handelt sich um eine nach ENE abschiebende spröduktile Scherzone.

### Erste Ergebnisse der Raman-Spektroskopie

Drei kohlenstoffreiche Proben wurden ausgewählt, um mit der RSCM-Methode (BEYSSAC et al., 2002; LÜNSDORF et al., 2017) erste Informationen über die maximale Metamorphosetemperatur im „Paläozoikum“ und „Kristallin“ zu gewinnen. Die ramanspektroskopischen Analysen wurden von Prof. Gerd Rantitsch an der Montanuniversität Leoben durchgeführt.

Die Probe BH/17/125, ein Grafit führender Metasiltstein der (vermuteten) Stangnock-Formation (Pleschenbachgraben, Gebiet Burgstall), lieferte eine maximale Temperatur von  $285 \pm 25^\circ \text{C}$ . Die Probe BH/17/127, ein Grafit führender Tonschiefer vom „Paläozoikum“ (Heiligengeistklamm, Gebiet Poßbruck) ergab ebenfalls eine maximale Temperatur von  $285 \pm 25^\circ \text{C}$ . Diese Probe wurde aus dem „Paläozoikum“, ungefähr 10 m hangend der Grenze zum „Kristallin“ genommen. Die Probe BH/17/138, ein Grafit führender Glimmerschiefer aus dem „Kristallin“ (Hardegg, Gebiet Remschnigg) lieferte eine maximale Temperatur von  $495 \pm 25^\circ \text{C}$ . Diese Probe stammt aus dem „Kristallin“, ungefähr 100 m liegend der Grenze zum „Paläozoikum“.

Trotz der niedrigen Anzahl an untersuchten Proben kann man diese ersten Daten gut interpretieren. Eine maximale Metamorphosetemperatur von  $300^\circ \text{C}$  für das „Paläozoikum“ deckt sich mit der im Gelände offensichtlichen,

sehr niedrigtemperierten Deformation bzw. mit der ange-  
troffenen Gesteinsassoziation. Eine maximale Temperatur  
von 500° C für das „Kristallin“ passt mit der im Gelände  
identifizierten, grünschieferfaziellen Deformation und Me-  
tamorphose zusammen. Dies ergibt sich unter anderem  
aus der Beobachtung, dass in den Glimmerschiefern kein  
Granat zu beobachten ist, ein Hinweis auf Temperaturen  
unter 500° C.

### **Tektonische Gliederung von „Kristallin“, „Paläozoikum“ bzw. „Mesozoikum“**

Da die Begriffe „Kristallin“, „Paläozoikum“ und „Mesozoi-  
ikum“ veraltet sind und nicht dem Standard der stratigra-  
fischen bzw. tektonischen Gliederung der Geologischen  
Bundesanstalt entsprechen, wurde versucht, eine zeitge-  
mäßige Zuordnung zu treffen. Drei Annahmen liegen dieser  
Einstufung zugrunde: (1) Die Wechsellagerung von grafi-  
tischem Metasandstein und Metasiltstein im Süden des  
Gebiets Grillkogel gehören zur Stangnock-Formation.  
(2) Die Pegmatite im „Kristallin“ der Gebiete Poßruck und  
Remschnigg sind permischen Alters. (3) Die ermittelten  
maximalen Metamorphosetemperaturen sind repräsentativ  
für das „Kristallin“ bzw. das „Paläozoikum“.

Auf Blatt NL 33-05-11 Leibnitz überlagern die neogenen  
Sedimente des Steirischen Beckens zwei tektonische Ein-  
heiten, die gut trennbare Deformations- und Metamorpho-  
semerkmale aufweisen. Das „Kristallin“ im Liegenden kann  
dem Koralpe-Wölz-Deckensystem zugeordnet werden,  
das „Paläozoikum“ und „Mesozoikum“ im Hangenden hin-  
gegen dem „Drauzug-Gurktal-Deckensystem“ (SCHMID et  
al., 2004). Die Tatsache, dass es zwischen den zwei Ein-  
heiten eine signifikante nach ENE abschiebende Scherz-  
one und einen signifikanten Metamorphosesprung gibt,  
unterstützt diese Interpretation.

Im „Kristallin“ lag die maximal erreichte Temperatur bei  
etwa 500° C und es sind wahrscheinlich permische Pegma-  
tite vorhanden. Im Vergleich zu anderen ostalpinen Ein-  
heiten ist das eine Besonderheit, da die Pegmatite ansonsten  
nur in tektonischen Einheiten vorhanden sind, die im Perm  
eine höhertemperierte Metamorphose zeigen. Auch in der  
Kreide zeigt das „Kristallin“ eine geringere Metamorphose  
als andere Decken des Koralpe-Wölz-Deckensystems mit  
permischen Pegmatiten. Es gibt wahrscheinlich kein be-  
nanntes Äquivalent (keine Decke und keinen Komplex) im  
Koralpe-Sausalpe-Gebiet. Daher wird es für die tektonische  
Gliederung des „Kristallins“ auf Blatt NL 33-05-11 Leib-  
nitz der Name *Heiligengeistklamm-Decke* vorgeschlagen.  
Der Name bezieht sich auf eine Klamm, von der unter an-  
derem WINKLER (1933) eine „große Schubfläche“ beschrie-  
ben hat. Die Basis dieser Heiligengeistklamm-Decke ist bis  
jetzt nicht bekannt, sie ist aber eventuell im slowenischen  
Drautal aufgeschlossen. Die tektonische Hangendgrenze  
der Heiligengeistklamm-Decke bildet die abschiebende  
spröd-duktilen Scherzone und das darüber liegende Drau-  
zug-Gurktal Deckensystem (siehe unten). Wo diese Hei-  
ligengeistklamm-Decke sedimentär durch die neogenen  
Sedimente des Steirischen Beckens transgressiv überla-  
gert ist, fehlt diese höhere tektonische Einheit.

Das „Paläozoikum“ und das wahrscheinlich damit ver-  
bundene „Mesozoikum“ sind zu einer Decke zusammen-  
zufassen. Auf dem GEOF@ST-Blatt 190 Leibnitz wurde  
die Einheit als „Murau-Decke“ gezeichnet (MOSER, 2015),  
was durch Ähnlichkeiten in der prä-karbonen Stratigrafie

argumentiert werden könnte. Die geringe eo-alpidische  
Metamorphose, das Auftreten der Stangnock-Formati-  
on und die mesozoischen Sedimente inklusive jener der  
Gosau-Gruppe legen auch nahe, dass das „Paläozoikum“  
und „Mesozoikum“ einen östlichen Ausläufer der Stolz-  
alpe-Decke darstellen. Die Basis der Stolzalpe-Decke auf  
Blatt NL 33-05-11 Leibnitz ist, wie schon erwähnt, eine ab-  
schiebende, spröd-duktilen Scherzone (die Deckensystem-  
grenze zwischen Koralpe-Wölz- und Drauzug-Gurktal-De-  
ckensystem). Eine überlagernde tektonische Einheit ist  
nicht vorhanden, bereichsweise wird die Stolzalpe-Decke  
aber transgressiv von neogenen Sedimenten des Steiri-  
schen Beckens überlagert.

### **Lithostratigraphische Gliederung von „Kristallin“, „Paläozoikum“ bzw. „Mesozoikum“**

Der Begriff „kristallines Grundgebirge des Poßruck-  
Remschnigg“ wurde von WINKLER (1933) verwendet, um  
die Gesteinsvergesellschaftung mit Glimmerschiefer, Am-  
phibolit, Pegmatitgneis und untergeordnet Marmor litho-  
stratigrafisch zu benennen. Diese lithostratigrafische Einheit  
sollte als Komplex beschreiben sein, da sie metamorphe  
und magmatische Gesteine beinhaltet und es unmöglich  
erscheint, darin eine stratigrafische Abfolge zu definie-  
ren. WINKLER (1933) folgend, wird eine Benennung der li-  
thostratigrafischen Einheit als *Remschnigg-Komplex* vor-  
geschlagen.

Das „Paläozoikum“ wurde auch als „Sausal Paläozoi-  
ikum“ bezeichnet (SCHLAMBERGER, 1987). In PILLER et al.  
(2014) ist die stratigrafische Abfolge für die Gebiete Sau-  
sal und Remschnigg zusammengefasst. Da metamorphe  
und magmatische Gesteine gemeinsam in dieser Einheit  
auftreten und es schwer möglich erscheint, darin eine ge-  
naue stratigrafische Abfolge zu definieren, hat die litho-  
stratigrafische Einheit den Rang eines Komplexes. Zur li-  
thostratigrafischen Benennung wird, SCHLAMBERGER (1987)  
folgend, der Name *Sausal-Komplex* vorgeschlagen. Für  
die jüngeren stratigrafischen Einheiten sind schon Be-  
griffe definiert (auch informell): pennsylvanische Stang-  
nock-Formation (KRAINER, 1989), unterpermische Werch-  
zirm-Formation (informell, PILLER et al., 2014), karnische  
Nordalpine Raibl-Gruppe (informell, DONOFRIO et al., 2003),  
norische Hauptdolomit-Gruppe (informell, DONOFRIO et  
al., 2003) und zentralalpine Gosau-Gruppe (EBNER & RAN-  
TITSCH, 2000).

Einzelne lithologischen Einheiten im Remschnigg- und  
Sausal-Komplex könnten in Zukunft als Lithodeme defi-  
niert werden. Kandidaten dafür sind der Pegmatitgneis im  
Remschnigg-Komplex oder der Burgstall-Kalkstein und  
der Mandelkogel-Metaignimbrit im Sausal-Komplex.

## **Literatur**

BEYSSAC, O., GOFFÉ, B., CHOPIN, C. & ROUZAUD, J.N. (2002): Raman  
spectra of carbonaceous material in metasediments: a new geo-  
thermometer. – *Journal of Metamorphic Geology*, **20/9**, 859–871,  
Oxford.

DONOFRIO, D., BRANDNER, R. & POLESCHINSKI, W. (2003): Conodon-  
ten der Seefeld-Formation: Ein Beitrag zur Bio- und Lithostratigra-  
phie der Hauptdolomit-Plattform (Obertrias, Westliche Nördliche  
Kalkalpen, Tirol). – *Geologisch-Paläontologische Mitteilungen*  
Innsbruck, **26**, 91–107, Innsbruck.

EBNER, F. & RANTITSCH, G. (2000): Das Gosaubecken von Kainach: Ein Überblick. – *Sediment 2000: Exkursionsführer*, 157–172, Wien.

KRAINER, K. (1989): Die fazielle Entwicklung der Oberkarbonsedimente (Stangnock-Formation) am NW-Rand der Gurktaler Decke. – *Carinthia II*, **99**, 563–601, Klagenfurt.

LÜNSDORF, N.K., DUNKL, I., SCHMIDT, B.C., RANTITSCH, G. & VON EYNATTEN, H. (2017): Towards a Higher Comparability of Geothermometric Data Obtained by Raman Spectroscopy of Carbonaceous Material. Part 2: A Revised Geothermometer. – *Geostandards and Geoanalytical Research*, **41/4**, 593–612, Vandœuvre-lès-Nancy.

MOSER, M. (2015): Geofast – Zusammenstellung ausgewählter Archivunterlagen der Geologischen Bundesanstalt 1:50.000 – 190 Leibnitz: Stand 2015, Ausgabe 2016/04. – 1 Blatt, Geologische Bundesanstalt, Wien.

PILLER, W. (Ed.), HUBMANN, B. (Coord.), EBNER, F., FERRETTI, A., KIDO, E., KRAINER, K., NEUBAUER, F., SCHÖNLAUB, H. & SUTTNER, T. (2014): The lithostratigraphic units of the Austrian Stratigraphic Chart 2004 (sedimentary successions): Volume I: The Paleozoic Era(them): 2<sup>nd</sup> Edition. – *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **66**, 136 S., Wien.

SCHLAMBERGER, J. (1987): Zur Geologie des Sausaler Paläozoikums in der SW Steiermark. – 140 S., Graz.

SCHMID, S.M., FÜGENSCHUH, B., KISSLING, E. & SCHUSTER, R. (2004): Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. – *Eclodgeologicae Helvetiae*, **97/1**, 93–117, Basel.

WINKLER, A. (1933): Das vortertiäre Grundgebirge im österreichischen Anteil des Poßruckgebirges in Südsteiermark: (Remschnigg Rücken und Poßruckgebirge nordöstlich von Hl. Geist a.P.). – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **83**, 19–73, Wien.

## Blatt NM 33-10-29 Vöcklabruck

### Bericht 2018 über geologische Aufnahmen auf Blatt NM 33-10-29 Vöcklabruck

TOBIAS IBELE

(Auswärtiger Mitarbeiter)

Das UTM-Kartenblatt NM 33-10-29 Vöcklabruck Ost folgt dem Blattschnitt des neuen UTM-Kartenwerks. Es wird bereits zu einem großen Teil durch das im alten Blattschnitt publizierte Blatt Ried im Innkreis (RUPP, 2008a) abgedeckt, so dass nur im Ostteil geologische Neuaufnahmen durchzuführen sind (siehe dazu auch RUPP, 2013). Im Rahmen dieser Neuaufnahmen wurde von November 2016 bis März 2017 ein ca. 15 km<sup>2</sup> großes Gebiet nordwestlich Ottnang am Hausruck geologisch kartiert (Kartierung 2016/2017, IBELE, 2017). Von November 2017 bis April 2018 wurde dann ein nördlich und östlich anschließendes, ca. 30 km<sup>2</sup> großes Gebiet aufgenommen. Die Ergebnisse dieser Kartierung 2017/2018 sind in diesem Bericht dargestellt.

Das Gebiet der Kartierung 2017/2018 umfasst die östlichen Teile der Gemeinde Eberschwang und große Teile der Gemeinde Geboltskirchen sowie einen schmalen Streifen nördlich Ottnang am Hausruck und westlich Wolfsegg am Hausruck. Zusammen mit der Kartierung 2016/2017 deckt es einen rechteckigen Perimeter zwischen der Koordinate „RW: 349250, HW: 5335850“ (alle Koordinaten in UTM 33) im Nordwesten und der Koordinate „RW: 400725, HW: 5328300“ im Südosten ab und schließt damit insgesamt zwischen Ötzling im Norden und Ampflwang im Süden, östlich an Blatt Ried im Innkreis an.

Im genannten Perimeter existieren Vorarbeiten in Form dreier Diplomkartierungen (DECKERS, 1988; KALTBEITZER, 1988; SCHLÄGER, 1988). In vielen Fällen haben sich aber die Aufschlussbedingungen geändert. Ehemalige Gruben sind häufig planiert und rekultiviert, neuere Weganschnitte oder Baugruben ergaben hingegen an anderer Stelle Einblicke in den Untergrund. Im Vergleich zu den Diplomkartierungen wurde außerdem ein größeres Augenmerk auf die quartäre Bedeckung gelegt. Aufschlüsse des neogenen Untergrunds sind generell selten und, wenn vorhanden, meist nur wenige Quadratmeter groß. Deshalb wurde

bei der aktuellen Kartierung zusätzlich ein Erdbohrstock (Stechbohrer) verwendet, mit dem bei günstigen Bedingungen (wenig steiniger Boden) Proben aus bis zu einem Meter Tiefe entnommen werden konnten. Ergänzt wurde die Kartierung außerdem durch fünf, bis zu zwei Meter tiefe Handbohrungen.

Landschaftlich gliedert sich das Kartierungsgebiet in die waldbestandenen Höhenzüge des Hausruck und die durch ihn und seine Seitenäste (Riedel) umfassten Talungen mit Siedlungs- und Landwirtschaftsflächen. Der Hauptkamm des Hausruck teilt sich in einen E–W und einen N–S verlaufenden Ast, die je einer Wasserscheide entsprechen und das Gebiet in drei Teilgebiete trennen. Das im Nordwesten gelegene Gebiet (Gemeinde Eberschwang) entwässert über die Antiesen, das im Nordosten gelegene Gebiet (Gemeinde Geboltskirchen) über die Trattnach und das im Süden gelegene Gebiet (Gemeinde Ottnang am Hausruck) über den Redlbach. Im Gegensatz zum Gebiet Ottnang sind die Gebiete Eberschwang und Geboltskirchen weniger stark gekammert. Vor dem eigentlichen Hausruckwald überwiegt hier offenes Hügelland. Der höchste Punkt des Kartierungsgebiets liegt mit rund 770 m über Meer auf dem Sulzberg zwischen den Gebieten Eberschwang und Geboltskirchen. Der tiefste Punkt liegt an der Trattnach bei Erlen im Gebiet Geboltskirchen, das damit die höchste Reliefenergie der drei Teilgebiete aufweist.

#### Unteres Miozän, Ottnangium: Ottnang-Formation und Ried-Formation

Als untermiozäne Schichtglieder des Ottnangiums der Innviertel-Gruppe (RUPP, 2008b; PILLER et al., 2004; PAPP et al., 1968) treten im Kartierungsgebiet die ältere Ottnang-Formation und die jüngere Ried-Formation auf. Ihre Grenze fällt mit wenigen Grad gegen Norden bis Nordwesten ein (ABERER, 1957). Sie werden diskordant von der obermiozänen Ampflwang-Formation der Hausruckviertel-Gruppe (Pannonium, RUPP, 2008b) überlagert, deren Basis subhorizontal oder leicht gegen Südosten abfallend verläuft. Damit ist die Ried-Formation nur im Nordwesten des Kartierungsgebietes verbreitet und keilt zwischen der diskordant liegenden Ottnang-Formation und der diskordant hangenden Ampflwang-Formation gegen Süden und Osten aus.



### **Unteres Miozän, Ottnangium: Ottnang-Formation**

Als ältestes Glied wurde die Ottnang-Formation (RUPP, 2008b) ausgeschieden. Sie ist im Gebiet Ottnang unterhalb von etwa 610 m Höhe und im Gebiet Geboltskirchen unterhalb von 540 m Höhe im Nordwesten und 610 m Höhe im Südosten verbreitet. Im Gebiet Eberschwang wird sie von der Ried-Formation überlagert. Während sie in den Bereichen Ottnang-Walding nur vereinzelt in ehemaligen Gruben und in Wegschnitten aufgeschlossen ist, tritt sie im Nordosten zwischen Geboltskirchen, Oberentern und Erlet fast durchgängig entlang der Trattnach und ihrer Nebenbäche sowie an den steileren Talflanken zutage. Hier ist die Ottnang-Formation auch stellenweise untief auf flachen Hügelkuppen anstehend, so bei Talham und Niederentern. Im Nordosten reicht die Ottnang-Formation bei Erlet bis zum tiefsten Punkt des Kartierungsgebietes auf 480 m Höhe hinab. Dagegen liegt ihre Basis im Süden des Gebiets bei Ottnang auf rund 530 bis 540 m Höhe, wie Kartierungen wenig südlich des aktuellen Arbeitsgebietes zeigen (DECKERS, 1988; SCHLÄGER, 1988). Dies entspricht dem generellen Einfallen der untermiozänen Schichten mit wenigen Grad gegen Nord bis Nordwest (ABERER, 1957).

Bei den Gesteinen der Ottnang-Formation handelt es sich vorwiegend um graue bis blaue, siltige bis feinsandige Tone und Mergel. In Aufschlüssen beobachtet man teils dünn geschichtete, teils ungeschichtete, einfarbige und einförmig wirkende, sandig-siltige Tone mit dünnen, selten einige Zentimeter mächtigen, zu Mergeln verhärteten Lagen. Hellglimmer ist insgesamt häufig anzutreffen und kann in sandigen Laminä angereichert sein. Bereichsweise treten stärker mergelige und dann oft harte, zu Platten zerfallende Lagen auf. Im Steilhang südlich Leithen (RW: 400485, HW: 5335330) bilden solche Mergel eine unregelmäßige, bis 10 cm mächtige Bankung. Weniger häufig können hellere, im trockenen Zustand bis ausgesprochen hellgraue und im Zentimeterbereich geschichtete Partien auftreten, die dann oft durch einen relativ hohen Gehalt an Feinsand gekennzeichnet sind.

In Sondierungen mit dem Erdbohrstock und in den Handbohrungen, sind eine einheitlich graue bis blaue und selten beige Farbe, sowie eine einheitliche, siltige bis feinsandige Korngröße und kleinblättriger Hellglimmer charakteristisch. Als Lesesteine treten in Äckern und Maulwurfshügeln härtere Mergel-Blättchen auf, die aber von Hand zerbrochen werden können. Bei „RW: 399510, HW: 5332830“ wurde ein sehr hartes, plattiges, im Bereich 1–3 cm wellig geschichtetes, weißlich verwitterndes, frisch dunkelgraues, feinsandiges aber karbonatfreies Gestein vorgefunden und in die Ottnang-Formation gestellt. Für die wahrscheinlich kieselsaure Zementation könnten ähnliche Prozesse wie bei der Bildung der Pramquell-Bank (RUPP, 2008b) eine Rolle gespielt haben, für die angenommen wird, dass saure, deszendente Wässer aus darüber liegenden Mooren (Kohle Moore im Pannonium), lokal in darunterliegende Sedimente gelangten und dort zur Verkieselung führten (RUPP, 2008b).

Nördlich Reitling (RW: 398490, HW: 5335830) und bei Aigen (RW: 397950, HW: 5333325) konnte in Bacheinschnitten der Übergang in die hangende Ried-Formation beobachtet werden. Dabei handelt es sich um einen Bereich von wenigen Metern, in dem grau verwitternde, siltige Mergel vom Typus der Ottnang-Formation mit bräunlich verwitternden, feingeschichteten, siltigen Mergeln vom Typus

der Ried-Formation wechsellagern. Während innerhalb der Aufschlüsse die bräunlich verwitternden Mergel nach oben rasch zunehmen, fehlen sie in den jeweils nur wenige Meter unterhalb gelegenen, nächst tieferen Aufschlüssen ganz.

Die Obergrenze der Ottnang-Formation liegt im Südosten des Kartierungsgebietes bei 610 bis 620 m über Meer und im Nordwesten bei Eberschwang sicher tiefer als 535 m über Meer. Ihre Untergrenze ist im Südosten auf rund 530 m über Meer anzunehmen, während sie im Nordosten bei Erlet sicher tiefer als 480 m über Meer liegt. Die Mächtigkeit beträgt wahrscheinlich rund 60–70 m.

### **Unteres Miozän, Ottnangium: Ried-Formation**

Im Gebiet Eberschwang tritt die Ried-Formation unterhalb von 610 bis 630 m über Meer als älteste, an der Oberfläche ausbeißende Einheit auf. Im Gebiet Geboltskirchen steigt die Untergrenze zur liegenden Ottnang-Formation von 540 m über Meer bei Reitling auf 610 m über Meer östlich Brunau an. Dort sind bei „RW: 399490, HW: 5332950“ ein letztes Mal wenige Meter Ried-Formation aufgeschlossen. Im Talschluss von Roßwald fehlen Aufschlüsse der obersten Innviertel-Gruppe, doch kann angenommen werden, dass hier Ampflwang-Formation auf Ottnang-Formation zu liegen kommt. Das südöstlichste Vorkommen von Ried-Formation wurde nördlich Holzham in 600 m Höhe und noch im Gebiet Ottnang kartiert.

In ihrem Verbreitungsgebiet ist die Ried-Formation vereinzelt in ehemaligen Gruben, in Weganschnitten, an den Prallhängen der Bäche und in deren Bachbett aufgeschlossen, sowie stellenweise untief auf flachen Hügelkuppen anstehend.

Bei den Gesteinen der Ried-Formation handelt es sich um hellgraue bis grau- oder olivgrüne und teils braune, siltige bis feinsandige Tone und Mergel sowie selten blaugraue Tone. Oft sind die braunen und grünlichen Bereiche stärker feinsandig, die helleren und graueren Bereiche dagegen tonig-mergeliger ausgebildet. Hellglimmer ist in der Regel vorhanden und kann auf den Trennflächen der Feinschichtung langweise angereichert sein. In Aufschlüssen beobachtet man meist dünn geschichtete, oft feinschichtete, manchmal schichtweise farblich zwischen hellgrau, braun und graugrün wechselnde, siltige Tone oder plattige, teils harte Mergel. In Sondierungen mit dem Erdbohrstock und in den Handbohrungen sind graue bis grüne, siltige Tone und helle mergelige Plättchen charakteristisch. Als Lesesteine und in Maulwurfshügeln treten, wie bei der Ottnang-Formation, typischerweise dünne Mergelplättchen auf, die aber bei der Ried-Formation eine meist hellere und im frischen Bruch weniger blaugraue Färbung aufweisen.

Die Obergrenze der Ried-Formation liegt zwischen 610 und 630 m Höhe. Westlich Vocking ist sie unterhalb 535 m Höhe aufgeschlossen. Damit beträgt ihre Mächtigkeit im Nordwesten des Kartierungsgebietes mindestens 70 m.

### **Unteres Miozän, Ottnangium: Ried-Formation, sandige Fazies**

Innerhalb der Ried-Formation lässt sich lokal eine sandige Fazies kartieren. Dabei kann eine im Bereich der Basis der Formation auftretende Variante vom Typus der Reith-Formation (RUPP, 2008b) von einer innerhalb höherer Forma-

tionsteile auftretenden Variante unterschieden werden, die eher der Mehrnbach-Formation (RUPP, 2008b) ähnelt. Da die Vorkommen aber stets räumlich begrenzt sind, sich maximal auf einige hundert Quadratmeter erstrecken und seitlich mit der „Normal-Fazies“ verzahnen, wurden sie bei der Kartierung zusammengefasst und vereinfachend als Ried-Formation in sandiger Fazies ausgeschieden.

Bei der sandigen Fazies vom Typus der Reith-Formation handelt es sich um oft lockere, gering verfestigte (nach Angaben der Lokalbevölkerung grabbare, aber standfeste), helle, teils braune bis ockergelbe, teils graue, häufig glimmerreiche Sande, in die dünne, selten wenige Millimeter Mächtigkeit erreichende, auffallend helle Tonlagen eingeschaltet sind. In Maulwurfshügeln und Sondierungen mit dem Erdbohrstock zerfallen die Tonlagen zu kleinen, weichen Blättchen, während die Sande vielfach locker und nicht verfestigt sind. Werden die Sandlagen geringmächtig und die Tonlagen häufiger, so steigt die Glimmerführung in den Sandlagen. In der nicht sandigen, basalen Ried-Formation findet sich in Aufschlüssen Hellglimmer oft in dünnen, die einzelnen Lagen trennenden Laminä ange-reichert. Dabei handelt es sich möglicherweise um laterale Fortsetzungen der hellglimmerreichen Sandlagen.

Folgende Vorkommen der Ried-Formation in sandiger Fazies entsprechen dem Typus der Reith-Formation: Östlich Felling (RW: 394945, HW: 5332130), südwestlich Langau (RW: 398560, HW: 5334690), westlich Polzing (RW: 398625, HW: 5333750), Scheiben (RW: 398130, HW: 5332650), östlich Brunau (RW: 399490, HW: 5332950) und nördlich Holzham (RW: 399260, HW: 5330450).

Bei der sandigen Fazies vom Typus der Mehrnbach-Formation handelt es sich um teils helle, meist aber grau-grüne, hellglimmerreiche Sandsteine. Als Lesesteine treten auf Äckern faustgroße und größere Brocken ohne Schichtungsstrukturen auf, die, neben hellen Schalenrümern, durch Bioturbation verschleppte Tonschmitzen und Nester von Hellglimmer führen.

Folgende Vorkommen der Ried-Formation in sandiger Fazies entsprechen dem Typus der Mehrnbach-Formation: Nördlich Fleischhacken (RW: 394830, HW: 5332755), westlich Atzing (RW: 394625, HW: 5333050), nördlich Pi-reth (RW: 394275, HW: 5333100), Reitting (RW: 398400, HW: 5335625), westlich Geboltskirchen (RW: 397450, HW: 5334340) sowie westlich Aigen (RW: 397800, HW: 5333350).

Die sandigen Einschaltungen in die Ried-Formation fallen auch durch ihre Wasserführung auf. So ist bei „RW: 394675, HW: 5333125“ westlich Atzing, am Rand eines Vorkommens sandiger Ried-Formation, eine ungefasste Quelle mit einer Schüttung von mehreren Sekundenlitern zu beobachten. Zwischen Aigen und dem Nordrand von Geboltskirchen wird das Niveau der Grenze zwischen Ottnang- und Ried-Formation von einer Zone verstärkter Wasseraustritte begleitet, die als Hinweis auf eine lokale sandige Ausbildung der basalen Ried-Formation gewertet werden kann.

### **Oberes Miozän, Pannonium: Ampflwang-Formation**

Über den Sedimenten des Ottnangiums folgt mit einer Schichtlücke die Ampflwang-Formation (RUPP, 2008b). Sie streicht in wechselnder Mächtigkeit in Höhenlagen zwischen 600 und 640 m über Meer an der Oberfläche aus, so

dass ihre Verbreitung auf der Karte bandartig den Talrändern folgt. Dieser Bereich fällt meist mit der Grenze zwischen Wald und landwirtschaftlicher Nutzfläche zusammen. Das Verbreitungsgebiet der Ampflwang-Formation ist entweder durch eine starke anthropogene Überprägung gekennzeichnet, die auf den weitverbreiteten ehemaligen Braunkohlebergbau zurückzuführen ist, oder wird durch gravitative Massenbewegungen mit Material der überlagernden Hausruck-Formation überdeckt.

Lithologisch ist die Ampflwang-Formation im Gegensatz zu den Sedimenten des Ottnangiums vor allem durch ihre Vielfalt gekennzeichnet. Nahe der Basis treten sandige bis grobsandige, weiche und oft nasse, hellgraue bis weiße und kaum verfestigte, quarzreiche Sande auf. Im oberen Teil der Formation sind meist zwei, jeweils bis mehrere Meter mächtige Braunkohle-Flöze und die diese trennenden und überlagernden, hellgrau-silbrigen bis dunkelgrau-schwarzen, meist reinen Tone entwickelt. Des Weiteren treten im gesamten Bereich der Ampflwang-Formation in Sondierungen mit dem Erdbohrstock graue, beigefarbene und gelbe, teils sandige Silte und siltige Tone sowie weißliche Quarzsande auf. In seltenen kleinen Aufschlüssen wurden grau-beige bis gelbliche Tone (RW: 396040, HW: 5334200) oder dünne Bänke von Braunkohle (RW: 395890, HW: 5334790) beobachtet.

Die Ampflwang-Formation ist im Kartierungsgebiet generell sehr schlecht aufgeschlossen. Insbesondere am Haager Rücken, dem N-S verlaufenden Kamm des Hausruckwaldes, wo kein Kohlebergbau stattgefunden hat, ist sie in ihrem Verbreitungsgebiet oft durch mächtige gravitative Umlagerungsmassen der Hausruck-Formation überdeckt. Das Top der Ampflwang-Formation bewegt sich im Kartierungsgebiet recht konstant zwischen 635 und 640 m über Meer. Lediglich im Bereich des Sulzbergs treten bei „RW: 396040m HW: 5334200“ Aufschlüsse in 650 m über Meer auf. Die Basis lässt sich zwischen 600 und wenig über 620 m über Meer kartieren, wobei sie tendenziell gegen Nordosten ansteigt. Die Mächtigkeit der Ampflwang-Formation kann auf maximal 40 m bestimmt werden, nimmt allerdings gegen Nordosten deutlich ab und kann dann unter 10 m betragen. Aufgrund der schlechten Aufschlussverhältnisse sind die Position der Formationsgrenzen auf der Karte und die darauf beruhenden Abschätzungen zu Höhenlagen und Mächtigkeiten mit größeren Unsicherheiten behaftet.

### **Oberes Miozän, Pannonium: Hausruck-Formation**

Die Hausruck-Formation (RUPP, 2008b) ist das jüngste neogene Schichtglied im Kartierungsgebiet. Sie baut die bewaldeten Hochlagen oberhalb von rund 640 m über Meer auf und ist in diesen Bereichen immer wieder in kleineren Gruben und in Weganschnitten aufgeschlossen. Südlich Scheiben wird ihr Kies in einer größeren Grube aktiv abgebaut. Die Gebiete mit Hausruck-Formation sind durch trockene, steinige Böden sowie die Abwesenheit von Oberflächenwässern gekennzeichnet und werden ausschließlich forstwirtschaftlich genutzt. In Steilhängen sind stellenweise auffällige Flachstufen ausgebildet, die wahrscheinlich auf linsenartige Bereiche mit sandiger Fazies hinweisen. Sie wurden bei der Kartierung nach morphologischen Kriterien andeutungsweise ausgeschieden, sind insgesamt aber etwas weniger deutlich als in den südwestlich angrenzenden Gebieten (IBELE, 2017).

Lithologisch handelt es sich um gut gerundete, schlecht sortierte Grobkiese mit einer grobsandigen Matrix und immer wieder eingeschalteten, bis mehrere Meter mächtigen Sandlagen sowie dünnen, schnur- und linsenförmigen Bereichen, in denen die Komponenten gut sortiert und nur wenige Zentimeter groß sind. Als Gerölle überwiegen Quarzit- und Kristallingesteine, Kalksteine und andere Sedimente kommen untergeordnet vor. Die Korngröße reicht von der Kiesfraktion bis zu Steinen mit einigen Dezimetern Durchmesser. Die Kiese sind korngestützt, in Gruben meist standfest, und fleckhaft zu Konglomerat verfestigt. Im Gegensatz zu den südwestlich anschließenden Gebieten (IBELE, 2017), sind solche verfestigten Konglomerate am Haager Rücken und im Gebiet Geboltskirchen häufiger. Sie treten immer wieder als kleine Felswände und in deren Auslaufbereichen als Sturzblöcke auf. Auch die sandigen Lagen können verfestigt sein und bilden dann graue, massige, teilweise auch plattige, glimmerarme Grobsandsteine die einzelne, bis zu zentimetergroße Gerölle führen.

Im Bereich Stranzing–Sulzberg kann zwischen 640 m über Meer und dem höchsten Punkt im Kartierungsgebiet auf etwas über 760 m über Meer eine Mindestmächtigkeit von 120 m für die Hausruck-Formation bestimmt werden.

#### **Pleistozän: Umlagerungskiese als Reste pleistozäner Terrassen**

Während der verschiedenen pleistozänen Kaltzeiten wurden Kiese der Hausruck-Formation erodiert und umgelagert. Reste dieser Umlagerungen finden sich vielfach als Kiesstreu in den Äckern und Wiesen der Talflanken und können als Relikte pleistozäner Terrassen angesprochen werden. Sie wurden bei der Kartierung überall dort ausgedehnt, wo ihr Vorkommen auf Kuppen oder konvexen Hangknicken, oder so weit von anstehender Hausruck-Formation entfernt liegen, dass eine Entstehung als Hangschutt oder kiesiger Verwitterungslehm unwahrscheinlich ist. Ein weiteres Charakteristikum dieser Schotter ist, dass sie den unterlagernden Festgesteinen oft direkt auf- beziehungsweise anlagern. Dann finden sich im Gelände neben der Anreicherung gut gerundeter, überwiegend heller bis weißer Steine, häufig auch Hinweise auf untief anstehendes Neogen.

Im **Gebiet Ottwang** konnten die pleistozänen Umlagerungskiese gemäß ihren Höhenlagen grob in drei Niveaus gegliedert werden (IBELE, 2017). Bei der Kartierung 2017/2018 wurden weitere Vorkommen westlich Kropfling und nördlich Deisenham dem oberen-, und zwischen Edelmühle und Niederpuchheim sowie südwestlich Kropfling dem mittleren Niveau zugeordnet. Zwei Vorkommen südlich und eines östlich Kropfling, die je auf 550 m über Meer liegen, wurden dem untersten, nicht weiter differenzierten Niveau zugeordnet.

Im **Gebiet Eberschwang** konnten die Vorkommen mit denjenigen auf Blatt 47 Ried im Innkreis (RUPP, 2008a, b) korreliert werden und bis auf ein Vorkommen entweder den Aichberg-Geinberg-Schottern, den Federnberg-Schottern oder der Hochterrasse zugeordnet werden.

Als Kiese der Aichberg-Geinberg-Schotter wurden Vorkommen westlich Pireth, westlich Fleischhacken, östlich Leopoldshofstatt, westlich Stranzing, südlich Anhang und nordwestlich Ortacker bestimmt. Ihre Basis verläuft etwa auf 580 bis 590 m über Meer.

Als Kiese der Federnberg-Schotter wurden Vorkommen zwischen Ötzling und Pfiesl, nordwestlich Albertsham und nördlich Pireth bestimmt. Ihre Basis verläuft etwa auf 560 bis 570 m über Meer.

Die Kiese, welche nördlich und östlich Felling parallel zum rezenten, vom Welsertollen kommenden Bachlauf kartiert wurden, sind dem untersten, nicht weiter differenzierten Niveau der anderen Gebiete gleichzusetzen, können hier aber aufgrund der Korrelation mit Blatt 47 Ried im Innkreis (RUPP, 2008a) als Hochterrasse bezeichnet werden.

Ein deutlich kartierbares Schotter-Vorkommen bei Moos konnte mit seiner Basis auf rund 550 m über Meer keinem der bekannten Niveaus eindeutig zugeordnet werden.

Im **Gebiet Geboltskirchen** weichen, wahrscheinlich aufgrund schon im Pleistozän unterschiedlicher Vorfluter-Höhen, sowohl Anzahl als auch Höhenlagen der auskartierten Schottervorkommen von den beiden anderen Gebieten ab. Hier wurden neben der Hochterrasse vier ältere Schotter-Niveau unterschieden.

Die Basis des oberen Niveaus liegt auf rund 580–590 m über Meer. Ihm wurden ein Vorkommen bei Arming und zwei kleinere Vorkommen im Bereich Roßwald zugeordnet. In beiden Fällen treten die Kiese relativ nahe an anstehender Hausruck-Formation auf, zeigen ein starkes Gefälle und eine breite Streuung in der Meereshöhe. Es handelt sich um undeutliche Vorkommen, die relikthaft oder stark verronnen sind.

Die Basis des mittleren Niveaus liegt auf rund 550–560 m über Meer. Ihm wurden die Vorkommen südöstlich Bergsham, südlich Polzing, zwischen Oberentern und Lucka sowie südlich Buchleithen zugeordnet.

Die Basis des unteren Niveaus liegt auf rund 525–530 m über Meer. Ihm wurden die Vorkommen bei Piesing, westlich Niederentern, westlich Stein und westlich Öhlerhof zugeordnet. Die Basis liegt bei Stein und Niederentern auf 535 beziehungsweise 530, bei Piesing auf 525 und westlich Öhlerhof bei 520 m über Meer und fällt somit gegen Norden ab.

Die Basis des untersten Niveaus liegt auf rund 490–500 m über Meer. Ihm wurden die Vorkommen östlich Leithen und bei Marschalling zugeordnet. Während sich das Vorkommen östlich Leithen auf einer Hügelkuppe und Ottwang-Formation auflagernd, eher in einer Deckenschotter-Position befindet, sind die Kiese bei Marschalling in einer anlagernden Position am Talrand. Damit könnten beide Vorkommen genetisch und somit auch altersmäßig verschieden sein.

Wie in den anderen Gebieten, wurden auch im Gebiet Geboltskirchen die Umlagerungskiese welche die rezenten Bachläufe begleiten, von diesen aber deutlich erosiv eingeschnitten werden, als jüngste fossile Schotter zusammengefasst. Ihre Basis ist dem heutigen Gefälle subparallel und liegt meist zwischen wenigen Metern bis zu 30 m über der aktuellen Talsohle. Vorkommen wurden nördlich Marschalling, bei Roßwald, südwestlich Erlet, bei Stein, östlich Polzing, östlich Aigen und südlich Polzing kartiert.

#### **Pleistozän–Holozän: Verwitterungslehm**

Lehme und kiesige Lehme bedecken weite Teile der mächtig geneigten Hanglagen. Dabei handelt es sich um Flie-

berden, die sich durch eine Mischung von in-situ Verwitterung und gravitativem Eintrag aus höheren Lagen bildeten und, vor allem während Kaltzeiten, sich langsam kriechend talwärts bewegten und durchmischten. In flachen Lagen überwiegt wahrscheinlich die Bildung aus in-situ Verwitterung. Die so entstandenen pleistozänen–holozänen Überdeckungen wurden bei der Kartierung qualitativ in kiesigen und schwach kiesigen Umlagerungslehme unterteilt, wobei die Grenzen fließend sind. So finden sich über kiesigen Umlagerungslehmen auf Feldern sowie in Bodenaufschlüssen Steine in lockerer Verteilung, während über schwach kiesigem Umlagerungslehm nur ganz vereinzelt Steine auftreten.

Kiesige Verwitterungslehme treten allgemein unterhalb von Hausruck-Formation und Pleistozänen Umlagerungskiesen auf. Von diesen Sedimentquellen weitestgehend isolierte kiesige Verwitterungslehme, wie beispielsweise im Bereich Wilding–Leithen oder südlich Langau, deuten dagegen wahrscheinlich ehemalige Vorkommen pleistozäner Umlagerungskiese an.

### **Pleistozän–Holozän: Sackungsgebiete**

Sackungsgebiete treten vor allem an steileren, Süd- und West- sowie stellenweise an Ost- und, in kleinerem Umfang, an Nordhängen auf. In der Regel sind dabei die Kiese der Hausruck-Formation als größere Pakete über Wasser stauenden Horizonten der unterlagernden Ampflwang-Formation abgeglitten. Die Hauptaktivität der Sackungen ist wahrscheinlich in das periglaziale Umfeld während des späten Pleistozäns zu stellen.

### **Pleistozän–Holozän: Rutschgebiete und Hangkriechen**

Insbesondere in den Gebieten um den Haager Rücken, in denen kein Braunkohlebergbau stattgefunden hat, gehen die Sackungsmassen der Hausruck-Formation talwärts in größere Rutschgebiete und Gebiete mit Hangkriechen über. Hier sind die teils mächtigen Lockergesteinsbedeckungen aus Umlagerungen der Hausruck-Formation über den Tonen der Ampflwang-Formation und auch, mit ihnen durchmischt, als Rutschmassen in Bewegung. Sie wurden im Gelände anhand ihrer unruhigen Oberflächenformen ausgeschieden, wobei sowohl die Grenzen gegenüber Sackungsmassen als auch gegenüber kiesigem Verwitterungslehm fließend sind.

### **Holozän: Alluvionen**

Rezente Alluvionen begleiten vielfach die aktuellen Bachläufe. Dabei handelt es sich um wechselnd feinkiesige, sandige oder tonige Ablagerungen episodischer Überschwemmungsereignisse. Daneben wurden bei der Kartierung vereinzelt auch fluviatile Schüttungsfächer am Ausgang von Trockentälchen im Bereich der Hausruck-Formation als kiesige Alluvionen und vernässte oder sumpfige Alluvionen aus überwiegend tonigem Detritus ausgeschieden. Innerhalb der kiesigen Verwitterungslehme sind Kiese und Steine teilweise in Mulden und Tälchen durch oberflächennahe Umlagerung angehäuft (solche Anhäufungen wurden auf der Manuskriptkarte stellenweise durch Verdichtung der Punktignatur angedeutet).

### **Anthropozän: Halden, Pingen, künstlich gestaltete Geländeform**

Im Zusammenhang mit dem ehemaligen Braunkohlebergbau fanden im Verbreitungsgebiet der Ampflwang-Formation vielfach starke anthropogene Eingriffe in die natürliche Geländeform statt. In diesen Fällen wurden die größeren Abraumhalden des Bergbaus ebenso bei der Kartierung aufgenommen, wie die größeren der zahlreichen Einsturzlöcher (Pingen) im Verbreitungsgebiet der darüber liegenden Hausruck-Formation.

Künstlich gestaltete Geländeformen sind im Kartierungsgebiet ebenfalls verbreitet. Dazu zählen künstliche Aufschüttungen wie Bahndämme oder Ausebnungen von Feldern. Während sich die Halden des Bergbaus nahe der ehemaligen Stollenmundlöcher befinden, wurde auch für die anderen Aufschüttungen und Geländeverbesserungen häufig Abraum aus dem Bergbau verwendet. So sind die Grenzen zwischen tatsächlicher Halde und künstlicher Aufschüttung, insbesondere im Bereich der ehemaligen Verladestationen, wie beispielsweise in Gschwendt, Scheiben und südlich Roßwald, nicht immer eindeutig zu ziehen.

Auch Felder wurden und werden stellenweise mit Hilfe von Aufschüttungen optimiert. Im Zuge einer Grundzusammenlegung in den späten 1970er Jahren kam es in diesem Bereich zu größeren Geländekorrekturen. Diese anthropogenen Umgestaltungen sind nur noch selten zu erkennen, müssen aber bei der geologischen Interpretation von Geländeformen und Lesesteinen im Bereich der landwirtschaftlichen Nutzflächen stets berücksichtigt werden.

### **Literatur**

ABERER, F. (1957): Die Molassezone im westlichen Oberösterreich und in Salzburg. – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, **50**, 23–93, Wien.

DECKERS, S. (1988): Geologische Karte des östl. Hausruckgebietes (östl. von Ampflwang) 1:10.000. – Unpublizierte Diplomkarte, Universität München.

IBELE, T. (2017): Bericht 2017 über geologische Aufnahmen auf Blatt NL 33-10-29 Vöcklabruck. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **157**, 434–437, Wien.

KALTBEITZER, J. (1988): Geologische Karte des Hausruckgebietes östl. von Eberschwang (Oberösterreich) 1:10.000. – Unpublizierte Diplomkarte, Universität München.

PAPP, A., GRILL, R., JANOSCHEK, R., KAPOUNEK, J., KOLLMANN, K. & TURNOVSKY, K. (1968): Zur Nomenklatur des Neogens in Österreich. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1968**, 9–27, Wien.

PILLER, W.E., EGGER, H., ERHART, C.W., GROSS, M., HARZHAU-SER, M., HUBMANN, B., VAN HUSEN, D., KRENMAYR, H.-G., KRYS-TYN, L., LEIN, R., LUKENEDER, A., MANDL, G.W., RÖGL, F., ROET-ZEL, R., RUPP, C., SCHNABEL, W., SCHÖNLAUB, H.P., SUMMERSBER-GER, H., WAGREICH, M. & WESSELY, G. (2004): Die stratigraphische Tabelle von Österreich 2004 (sedimentäre Schichtfolgen). – Österreichische Akademie Wissenschaften und Österreichische Stra-tigraphische Kommission, Wien.

RUPP, C. (2008a): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 47 Ried im Innkreis. – 1 Blatt, Geologische Bun-desanstalt, Wien.

RUPP, C. (2008b): Erläuterungen zu Blatt 47 Ried im Innkreis. – 100 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

## Blatt NM 33-11-19 Linz

### Bericht 2016–2018 über geologische Aufnahmen auf Blatt NM 33-11-19 Linz

CHRISTIAN RUPP

Im Zuge der Fertigstellung des Südostteils des UTM-Blattes Linz (internationale Blattnummer: NM 33-11-19, nationale Blattnummer: 4319; BEV, 2012) ist es notwendig, in Ergänzung zu den vorangegangenen Berichten (RUPP, 2013a, b, 2016) noch einige Anmerkungen bezüglich der flächendeckenden Erfassung und der stratigrafischen Zuordnung der erfassten Sedimente zu machen.

#### Quartär

Die Alluvionen des Hörschinger Baches südlich und östlich des Flughafens Linz (Bereich Linzer Straße von Neubau bis Langholzfeld) konnten aufgrund der starken baulichen Veränderungen nicht mehr verlässlich abgegrenzt werden, daher wurden hier in bestimmten Abschnitten die Alluvionen von KOHL (1990) übernommen.

Bei den holozänen Ablagerungen der den Linzer Raum prägenden Flüsse Donau und Traun wird hier zwischen Oberer Austufe (OAST) und Unterer Austufe (UAST, inklusive Austufe im engeren Sinn) unterschieden, da diese Ablagerungen große Flächen des Kartenblattes einnehmen. Die Grenze OAST zu Niederterrasse ist zumeist recht deutlich ausgebildet. Auch die Abtrennung der OAST von der UAST gelingt im Linzer Stadtgebiet und südlich der Traun (von Freindorf bis Ebelsberg) aufgrund einer deutlichen Geländestufe recht gut (RUPP, 2016), ab Rapperswinkel ist die OAST rechts der Traun stromaufwärts jedoch nicht mehr erhalten. Im Raum Oedt und Traun links der Traun ist die Grenze OAST/UAST undeutlicher und nur an Hand einiger schwacher Geländekanten zu rekonstruieren. Vereinzelt, etwas höher gelegene, kleine Stufen im Raum Oedt liegen isoliert und passen schlecht in das erarbeitete Konzept. Es handelt sich hier wahrscheinlich um ältere Erosionskanten von Mäandern in der OAST. Ab Holzleiten schließlich fehlt die OAST stromaufwärts auch links der Traun. Schließlich zeigen die deutlichen Erosionskanten der UAST zur OAST rechts der Traun, vor allem im Abschnitt Anfelden–Ebelsberg, dass die Traun, wahrscheinlich beeinflusst durch den Vorfluter Donau, nach Süden drängt. Die Nordflanke ist nur mehr schwächerer Erosion unterworfen.

Die Unterscheidung von Niederterrasse mit Lehmbedeckung und Niederterrasse ohne (nennenswerte) Lehmbedeckung im verbauten Bereich des Kaplanhofviertels, des Franckviertels und im Bezirk Industriegebiet–Hafen wurde vorwiegend auf Grund der in DORIS (<http://doris.ooe.gv.at/>) veröffentlichten Bohrdaten getroffen, Ausnahmen bestätigen hier die Regel. Eine Mindestmächtigkeit dieser

Solifluktions- und Flächenspülungsablagerungen von einem Meter war die Basis der Unterscheidung. Beobachtungen in einzelnen Bauaufschlüssen sind ebenfalls in die Karte eingeflossen. Ähnliches gilt für den Streifen lehmbedeckter Niederterrasse südlich der Hochterrasse von Kleinmünchen bis nach Hörsching.

Die markante Hochterrasse des Trauntales auf Blatt Linz ist zwischen Haag/Leonding und Pasching auf den gängigen geologischen Karten (SCHADLER, 1964; KOHL, 1990) im Norden vom Krumbach, der auf den topografischen Karten des BEV fälschlicherweise als Grundbach bezeichnet wird (KELLERMAYR, 2003), begrenzt. Tatsächlich handelt es sich hier nur um die morphologische Hochterrasse mitsamt ihrer Lössauflage. Neuere Bohrdaten aus DORIS (s.o.) belegen, dass die Nordgrenze des Kieskörpers der Hochterrasse von Leonding über die nördliche Ortsgrenze von Pasching bis nach Thening reicht, die mächtige Löss-Auflage zeichnet jedoch hier nicht mehr die Morphologie der Terrasse nach, sondern zieht den Rücken Thurnharting–Kirchberg hinauf.

Im Stadtgebiet von Linz sind von der Waldeggstraße hin zur Gugl mehrere Terrassenniveaus auszumachen. Über der randlichen Niederterrasse, auf der die Waldeggstraße verläuft und die zumeist mit mindestens einem Meter Lehm (hauptsächlich Solifluktions- und Flächenspülungsablagerungen) überdeckt ist, kleben an der westlichen Steiflanke, nach eigenen Beobachtungen und nach unveröffentlichten Notizen von Prof. Hermann Kohl, bis drei Meter über Straßenniveau Reste der Hochterrasse. Das nächst höhere Kiesniveau liegt, z.B. erbohrt durch die Bohrung KBL08a/01, um die 280 m (279 bis 284 m) Seehöhe und scheint, zumeist von Löss überdeckt, entlang der Waldeggstraße nach Norden zu ziehen. Dieses Niveau stimmt ungefähr mit dem Jüngeren Deckenschotter im Raum Anfelden überein (RUPP, 2013a). Hier soll die Skulptur „Berggeist“ im Linzer Bauernbergpark zumindest erwähnt werden, die auf den dort zu Konglomerat verfestigten Kiesen dieser Jüngeren Deckenschotter steht, und als Exkursionspunkt zu empfehlen ist. Das nächsthöhere Niveau ist durch zahlreiche Bohrungen auf der Gugl (DORIS, s.o.) nördlich der Ziegeleistraße dokumentiert. Es liegt zwischen 295 und 315 m Seehöhe (die Höhe der Unterkanten schwankt etwas) und stimmt ungefähr mit den Älteren Deckenschottern im Raum Anfelden überein (RUPP, 2013a). Diese Kiese und ihre mächtige Lösslehm-Bedeckung nehmen weite Teile des Kapuzinerberges, der Gugl und des Froschberges ein und waren am besten in der heute vollkommen verbauten alten Ziegelei Reisetbauer an der Grabnerstraße aufgeschlossen (KOHL, 2000: 341–342). Vom Froschberg scheinen diese Kiese, dokumentiert durch nur wenige Bohrungen (DORIS, s.o.), dem Zaubertal folgend, Richtung Margarethen im Donautal zu ziehen, wo sie wieder aufgeschlossen sind.

## Paläogen

Um den westlich von Leonding nur sehr schlecht aufgeschlossenen und oberflächlich immer entkalkten „Älteren Schlier“ mikropaläontologisch untersuchen und eine altersmäßige Einstufung treffen zu können, wurde südlich von Appersberg (Koordinaten: UTM 33 RW: 439135, HW: 5346930) eine Schneckenbohrung mit der Bezeichnung Mb 4319/1/16Ru abgeteuft. Bohrungen dieser Art erbringen nur vermischtes Bohrgut aus dem zuletzt abgeteuften Abschnitt (hier in der Länge der zuletzt eingesetzten Bohrstange von 1,2 m), dokumentieren aber die Lithologie der erbohrten Sedimente in ausreichendem Maß.

In der Bohrung Mb 4319/1/16Ru wurde nach rund einem Meter kiesigen Lehms der „Ältere Schlier“ angetroffen. Diese einförmigen, im obersten Abschnitt schokoladebraunen, dann bis zur Endteufe von 13,2 m schwarzbraunen, durchwegs schwach siltig-sandigen Mergeltonen waren erst ab rund 7 m kalkhaltig. Menilitlagen oder diatomitische Einschaltungen wurden nicht angetroffen. Zwischen 7,2 m und 13,2 m wurden aus dem zu Tage geförderten Bohrgut fünf Sammelproben (7,2–8,4 m; 8,4–9,6 m; 9,6–10,8 m; 10,8–12 m; 12–13,2 m) entnommen. Nach dem Ausbau des Bohrgestänges wurde aus dem Material, das sich in der Bohrkronen gefangen hatte, eine weitere, mit 13,2 m unter GOK relativ gut zu verortende Probe entnommen, welche das Sediment aus 13,2 m Tiefe gut widerspiegeln sollte und für die Analyse des Fossilinhalts von besonderer Bedeutung ist.

Makrofossilien wurden nicht gefunden, lediglich einzelne Fischschuppen waren im Bohrgut zu entdecken. Die Analyse des Mikrofossilinhalts (> 125 µ) der Sedimentproben konzentrierte sich auf die Foraminiferenfaunen. Diese erwiesen sich als mäßig reich bis ärmlich und fast ausschließlich von benthonischen Foraminiferen gebildet, planktonische Foraminiferen sind nur durch einzelne Individuen vertreten. Die benthonischen Foraminiferenfaunen der sechs analysierten Proben sind einander sehr ähnlich. Sie sind durchwegs dominiert von sandschaligen Foraminiferen, hauptsächlich vertreten durch *Cribrostomoides* sp. (zumeist > 50 % der Gesamtfauuna), daneben erreichen nur noch *Haplophragmoides canariensisiformis* SZTRÁKOS und *Haplophragmoides* sp. in einzelnen Proben Werte > 3 %. Porzellanschalen fehlen in diesen Faunen vollständig. Unter den Hyalinschalern ist einzig *Bolivina trunensis* HOFMANN in allen Proben stärker vertreten. Daneben erreichen die Arten *Lenticulina umbonata* (REUSS), *Bolivina crenulata* CUSHMAN, *Bulimina elongata* d'ORBIGNY, *Cancris auriculus* (FICHEL & MOLL) und *Valvulineria complanata* (D'ORBIGNY) in einzelnen Proben Werte > 3 %. Die restlichen (rund 40) Arten der bearbeiteten Faunen sind nur durch wenige Individuen vertreten.

Neben Foraminiferen enthielten die bearbeiteten Proben auch regelmäßig und recht häufig Pflanzenhäcksel, Schwammspikel und Fischreste von Knochen- und Knorpelfischen (Hai-Placoidschuppen). Auffällig war außerdem der relativ häufige Gips in einigen Rückständen. Der Struktur nach handelt es sich dabei wahrscheinlich um Hohlraumausfüllungen in einstigen Pflanzenresten, möglicherweise hervorgegangen aus der Umwandlung von Pyrit zu Gips.

Biostratigrafisch wertvolle „Leitfossilien“ weisen die Foraminiferenfaunen der Bohrung Mb 4319/1/16Ru nicht auf.

Lediglich *Bolivina floridanaformis* MEHRNUSCH, in der oberösterreichischen Molasse in ihrer typischen Ausprägung bis jetzt nur aus der Eferding-Formation beschrieben (RUPP & ČORIĆ, 2015), tritt ganz selten auch in den Proben dieser Bohrung auf. Auch die Zusammensetzung der Faunen, im speziellen die eklatante Dominanz von *Haplophragmoides* sp. ist gut vergleichbar mit einzelnen Faunen der Eferding-Formation von Polsenz. Zusätzlich ist die eintönige lithologische Ausbildung der erbohrten Sedimente denen der Eferding-Formation näher als jenen der Ebelsberg-Formation, welche immer wieder diatomitische Zwischenlagen aufweist (RUPP & ČORIĆ, 2012). Die im Linzer Stadtgebiet in Bohrungen angetroffene, lithologisch deutlich gröber ausgebildete und sehr fossilreiche Zupfing-Formation („Gugl-Subformation“; RUPP & ČORIĆ, 2017) unterscheidet sich ebenfalls stark von den hier behandelten Sedimenten. Somit ist eine Zuordnung des „Älteren Schliers“ des Raumes Appersberg zur Eferding-Formation durchaus vertretbar und die Einstufung in das untere Egerium (oberes Oligozän) wahrscheinlich.

Die Mikrofaunen der Bohrung Mb 4319/1/16Ru sind in den Sammlungen der Geologischen Bundesanstalt unter der Nummer 2018/006 inventarisiert.

## Literatur

- BEV – BUNDESAMT FÜR EICH- UND VERMESSUNGSWESEN (2012): Blattnamen ÖK50 und ÖK25V. ([www.bev.gv.at/pls/portal/docs/PAGE/BEV\\_PORTAL\\_CONTENT\\_ALLGEMEIN/0200\\_PRODUKTE/PDF/Blattname\\_OEK50\\_und\\_OEK25V.pdf](http://www.bev.gv.at/pls/portal/docs/PAGE/BEV_PORTAL_CONTENT_ALLGEMEIN/0200_PRODUKTE/PDF/Blattname_OEK50_und_OEK25V.pdf))
- KELLERMAYR, W. (2003): Der Grundbach. Das Gewässersystem des Grundbachs von Oftring über Hörsching, Kirchberg-Thening und Pasching bis Leonding, Oberösterreich. Ergebnisse einer biologischen Aufnahme. – Unveröffentlichtes Gutachten im Auftrag des Amtes der Oberösterreichischen Landesregierung, Abteilung Naturschutz, 46 S., Linz. – Gutachten Naturschutzabteilung Oberösterreich 0014, 1–46. ([www.land-oberoesterreich.gv.at/files/naturschutz\\_db/Kellermayr\\_Der\\_Grundbach.pdf](http://www.land-oberoesterreich.gv.at/files/naturschutz_db/Kellermayr_Der_Grundbach.pdf))
- KOHL, H. (1990): Kompilierte Geologische Karte 1:20.000 des OÖ Zentral- und Donauraumes. – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **20**, 11 S., Wien.
- KOHL, H. (2000): Das Eiszeitalter in Oberösterreich. – Schriftenreihe des OÖ.-Musealvereines – Gesellschaft für Landeskunde, **17**, 487 S., Linz.
- RUPP, C. (2013a): Bericht 2008–2010 über geologische Aufnahmen auf Blatt 4319 Linz. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **153**, 439–442, Wien.
- RUPP, C. (2013b): Bericht 2011–2012 über geologische Aufnahmen auf Blatt 4319 Linz. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **153**, 442–443, Wien.
- RUPP, C. (2016): Bericht 2013–2015 über geologische Aufnahmen auf Blatt NM 33-11-19 Linz. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **156**, 345–349, Wien.
- RUPP, C. & ČORIĆ, S. (2012): Zur Ebelsberg-Formation. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **152**, 67–100, Wien.
- RUPP, C. & ČORIĆ, S. (2015): Zur Eferding-Formation. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **155**, 33–95, Wien.
- RUPP, C. & ČORIĆ, S. (2017): Der „Ältere Schlier“ von der Linzer Gugl (Oberösterreich). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **157**, 109–47, Wien.
- SCHADLER, J. (1964): Geologische Karte von Linz und Umgebung 1:50.000. – Linzer Atlas, Linz (Kulturverwaltung der Stadt Linz).

## Bericht 2016 über geologische Aufnahmen im Paläogen/Neogen auf Blatt NM 33-12-13 Hollabrunn

HOLGER GEBHARDT

Die im Jahr 2016 kartierten Gebiete umfassen die tektonischen Einheiten Autochthone Molasse, Roseldorf-Zone, Haselbach-Schuppe (neue Einheit, siehe unten) und Waschberg-Ždánice-Einheit sowie die „Jüngere (quartäre) Bedeckung“. Die kartierten Gebiete reichen vom westlichen bis zum östlichen Rand des Kartenblattes NM 33-12-13 Hollabrunn (SE-Teil). Im Einzelnen umfassen die Gebiete folgende Bereiche: die Roseldorf-Zone westlich der Straße Leitzersdorf-Niederfellabrunn bis zum Leeberg bei Niederhollabrunn, die Haselbach-Schuppe von Wollmannsberg/Leitzersdorf über Haselbach bis westlich Niederhollabrunn sowie die Waschberg-Ždánice-Einheit zwischen Wollmannsberg und Niederhollabrunn bis zum östlichen Rand (südlich Prausberg, Weinberg, östlich Steinberg). Die flächenmäßige Kartierung von Haselbach-Schuppe und Waschberg-Ždánice-Einheit in den genannten Bereichen profitierte insbesondere von der in den Vorjahren durchgeführten systematischen Beprobung mittels Handbohrungen (GEBHARDT & ĆORIĆ, 2014 und zusätzliche Handbohrungen). Die Unterscheidung und Benennung der pleistozänen und holozänen Einheiten (Junge Bedeckung) erfolgte entsprechend den Vorgaben in KREINMAYR et al. (2012) und die Benennung der übrigen Einheiten entsprechend der vorhandenen Literatur (SCHNABEL et al., 2002; GRILL, 1962).

### Kartierte Einheiten

#### Autochthone Molasse

##### *Laa-Formation (Karpatum)*

Die dunkelgrauen Tonmergel und Sande bzw. Sandsteine zwischen den Ortschaften Höbersdorf und Untermalbarn sind in mm- bis cm-dicken Lagen geschichtet und verwittern hellgrau bzw. später grünlich (Mergel) bis gelblich (Mergel, Sandsteine). Weitere Informationen zur Lithologie sind bei GEBHARDT (2016a) zu finden. Die Sedimente der Laa-Formation wurden während des Karpatiums abgelagert (z.B. ROETZEL et al., 2009), was auch durch die Untersuchung der Foraminiferenfaunen und Nannoplanktonflore aus Proben aus dem Arbeitsgebiet bestätigt wurde. Bei fast allen Vorkommen wird die Laa-Formation von Älterem Deckenschotter überlagert. Diese Überlagerung ist oft sehr dünn bzw. rudimentär und in vielen Fällen ein erster Hinweis auf das mögliche Vorkommen von Laa-Formation in einem nicht von Löss überdecktem Gebiet.

#### Roseldorf-Zone

##### *Eisenschüssige Sande und Tone (oberes Otttnangium?)*

Gesteine dieser Einheit westlich der Straße Leitzersdorf-Niederfellabrunn bauen sich aus kalkfreien, dm-geschichteten Tonen, Siltsteinen und dünnbankigen (mm–cm) Sandsteinen auf. Die dunkelgrauen Tone verwittern hellgrau bis grünlich. Sand- und Siltsteine sind im frischen Zustand ebenfalls dunkelgrau (z.B. Brunnenbohrung nahe der Straße Streitdorf-Niederhollabrunn) und verwittern gelblich bis orangefarben. Toneisensteinkonkretionen (GRILL, 1962) und ihre scherbigen Bruchstücke sind ein wichtiges Hilfsmittel für die Identifikation dieser lithologischen Einheit im Arbeitsgebiet, insbesondere, da gute Oberflächenaufschlüsse nicht vorhanden waren. Weitere Informationen zur Lithologie sind bei GEBHARDT (2016a) zu finden. Als Alter der Schichten wird aufgrund der großen lithologischen Ähnlichkeit mit der Traisen-Formation am Wagram und südlich der Donau das obere Otttnangium angenommen (GRILL, 1962; GEBHARDT et al., 2013).

#### Haselbach-Schuppe

##### *Pálava-Formation (Campanium bis Maastrichtium)*

Die Pálava-Formation sensu SUMMESBERGER et al. (1999) beinhaltet im Arbeitsgebiet sowohl glaukonitische Sandsteine (bzw. Sande), als auch graue bis grüne Mergel sowie sandige Mergel. Die Vorkommen von Glaukonitsandsteinen und Mergeln sind nicht regelhaft verteilt. Deshalb wurden beide Lithologien zusammengefasst und nicht getrennt in der Karte ausgeschieden. Die Pálava-Formation ist die bisher einzige in der Haselbach-Schuppe vorkommende lithostratigraphische Einheit. Ihr Vorkommen erstreckt sich von Leitzersdorf im Südwesten (Brunnenbohrung; KARRER, 1870) bis mindestens zum Leeberg von Niederhollabrunn und besitzt die größte Ausbissbreite bei Haselbach (ca. 1 km), welches größtenteils auf dieser Einheit gebaut wurde. Die biostratigraphische Einstufung der untersuchten Proben ergab ein ausschließlich spätkretazisches Alter der Schichten (Campanium bis Maastrichtium, *G. gansseri*-Zone oder früher bis *A. mayaroensis*-Zone nach planktischen Foraminiferen bzw. UC14 bis UC20 nach kalkigem Nannoplankton; GEBHARDT & ĆORIĆ, 2014 und spätere Bestimmungen).

#### Waschberg-Ždánice-Einheit

##### *Bruderndorfer Schichten (Paläozän)*

Es handelt sich um dunkelgraubraune Mergel und einzelne, cm–dm mächtige Lagen von Lithothamnienkalken (sogenannte Nulliporenkalke). Glaukonitsandsteine wie in GRILL (1962) beschrieben, wurden bisher nicht gefunden. Die Mergel verwittern hellgrau. Im Gelände sind die Lithothamnienkalke auffällig, so dass die Bruderndorfer Schichten in der Regel zuerst an den Lithothamnienkalken erkannt werden. Die Vorkommen erstrecken sich in dem im Jahr 2016 kartierten Gebiet auf mehrere kleine Areale östlich von Niederhollabrunn am Ostrand des Kartenblattes. Die biostratigraphische Einstufung der untersuchten Proben

ergab ein oberpaläozänes Alter der Schichten (oberes Selandium bis Thanetium, Zonen P4a bis P4c nach planktischen Foraminiferen bzw. NP6 bis NP8 nach kalkigem Nannoplankton; GEBHARDT & ČORIĆ, 2014). Die mergeligen Gesteine entsprechen dem Alter nach der von SEIFERT et al. (1978) nordöstlich von Michelstetten innerhalb der Bruderndorfer Schichten beschriebenen „Zaya-Einheit“.

### **Graue Mergel des Ypresiums**

Die Ablagerungen dieser Einheit lassen sich keiner der im Arbeitsgebiet bereits beschriebenen lithostratigrafischen Einheiten zuordnen. Es handelt sich um graue Mergel (teilweise sandig oder tonig), die grünlich oder gelblich (orange) verwittern und keine auffälligen (bankigen) Sande oder Sandsteine enthalten. Die Gesteine entsprechen nicht den Haidhof-Schichten (keine Glaukonitsandsteine, Bohnerze, Kalke mit großen Nummuliten; GLAESSNER, 1937; KÜHN, 1962). Die kartierten Vorkommen sind kleinräumig und befinden sich südöstlich von Niederhollabrunn, zwischen Niederhollabrunn und dem Grillenberg, sowie am Ortsausgang von Haselbach nördlich der Straße zum Michelberg. Die Alter der untersuchten Proben reichen von den Zonen E4 bis E7 nach planktischen Foraminiferen bzw. NP11 bis NP12 nach kalkigem Nannoplankton.

### **Waschberg-Formation (Ypresium–basales Lutetium)**

Die gelblich bis rotbraun verwitternden Sandsteine und Konglomerate weisen einen hohen, aber stark variierenden Anteil an kalkigen Biogenen auf (Nummuliten, Mollusken, Corallinaceen u.a.). Eine ausführliche Gesteinsbeschreibung ist in GEBHARDT & ČORIĆ (2014) sowie TORRES-SILVA & GEBHARDT (2015) zu finden. Gesteine der Waschberg-Formation wurden in 2016 südlich des Praunsberges auskartiert. TORRES-SILVA & GEBHARDT (2015) haben anhand der Großforaminiferenassoziationen ein Ypresium- bis basales Lutetium-Alter (SBZ 10 bis SBZ 11) ermittelt. Die Alter nach planktischen Foraminiferen aus den Mergelzwischenlagen bestätigen diese Einstufungen (Zonen E5 bis E7; GEBHARDT & ČORIĆ, 2014).

### **Graue und dunkelbraune Mergel des Lutetiums**

Wie auch die grauen Mergel des Ypresiums lassen sich die grauen bis dunkelbraunen Mergel des Lutetiums keiner der bereits beschriebenen lithostratigrafischen Einheiten zuordnen, auch nicht den oben erwähnten Haidhof-Schichten. Wie die Mergel des Ypresiums verwittern die des Lutetiums grünlich bis gelborange und enthalten keine auffälligen Sandlagen. Vorkommen dieser Einheit befinden sich am Ortsausgang von Haselbach nördlich der Straße zum Michelberg in der Nachbarschaft des Vorkommens der Reingrub-Formation, zwischen Niederhollabrunn und dem Steinberg sowie östlich des Weinberges. Die Alter der untersuchten Proben reichen von den Zonen E7 bis E11 nach planktischen Foraminiferen (GEBHARDT & ČORIĆ, 2014).

### **Graue und dunkelgraue Mergel (Priabonium)**

Bei dieser Einheit handelt es sich um hauptsächlich graue und schokoladenbraune Mergel oder Tonmergel ohne Sandeinschaltungen, die grünbraun verwittern. Vorkommen dieser Einheit finden sich östlich von

Niederhollabrunn, östlich des Steinberges sowie nördlich des Grillenberges. Obwohl zeitliche Äquivalente der Reingrub-Formation, weicht die Lithologie im Arbeitsgebiet vollkommen von dieser ab (siehe Zusammenfassung in KRHOVSKY et al., 2001), weist aber Ähnlichkeiten mit Vorkommen bei Simonsfeld im nördlich angrenzenden Blatt 23 Hadres auf (siehe Zusammenfassung in KRHOVSKY et al., 2001). Die biostratigrafische Einstufung der untersuchten Proben ergab ein obereozänes Alter der Schichten (Priabonium, Zone E14 nach planktischen Foraminiferen bzw. NP19 nach kalkigem Nannoplankton; GEBHARDT & ČORIĆ, 2014 und spätere Untersuchungen).

### **Hollingsteinkalk (Priabonium)**

Das Vorkommen beschränkt sich auf den ehemaligen Steinbruch auf dem Steinberg SSE Niederhollabrunn. Das Gestein ist ein grauer, kristallin wirkender Kalk, der in den noch vorhandenen Aufschlüssen des ehemaligen Steinbruchs entweder massig oder dm-bankig geschichtet ist. In der Literatur werden auch Bivalven (-steinkerne) erwähnt (verschiedene Autoren in GRILL, 1962; GLAESSNER, 1937), von denen aber keine während der hier beschriebenen Untersuchungen gefunden wurden. Diese erlauben eine vage Einstufung in das Obereozän (Priabonium). KRHOVSKY et al. (2001) sehen den Hollingsteinkalk (wie auch die Kalke mit *Mytilus levesquei*, siehe unten) als lithologische Einheit innerhalb der Reingrub-Formation. Streichrichtung, geringe Ausdehnung und Position im Verband mit den anderen Eozänvorkommen lassen eine Interpretation des Hollingsteinkalks als weitere Gleitscholle wahrscheinlich erscheinen.

### **Graue Mergel (unteres Oligozän, Kiscellium)**

Aus mehreren Handbohrungen aus dem Bereich südöstlich Niederhollabrunn gingen Foraminiferen und Nannoplanktonassoziationen hervor, die früholigozäne Alter aufwiesen. Die biostratigrafische Zonierung reicht von Zone O1 bis O2 nach planktischen Foraminiferen bzw. NP21 bis NP23 nach kalkigem Nannoplankton. Neben grauen Mergeln und Tonmergeln treten teilweise auch grünbraune Tone und gröbere Komponenten (Quarz- und Granitkies) auf. Dies entspricht nur teilweise der Lithologie der Ottenthal-Formation (RÖGL et al., 2001). Eine eindeutige Festlegung auf eine Zuordnung der Grauen Mergel zur Ottenthal-Formation aufgrund der Handbohrungen erfolgte daher nicht, obwohl der Ablagerungszeitraum übereinstimmt.

### **Schieferige Tonmergel (Auspitzer Mergel; Eggenburgium)**

Die grünlich bis weißlich verwitternden dunkelgrauen Mergel weisen nur in wenigen Bereichen cm–dm mächtige Sandsteinlagen auf. Die häufig auftretenden Blockschichten (siehe unten) sind submarine Debrite und als solche in die Schieferigen Tonmergel eingelagert. Im dem im Jahr 2016 kartierten Gebiet bilden die Schieferigen Tonmergel den flächenmäßig größten Bereich und treten südlich des Weinberges, östlich des Praunsberg-Zuges, westlich, südlich und südöstlich Niederhollabrunn bis zu den Höhenzügen des Grillenberges und des Steinberges auf. Am Weinberg konnte ein Einfallen der Schichten von 50° nach SSE gemessen werden. Eine ausführliche lithologische Beschreibung einschließlich des Fossilinhaltes und der Altersstellung ist in GEBHARDT & ČORIĆ (2014) zu finden. Die



in den Handbohrungen des 2016 kartierten Gebietes gefundenen Foraminiferen und Nannoplanktonassoziationen bestätigen die früheren Ergebnisse (Eggenburgium, NN2 bis NN3).

### **Blockschichten (Eggenburgium)**

GEBHARDT & ČORIĆ (2014) geben eine ausführliche lithologische Beschreibung einschließlich der mitgeführten Komponenten dieser submarinen Debrite. Im 2016 kartierten Gebiet weisen sie im Wesentlichen die gleiche Verbreitung wie die Schieferigen Tonmergel auf. Besonders mächtige oder vorherrschende Abfolgen befinden sich östlich des Grillenberges und südlich des Weinberges. Ansonsten sind die Vorkommen eher kleinräumig. Alle Vorkommen zeichnen die vorherrschende SW–NE-Streichrichtung nach.

### **Blockschichten mit *Mytilus levesquei* (Eggenburgium)**

Die in der älteren Literatur als Pfaffenholz-Schichten, Niederhollabrunner Kalk oder Kalke mit *Mytilus levesquei* bezeichneten Ablagerungen (vgl. BACHMAYER, 1961; GRILL, 1962 oder KRHOVSKY et al., 2001) wurden bisher aufgrund der Bivalvenassoziation in das obere Eozän (Priabonium) gestellt oder in die Reingrub-Formation, ebenfalls oberes Eozän, integriert. Im Gelände wurden die graubraunen Kalke mit den namengebenden Muscheln weit gestreut zusammen mit Geröllen der Blockschichten nordöstlich des Steinberges gefunden. Die kleinräumige Verbreitung und die Bindung an die Blockschichten lassen vermuten, dass die Kalke mit *Mytilus levesquei* ebenfalls als Komponenten der Blockschichten oder als Gleitscholle(n) abgelagert wurden. Die Wiederentdeckung der Schichten in einem kurzzeitig zugänglichen, inzwischen aber heute zugewachsenen und verfallenen kleinen Steinbruch durch BACHMAYER (1961) widerspricht dieser Deutung nach Meinung des Autors nicht, da es sich auch in diesem Fall um große, eingerutschte Blöcke oder sogar Gleitschollen handeln kann.

### **Junge Bedeckung**

#### **Älterer Deckenschotter (Höhere Terrassenschotter, Günz-Eiszeit)**

Die Schotter bestehen größtenteils aus sehr gut gerundeten, teilweise auch relativ großen (vgl. Jüngerer Deckenschotter) Quarzkieseln von 1 bis 20 cm Durchmesser, untergeordnet kommen auch Kristallin- und Sandsteingerölle vor. Die Kiesel sind meistens von einer Eisenoxidschicht überzogen, die ihnen und dem Gestein eine gelbliche bis rotbraune Farbe verleiht. Die Schotter nehmen im gesamten kartierten Gebiet große Flächen ein. Sie treten in der Regel um 220 Höhenmetern an der Oberfläche auf, gelegentlich auch schon bei 210 Höhenmeter. Am Ostufer des Göllersbaches bilden sie charakteristische Schichtköpfe oder Hochflächen auf der darunterliegenden Laa-Formation (südlich und östlich Untermallebarn. Ein kleinräumiges Vorkommen wurde westlich von Wollmannsberg gefunden.

#### **Löss, untergeordnet Lösslehm**

Die typischen gelblichen, kalkhaltigen, teilweise feinsandigen Silte mit seltenen kurzen Pseudomyzelien, Konkretionen (Lösskindl) und/oder Lössschnecken nehmen weite Flächen auf den Hochebenen südlich und östlich von Un-

termallebarn ein. Löss bildet zudem die Hangfüße entlang des Göllersbaches. Ausgedehnte Lössgebiete befinden sich außerdem südlich von Streitdorf, östlich des Weinberges und entlang eines Streifens zwischen Haselbach und Niederhollabrunn (Hangfuß). Kleinräumigere Vorkommen verteilen sich am Nordhang des Steinberges und östlich davon.

### **Solifluktions- und Flächenspülungssediment**

Die braunen, meist kalkfreien Lehme treten regelmäßig im Hangfußbereich rund um Höhenzüge und in vielen Tälern mit geringem Böschungswinkel auf. In vielen kleinen Tälchen zeichnet das Vorkommen dieser Sedimente den Verlauf der ehemaligen Gerinne nach. Der Übergang zu den höhergelegenen Hangarealen mit anstehendem Gestein des Untergrundes ist durch einen Hangknick gekennzeichnet. Eine Ableitung des Lehms aus Löss ist für weite Gebiete anzunehmen. In vielen Fällen entspricht das Alter der Flächenspülungssedimente dem Zeitraum der landwirtschaftlichen Nutzung. Flächenspülungssedimente befinden sich oft oberhalb von Wegen oder Straßen und enden an jenen.

### **Bach- oder Flussablagerung**

Talfüllungen aus fluviatilen Sedimenten wurden entlang des Göllersbaches sowie einigen kleineren Zuflüssen kartiert (ebene Fläche entlang von noch existierenden und ehemaligen Wasserläufen). In der Ebene der Flur Langwiesen weiten sie sich zu mehreren 100 m breiten Flächen auf.

### **Anthropogene Ablagerung/Bedeckung (Anschüttung, Verfüllung, Dämme)**

Bei Niederhollabrunn wurden drei kleinere Flächen auskartiert, die eindeutig anthropogenen Ursprungs sind: eine Talauffüllung mit Verrohrung östlich sowie eine Anschüttung von Bauaushub und Bauschutt südlich der Ortschaft. Beim Südwestzugang der Steinbruches Steinberg befindet sich eine Abraumhalde.

### **Strukturelle Interpretation**

Die Fortschritte der laufenden Kartierung erlauben erste Rückschlüsse auf den tektonischen Bau im Arbeitsgebiet. Dabei zeigt sich, dass die bisherigen Interpretationen (z.B. GRILL, 1957, 1962; WESSELY et al., 2006) in weiten Teilen bestätigt wurden (generelle Lage der Hauptüberschiebungen zwischen Alpidisch-Karpatischer Vortiefe, Roseldorf-Zone und Waschberg-Ždánice-Einheit), aber auch einer Neuinterpretation bedürfen. Die Ergebnisse wurden auf dem Molasse Meeting in Brünn vorgestellt (GEBHARDT, 2016b). Gegenüber den Darstellungen in WESSELY et al. (2006) ist insbesondere die aus der Pálava-Formation bestehende „Haselbach-Schuppe“ zwischen der Roseldorf-Zone und der Waschberg-Ždánice Einheit neu. Zusätzlich werden die Vorkommen der Waschberg-Formation (Waschberg-Kalk) und der Kalke mit *Mytilus levesquei* als Einschaltungen (Olisthostrome, Gleitschollen) in die Schieferigen Tonmergel analog zu den Blockschichten interpretiert.

## Literatur

BACHMAYER, F. (1961): Bericht über Kartierungs- und Aufsammlungsergebnisse im Bereich der Waschbergzone auf Blatt Stockerau (40). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1961**, A 14–A 17, Wien.

GEBHARDT, H. (2016a): Bericht 2015 über geologische Aufnahmen im Paläogen/Neogen auf Blatt NM 33-12-13 Hollabrunn. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **156**, 351–353, Wien.

GEBHARDT, H. (2016b): New results from field mapping at the southern end of the Waschberg-Ždánice Unit: Consequences for structural interpretation and paleogeography. – Molasse Meeting 2016 and 18<sup>th</sup> Conference on Upper Tertiary, Brno, Abstracts book, 9, Brno.

GEBHARDT, H. & ČORIĆ, S. (2014): Bericht 2012–2013 über geologische Aufnahmen im Paläogen/Neogen auf Blatt 5313 Hollabrunn Südost. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **154**/1–4, 365–370, Wien.

GEBHARDT, H., ČORIĆ, S., KRENMAYR, H.-G., STEININGER, H. & SCHWEIGL, J. (2013): Neudefinition von lithostratigraphischen Einheiten des oberen Oligangium (Untermiozän) in der alpin-karpatischen Vortiefe Niederösterreichs: Pixendorf-Gruppe, Traisen-Formation und Dietersdorf-Formation. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **153**/1–4, 15–32, Wien.

GLAESSNER, M.F. (1937): Die alpine Randzone nördlich der Donau und ihre erdölgeologische Bedeutung. – Petroleum, **33**, 1–8, Berlin.

GRILL, R. (1957): Geologische Karte der Umgebung von Korneuburg und Stockerau 1:50.000. – Geologische Bundesanstalt, Wien.

GRILL, R. (1962): Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Korneuburg und Stockerau. – 52 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

KARRER, F. (1870): Ein neues Vorkommen von oberer Kreideformation in Leitersdorf bei Stockerau und dessen Foraminiferen-Fauna. – Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **1870**, 31–33, Wien.

KRENMAYR, H.-G., ČORIĆ, S., GEBHARDT, H., IGLSEDER, C., LINNER, M., MANDL, G.W., REITNER, J., ROCKENSCHAUB, M., ROETZEL, R. & RUPP, C. (2012): Generallegende der pleistozänen bis holozänen Sedimente und Verwitterungsprodukte des Periglazialraumes auf den geologischen Spezialkarten (1:50.000, 1:25.000) der Geologischen Bundesanstalt. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **152**/1–4, 57–66, Wien.

KRHOVSKY, J., RÖGL, F. & HAMRSMID, B. (2001): Stratigraphic correlation of the Late Eocene to Early Miocene of the Waschberg Unit (Lower Austria) with the Zdanice and Pouzdrany Units (South Moravia). – In: PILLER, W. & RASSER, M.W. (Hrsg.): Paleogene of the Eastern Alps, 225–254, Wien.

KÜHN, O. (1962): Europe: Autriche. – Lexique stratigraphique international, **1.8**, 646 S., Paris.

ROETZEL, R., AHL, A., GÖTZINGER, M.A., KOČIU, A., PRISTACZ, H., SCHUBERT, G., SLAPANSKY, P. & WESSELY, G. (2009): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Erläuterungen zu Blatt 23 Hadres. – 150 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

RÖGL, F., KRHOVSKY, J., BRAUNSTEIN, R., HAMRSMID, B., SAUER, R. & SEIFERT, P. (2001): The Ottenthal Formation revised – sedimentology, micropaleontology and stratigraphic correlation of the Oligocene Ottenthal sections (Waschberg Unit, Lower Austria). – In: PILLER, W. & RASSER, M.W. (Hrsg.): Paleogene of the Eastern Alps, 291–346, Wien.

SCHNABEL, W., KRENMAYR, H.-G., MANDL, G.W., NOWOTNY, A., ROETZEL, R. & SCHARBERT, S. (2002): Geologische Karte von Niederösterreich 1:200.000: Legende und kurze Erläuterung. – 47 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

SEIFERT, P., STRADNER, H. & SCHMID, M.E. (1978): Bericht über das Paleozän der Waschbergzone (NÖ.). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1978**, 129–141, Wien.

SUMMESBERGER, H., ŠVÁBENICKÁ, L., CECH, S., HRADECKÁ, L. & HOFMANN, T. (1999): New palaeontological and biostratigraphical data on the Klement and Pálava Formations (Upper Cretaceous) in Austria (Waschberg-Ždánice Unit). – Annalen des Naturhistorischen Museums Wien, **100 A**, 39–79, Wien.

TORRES-SILVA, A.I. & GEBHARDT, H. (2015): Eocene larger benthic foraminifera (nummulitids, orthophragminids) from the Waschberg-Ždánice Unit, Lower Austria. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **155**/1–4, 99–110, Wien.

WESSELY, G., GANGL, G., GOTTSCHLING, P., HEINRICH, M., HOFMANN, T., LENHARDT, W., MATURA, A., PAVUZA, R., PERESSON, H. & SAUER, R. (2006): Niederösterreich. – 416 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

## Bericht 2017 über geologische Aufnahmen im Paläogen/Neogen auf Blatt NM 33-12-13 Hollabrunn

HOLGER GEBHARDT

Im Jahr 2017 wurden Gebiete in den tektonischen Einheiten Autochthone Molasse, Roseldorf-Zone und Waschberg-Ždánice-Einheit einschließlich der „Jüngeren (quartären) Bedeckung“ geologisch kartiert. Zusätzlich wurden im nördlichen Bereich der Waschberg-Ždánice-Einheit des Arbeitsgebietes systematisch Handbohrungen durchgeführt und biostratigraphisch ausgewertet. Die 92 Proben wurden vom Autor auf Foraminiferen und von Stjepan Čorić (GBA) auf kalkiges Nannoplankton hin untersucht. Stjepan Čorić sei an dieser Stelle herzlich für die wertvolle Unterstützung gedankt. Die bearbeiteten Gebiete befinden sich im nördlichen Drittel des Arbeitsgebietes und reichen vom westlichen Kartenblattrand (Untermallebn, Untergrub) bis Streitdorf im Osten (Autochthone Molasse, Roseldorf-Zone). Ein zweites Gebiet befindet sich im Übergangsbereich der Roseldorf-Zone zur Waschberg-Ždánice-Einheit (östlich des Senningbaches, nördlich von Bruderndorf). Ein drittes, relativ kleines Gebiet liegt östlich von Niederhollabrunn in der Waschberg-Ždánice-Einheit. Die flächenmäßige Kartierung der Waschberg-Ždánice-Einheit (Herbst 2017) war weitgehend abhängig von der im Frühjahr durchgeführten systematischen Beprobung. Trotzdem waren weitere Handbohrungen erforderlich. Die Unterscheidung und Benennung der pleistozänen und holozänen Einheiten (Junge Bedeckung) erfolgte entsprechend den Vorgaben in KRENMAYR et al. (2012). Die Benennung der übrigen Einheiten erfolgt entsprechend der vorhandenen Literatur (SCHNABEL et al., 2002 bzw. GRILL, 1962) bzw. den eigenen Beobachtungen. Eine zusammenfassende, abschließende Darstellung der typischen Faunen (Foraminiferen) und Floreninhalte (kalkiges Nannoplankton) der in den Jahren 2016 und 2017 genommenen 146 Proben ist in GEBHARDT (2018, dieser Band) enthalten.

### Kartierte Einheiten

#### Autochthone Molasse

##### Laa-Formation (Karpatum)

Die dominierenden dunkelgrauen Tonmergel und untergeordneten Sande bzw. Sandsteine entlang der meisten Ost-

und Südhänge der Täler im größten zusammenhängenden Arbeitsgebiet (siehe oben) sind in mm- bis cm-dicken Lagen geschichtet und verwittern hellgrau bzw. später grünlich (Mergel) bis gelblich (Mergel, Sandsteine). Weitere Informationen zur Lithologie sind bei GEBHARDT (2016) zu finden. Die Sedimente der Laa-Formation wurden während des Karpatiums abgelagert (z.B. ROETZEL et al., 2009), was auch meist durch die Untersuchung der Foraminiferenfaunen und Nannoplanktonfloraen aus Proben aus dem Arbeitsgebiet bestätigt wurde, teilweise erwiesen sich die Proben auch als mikrofossilieer. Bei fast allen Vorkommen wird die Laa-Formation von oft sehr geringmächtigen bzw. rudimentär erhaltenem Älterem Deckenschotter überlagert.

## Roseldorf-Zone

### ***Eisenschüssige Sande Tone und Sande (oberes Ottnangium?)***

Die Gesteine dieser Einheit wurden östlich des Mugler Baches und östlich des Senningbaches angetroffen. Die kalkfreien, dunkelgrauen dm-geschichteten Tone, Siltsteine und dünnbankigen (mm–cm) Sandsteine verwittern hellgrau bis grünlich. Sand- und Siltsteine sind im frischen Zustand ebenfalls dunkelgrau (GEBHARDT, 2016, 2018) und verwittern gelblich bis orangefarben. Toneisensteinkonkretionen (GRILL, 1962) und ihre scherbigen Bruchstücke sind ein sehr wichtiges Hilfsmittel für die Identifikation dieser lithologischen Einheit im Arbeitsgebiet, insbesondere, weil gute Oberflächenaufschlüsse nicht vorhanden waren. Weitere Informationen zur Lithologie sind bei GEBHARDT (2016) zu finden. Als Alter der Schichten wird aufgrund der großen lithologischen Ähnlichkeit mit der Traisen-Formation am Wagram und südlich der Donau das obere Ottnangium angenommen (GRILL, 1962; GEBHARDT et al., 2013). Aufgrund der Lithologie ist auch eine Parallelsierung mit dem Carbonate Minimum Interval (CMI) in der Autochthonen Molasse nach PALZER-KHOMENKO et al. (2016) bzw. der Wildendürnbach-Formation (PALZER-KHOMENKO et al., eingereicht) gut möglich. Eine spätere Zuordnung zur Wildendürnbach-Formation ist jedenfalls zu prüfen.

## Waschberg-Ždánice-Einheit

### ***Pálava-Formation (Campanium bis Maastrichtium)***

Im Umfeld der Raingrubenhöhe nordöstlich von Bruderndorf kommen die Sedimente der Pálava-Formation sensu SUMMESBERGER et al. (1999) an verschiedenen Stellen vor. Sie beinhalten sowohl glaukonitische Sandsteine (bzw. Sande), als auch graue bis grüne Mergel sowie sandige Mergel. Die Vorkommen von Glaukonitsandsteinen und Mergeln sind nicht regelhaft verteilt, weswegen beide Lithologien zusammengefasst und nicht getrennt in der Karte ausgeschieden wurden. Die flächenmäßig kartierten Vorkommen erstrecken sich östlich der Überschiebung der Waschberg-Ždánice-Einheit auf die Roseldorf-Zone bis zum westlichen Rand des Hundsberges mit Ausbissbreiten von teilweise mehreren hundert Metern. Diese sind durch Querstörungen im Abstand mehrerer hundert Meter gegeneinander versetzt, so dass sich im Kartenbild ein schachbrettartiges Muster ergibt. Die biostratigraphische Einstufung der untersuchten Proben mit teilweise exzellent erhaltenen Assoziationen (GEBHARDT, 2017) ergab ein ausschließlich spätkretazisches Alter der Schichten (Cam-

panium bis Maastrichtium, im Einklang mit früheren Ergebnissen, siehe GEBHARDT & ČORIĆ, 2014). An der Basis des Steinbruchs westlich der Raingrubenhöhe (siehe Raingrub-Formation) war im 19. Jahrhundert ein „tegeliger Sand“ aufgeschlossen, aus dem RZEHAČ (1891) die planktische Foraminiferenart *Pseudotextularia elegans* erstmals beschrieb (Typuslokalität). Eine im Streichen dieser Schichten genommene Probe durch PRIEWALDER (1973) bestätigt das Maastrichtium-Alter, wie auch die vom Autor in 2016–2017 genommenen Proben.

### ***Bruderndorfer Schichten (Paläozän)***

Die dunkelgraubraunen Mergel und einzelne, cm–dm mächtige Lagen von Lithothamnienkalken (sogenannte Nulliporenkalke) wurden an zwei kleinen Stellen kartiert: Südlich des Zeiselberges am Rand zur Roseldorf-Zone (nur Mergel) und südwestlich der Raingrubenhöhe, wo Mergel und Fossilschuttkalke mit Lithothamnien auftreten. Die biostratigraphische Einstufung der untersuchten Proben aus diesen beiden Gebieten ergab für das Vorkommen südwestlich Raingrubenhöhe frühes Danium (NP1–2 nach Nannoplankton bei Vorherrschen von planktischen Foraminiferen des frühen Maastrichtiums) sowie mittleres Paläozän (P2–3 nach planktischen Foraminiferen mit kalkigem Nannoplankton des Campaniums). Hierzu siehe auch den Abschnitt Solifluktion unten.

### ***Graue Mergel des Lutetiums***

Die grauen Mergel des Lutetiums lassen sich keiner bereits beschriebenen lithostratigraphischen Einheiten zuordnen. Die Mergel verwittern gelborange und enthalten einen hohen Sandanteil. Das einzige Vorkommen dieser Einheit befindet sich zwischen Raingrubenhöhe und Zeiselberg und bildet dort eine auffällige Anhöhe. Die Gesteine liegen direkt auf Pálava-Formation. Von SEIFERT (1980) werden sie der „Reingrubser Serie“ zugeordnet (ohne Altersdatierung). Sie enthalten jedoch planktische Foraminiferen und kalkiges Nannoplankton des späten Lutetiums (E10, NP16).

### ***Reingrub-Formation (Priabonium)***

Westlich der Raingrubenhöhe befindet sich ein alter Steinbruch, in dem gelbe, orange verwitternde, kalkige Sande bzw. Sandsteine anstehen. Sie enthalten teilweise Glaukonit, die Komponenten sind schlecht gerundet und bestehen im Wesentlichen aus der Mittelsandfraktion. Lagenweise auftretender Molluskenschutt und Großforaminiferen sind selten. Die Schichten fallen mit ca. 20° nach Osten ein. Dieser Steinbruch ist nicht nur die Typuslokalität der Reingrub-Formation, sondern auch der Nannoplanktonzone NP19 (MARTINI, 1971). Während die vom Autor genommene Probe sandig-mergeliger Schichten aus dem Südteil des Steinbruchs ein frühpriabones Alter nach planktischen Foraminiferen (E14) ergab, fand GOHRBANDT (1962) ein allgemein priabones Alter für die glaukonitischen Sande. KRHOVSKY et al. (2001) geben einen guten Überblick über den Forschungsstand. Neben der unmittelbaren Umgebung des Steinbruchs kommen Gesteine der Reingrub-Formation noch auf der südlich gegenüberliegenden Anhöhe sowie als Lesesteine an der Südseite des Zeiselberges vor.

### **Ottenthal-Formation (graugrüne Mergel des unteren Oligozäns, Kiscellium)**

Das hier beschriebene Vorkommen befindet sich SSW der Raingrubenhöhe auf der Hochfläche eines Ausläufers derselben. Die graugrünen Mergel verwittern gelbbraun und befinden sich in unmittelbarer Nachbarschaft von dunkelbraunen Mergeln und lithothamnienföhrnden Kalksteinen an der Oberfläche (Bruderndorfer Schichten). Während die kalkige Nannoplanktonassoziation ein späteozänes bis früholigozänes Alter anzeigt, kommen unter den planktischen Foraminiferen neben den Rupelium (Kiscellium) anzeigenden Arten auch viele guterhaltene Exemplare des späten Lutetiums (Zone E10) vor, die entweder aus den grauen Mergeln des Lutetiums umgelagert, oder aber durch Solifluktion bzw. Ackerbau aus bisher nicht entdeckten kleinen Schuppen eingearbeitet wurden. Aufgrund der Altersstellung ist eine Parallelisierung mit der Ottenthal-Formation möglich, lithologisch entspricht das Vorkommen am ehesten dem Ottenthal-Member des Typusprofils (RÖGL et al., 2001).

### **Schieferige Tonmergel (Auspitzer Mergel; Eggenburgium)**

Südlich der Raingrubenhöhe treten die Schieferigen Tonmergel als kleinere Schuppen zusammen mit Pálava-Formation, Bruderndorfer Schichten und Ottenthal-Formation auf. Die grünlich bis weißlich verwitternden dunkelgrauen Mergel und siltigen Mergel weisen oft geringmächtige (cm) Sandsteinlagen auf. Blockschichten (siehe unten) treten hier nicht auf. Im zweiten kartierten Gebiet zwischen Niederhollabrunn und dem Weinberg sind in die Schieferigen Tonmergel die als Blockschichten beschriebenen Debrite eingelagert. Hier ebenfalls auftretende dickbankige (60 cm), gradierte Sandsteinlagen werden als Turbidite interpretiert und fallen mit ca. 35° Richtung ESE ein. Eine ausführliche lithologische Beschreibung einschließlich des Fossilinhaltes und der Altersstellung ist in GEBHARDT & ČORIĆ (2014) zu finden. Die in den Handbohrungen der 2017 kartierten Gebiete gefundenen Foraminiferen und Nannoplanktonassoziationen bestätigen die früheren Alterseinstufungen (Eggenburgium, NN2 bis NN3).

### **Blockschichten (Eggenburgium)**

Blockschichten wurden 2017 nur auf einem kleinen Areal südwestlich des Weinberges kartiert. Die auffälligen Konglomerate und Schotter dieser als submarine Debrite interpretierten Ablagerungen sind in dem ackerbaulich genutzten Gebiet verhältnismäßig leicht als separate Lagen auszukartieren. Eine ausführliche lithologische Beschreibung einschließlich der mitgeführten Komponenten findet sich bei GEBHARDT & ČORIĆ (2014).

### **Junge Bedeckung**

#### **Älterer Deckenschotter (Höhere Terrassenschotter, Günz-Eiszeit)**

Diese Ablagerungen wurden westlich und östlich des Baches südlich von Untergrub (kein Flurname bekannt) sowie nordöstlich von Untermallebarn angetroffen. Weiter östlich kommen sie in den 2017 kartierten Gebieten nicht vor. Die Schotter bestehen größtenteils aus sehr gut gerundeten, teilweise auch relativ großen (vgl. Jüngerer De-

ckenschotter) Quarzkieseln von 1 bis 20 cm Durchmesser, untergeordnet kommen auch Kristallin- und Sandsteingerölle vor. Die Kiesel sind meistens von einer Eisenoxidschicht überzogen, die ihnen und dem Gestein eine gelbliche bis rotbraune Farbe verleiht. Sie treten in der Regel um 220 Höhenmeter an der Oberfläche auf, gelegentlich auch schon bei 210 Höhenmeter. Sie bilden oft charakteristische Schichtköpfe oder Hochflächen auf der darunterliegenden Laa-Formation.

#### **Jüngerer Deckenschotter („Jungpleistozän“)**

Die Schotter des Niveaus um 200 Höhenmeter sind generell feinkörniger (selten mehr als 2 cm Durchmesser) als die Älteren Deckenschotter und weisen nur an wenigen Stellen eine Rotverfärbung auf. Auch in diesen Schottern überwiegen Quarzkiesel. Das im Jahr 2017 auskartierte Vorkommen befindet sich nordöstlich von Untermallebarn nördlich des Ringendorfer Grabens.

#### **Löss, untergeordnet Lösslehm**

Die typischen gelblichen, kalkhaltigen, teilweise feinsandigen Silte mit kurzen Pseudomyzelien, Konkretionen (Lösskindl) und/oder Lössschnecken nehmen weite Flächen auf den Hochebenen zwischen Untermallebarn, Untergrub, Großmugl und Streitdorf ein. Löss bedeckt zudem weite Bereiche der Hangfüße entlang der N-S verlaufenden Bäche und Gräben im Bereich von Autochthoner Molasse, Roseldorf-Zone und Waschberg-Ždánice-Einheit.

#### **Solifluktions- und Flächenspülsediment**

Die braunen, meist kalkfreien Lehme treten regelmäßig im Hangfußbereich rund um Höhenzüge und in vielen Tälern mit geringem Böschungswinkel auf. In vielen kleinen Tälchen zeichnet das Vorkommen dieser Sedimente den Verlauf der ehemaligen Gerinne nach. Der Übergang zu den höher gelegenen Hangarealen mit anstehendem Gestein des Untergrundes ist durch einen Hangknick gekennzeichnet. Eine Ableitung des Lehms aus Löss ist für weite Gebiete anzunehmen. In vielen Fällen entspricht das Alter der Flächenspülsedimente dem Zeitraum der landwirtschaftlichen Nutzung, wie auch die Beobachtung von Abflussrinnen und Akkumulationskörpern nach dem Abtauen des Schnees im Frühjahr 2017 zeigen. Flächenspülsedimente befinden sich oft oberhalb von Wegen oder Straßen und enden an jenen. Solifluktion stellt in nicht wenigen Fällen ein Problem bei der Altersbestimmung von Sedimentproben aus Handbohrungen dar. Das Nebeneinander von bis zu drei Foraminiferen- und Nannoplanktonassoziationen unterschiedlichen Alters in einer Probe kann oft nur durch das Zumischen von jüngeren Sedimenten in ältere (manchmal auch umgekehrt) durch Solifluktion aus höheren Hanglagen erklärt werden (siehe Beispiele oben).

#### **Bach- oder Flussablagerung**

Talfüllungen aus fluviatilen Sedimenten und Böden wurden entlang größerer Gerinne (z.B. Ringendorfer Graben, Senningbach) sowie den kleineren Zuflüssen kartiert (ebene Fläche entlang von noch existierenden und ehemaligen Wasserläufen).

### **Anthropogene Ablagerung/Bedeckung (Anschüttung, Verfüllung, Dämme)**

Nordöstlich des Leeberges bei Großmugl befindet sich eine ehemalige Ziegelgrube, die heute als Bauschuttdeponie verwendet wird. Die Abraumhalden des ehemaligen Steinbruchs westlich der Raingrubenhöhe (siehe Abschnitt Reingrub-Formation) entsprechen weitgehend dem Ausbiss der Reingrub-Formation außerhalb des Tagebaues, sodass hier auf eine separate Kennzeichnung verzichtet wurde.

### **Strukturelle Interpretation**

Die Fortschritte der laufenden Kartierung bestätigen die bisherigen Interpretationen (z.B. GRILL, 1957, 1962; WESSELY et al., 2006) in weiten Teilen, insbesondere die Verbreitung der großen strukturellen Einheiten Autochthone Molasse, Roseldorf-Zone und Waschberg-Ždánice-Einheit. Der 2017 auskartierte Bereich der Waschberg-Ždánice-Einheit zeigt zudem deutlich das Vorhandensein zahlreicher NW-SE verlaufender Querstörungen, die sowohl die einzelnen Einheiten diese Zone gegeneinander versetzen, als auch die Grenze (Überschiebung) zwischen Roseldorf-Zone und Waschberg-Ždánice-Einheit betreffen. Auch hierbei ist mit Versätzen von mehreren hundert Metern zu rechnen. Das generelle Einfallen der Schichten in der Waschberg-Ždánice-Einheit wurde bestätigt.

### **Literatur**

- GEBHARDT, H. (2016): Bericht 2015 über geologische Aufnahmen im Paläogen/Neogen auf Blatt NM 33-12-13 Hollabrunn. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **156**, 351–353, Wien.
- GEBHARDT, H. (2017): Campanian to Maastrichtian planktic foraminifera of the Pálava Formation from the southern Waschberg-Ždánice Unit, Lower Austria. – 10<sup>th</sup> International Symposium on the Cretaceous – Abstracts. – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **120**, 94, Wien.
- GEBHARDT, H. (2018): Bericht 2016 über geologische Aufnahmen im Paläogen/Neogen auf Blatt NM 33-12-13 Hollabrunn. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **158**, 183–186, Wien.
- GEBHARDT, H. & ČORIĆ, S. (2014): Bericht 2012–2013 über geologische Aufnahmen im Paläogen/Neogen auf Blatt 5313 Hollabrunn Südost. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **154/1–4**, 365–370, Wien.
- GEBHARDT, H., ČORIĆ, S., KRENMAYR, H.-G., STEININGER, H. & SCHWEIGL, J. (2013): Neudefinition von lithostratigraphischen Einheiten des oberen Ottnangium (Untermiozän) in der alpin-karpatischen Vortiefe Niederösterreichs: Pixendorf-Gruppe, Traisen-Formation und Dietersdorf-Formation. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **153/1–4**, 15–32, Wien.
- GOHRBANDT, K. (1962). Die Kleinforaminiferen des obereozänen Anteils der Reingrub Serie bei Bruderndorf (Bezirk Korneuburg, Niederösterreich). – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, **54**, 55–145, Wien.
- GRILL, R. (1957): Geologische Karte der Umgebung von Korneuburg und Stockerau 1:50.000. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- GRILL, R. (1962): Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Korneuburg und Stockerau. – 52 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- KRENMAYR, H.-G., ČORIĆ, S., GEBHARDT, H., IGLSEDER, C., LINNER, M., MANDL, G.W., REITNER, J., ROCKENSCHAUB, M., ROETZEL, R. & RUPP, C. (2012): Generallegende der pleistozänen bis holozänen Sedimente und Verwitterungsprodukte des Periglazialraumes auf den geologischen Spezialkarten (1:50.000, 1:25.000) der Geologischen Bundesanstalt. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **152/1–4**, 57–66, Wien.
- KRHOVSKY, J., RÖGL, F. & HAMRSMID, B. (2001): Stratigraphic correlation of the Late Eocene to Early Miocene of the Waschberg Unit (Lower Austria) with the Zdanice and Pouzdřany Units (South Moravia). – In: PILLER, W. & RASSER, M.W. (Hrsg.): Paleogene of the Eastern Alps, 225–254, Wien.
- MARTINI, E. (1971): Standard Tertiary and Quaternary calcareous nannoplankton zonation. – Proceedings of the 2<sup>nd</sup> Planktonic Conference, Roma 1970, 739–785, Roma.
- PALZER-KHOMENKO, M., KNIERZINGER, W., WAGREICH, M., MESZAR, M., GIER, S., SOLIMAN, A. & KALLANXHI, M.-E. (2016): A new litho- and chemostratigraphical concept for the Miocene Lower Austrian Molasse Basin (LAMB). – GeoTiro1 2016, Abstract Volume, 255, Innsbruck.
- PALZER-KHOMENKO, M., WAGREICH, M., KALLANXHI, M.-E., SOLIMAN, A., KNIERZINGER, W., MESZAR, M. & GIER, S. (eingereicht): Facies, paleoenvironment and depositional age of the Lower Miocene Traisen Formation, Wildendürnbach Formation and “Oncophora Beds” in Lower Austria. – Austrian Journal of Earth Sciences.
- PRIEWALDER, H. (1973): Die Coccolithophoridenflora des Locus typicus von Pseudotextularia elegans (Rzehak), Reingrubenhöhe, Niederösterreich; (Maastricht). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **116**, 3–34, Wien.
- ROETZEL, R., AHL, A., GÖTZINGER, M.A., KOÇIU, A., PRISTACZ, H., SCHUBERT, G., SLAPANSKY, P. & WESSELY, G. (2009): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Erläuterungen zu Blatt 23 Hadres. – 150 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- RÖGL, F., KRHOVSKY, J., BRAUNSTEIN, R., HAMRSMID, B., SAUER, R. & SEIFERT, P. (2001): The Ottenthal Formation revised – sedimentology, micropaleontology and stratigraphic correlation of the Oligocene Ottenthal sections (Waschberg Unit, Lower Austria). – In: PILLER, W. & RASSER, M.W. (Hrsg.): Paleogene of the Eastern Alps, 291–346, Wien.
- RZEHAK, A. (1891): Die Foraminiferenfauna der alttertiären Ablagerungen von Bruderndorf in Niederösterreich, mit Berücksichtigung des angeblichen Kreidevorkommens von Leitersdorf. – Annalen des k. k. naturhistorischen Hofmuseums, **6/1**, 1–12, Wien.
- SCHNABEL, W., KRENMAYR, H.-G., MANDL, G.W., NOWOTNY, A., ROETZEL, R. & SCHARBERT, S. (2002): 1:200.000: Legende und kurze Erläuterung. – 47 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- SEIFERT, P. (1980): Das Eozän der Waschbergzone (N.Ö.) und die angrenzenden Teile des Oberpaläozän und Unteroligozän: Stratigraphie, Mikrofazies, Paläogeographie und Tektonik. – Dissertation der Formal- und Naturwissenschaftliche Fakultät, Universität Wien, 419 S., Wien.
- SUMMESBERGER, H., ŠVÁBENICKÁ, L., CECH, S., HRADECKÁ, L. & HOFMANN, T. (1999): New palaeontological and biostratigraphical data on the Klement and Pálava Formations (Upper Cretaceous) in Austria (Waschberg-Ždánice Unit). – Annalen des Naturhistorischen Museums Wien, **100 A**, 39–79, Wien.
- WESSELY, G., GANGL, G., GOTTSCHLING, P., HEINRICH, M., HOFMANN, T., LENHARDT, W., MATURA, A., PAVUZA, R., PERESSON, H. & SAUER, R. (2006): Niederösterreich. – 416 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

# Bericht 2018 über geologische Aufnahmen im Paläogen/Neogen auf Blatt NM 33-12-13 Hollabrunn

HOLGER GEBHARDT

Im Jahr 2018 wurden die verbliebenen Gebiete des südöstlichen Viertelblattes in den tektonischen Einheiten Autochthone Molasse, Roseldorf-Zone, und Waschberg-Ždánice-Einheit einschließlich der „Jüngeren (quartären) Bedeckung“ geologisch kartiert. Weiters wurden im nördlichen Bereich der Waschberg-Ždánice-Einheit des Arbeitsgebietes ergänzende Handbohrungen durchgeführt und biostratigrafisch ausgewertet. Die 29 Proben wurden vom Autor auf Foraminiferen und von Stjepan Čorić (GBA) auf kalkiges Nannoplankton hin untersucht. Die bearbeiteten Gebiete befinden sich am nördlichen und östlichen Rand des Viertelblattes. Sie reichen vom westlichen Kartenblatttrand (Obergrub) bis zum Ortseingang von Lachsfeld im Osten. Während westlich von Großmugl nur ein schmaler, W-E verlaufender Streifen auskartiert wurde, reicht das Arbeitsgebiet im Osten bis nach Niederhollabrunn im Süden. Die Unterscheidung und Benennung der pleistozänen und holozänen Einheiten (Junge Bedeckung) erfolgte entsprechend den Vorgaben in KRENMAYR et al. (2012). Die Benennung der übrigen Einheiten erfolgt entsprechend der vorhandenen Literatur (GRILL, 1962; SCHNABEL et al., 2002; ROETZEL et al., 2009), bzw. den eigenen Beobachtungen. Tabelle 1 zeigt die in den Jahren 2016 bis 2018 genommenen Proben, für die eine biostratigrafische Zuordnung zu den entsprechenden prä-pleistozänen Formationen bzw. informellen Einheiten erfolgte. Die gefundenen Foraminiferen- bzw. kalkigen Nannoplanktonassoziationen entsprechen weitgehend jenen im Bericht 2012–2013 (GEBHARDT & ČORIĆ, 2014).

## Kartierte Einheiten

### Autochthone Molasse

#### *Laa-Formation (Karpatum)*

Die dominierenden dunkelgrauen Tonmergel und untergeordneten Sande bzw. Sandsteine entlang der meisten Ost- und Südhänge der Täler sind in mm- bis cm-dicken Lagen geschichtet und verwittern hellgrau bzw. später grünlich (Mergel) bis gelblich (Mergel, Sandsteine). Östlich von Großmugl und bei Ringendorf tritt Laa-Formation auch auf den Hochflächen auf, aber auch hier nur auf den westlichen Anteilen der Höhenzüge. Östlich von Großmugl befindet sich auch eine der wenigen Stellen, wo Laa-Formation direkt an die Křepice-Formation der Roseldorf-Zone angrenzt. Die Sedimente der Laa-Formation wurden während des Karpatoriums abgelagert (z.B. ROETZEL et al., 2009), was auch durch die Untersuchung der Foraminiferenfaunen und Nannoplanktonflore aus Proben aus dem Arbeitsgebiet bestätigt wurde, sofern keine Kontamination durch Löss oder solifluidale Sedimente erfolgte.

Als weitere Fazies der Laa-Formation treten in der Gegend um Ringendorf auffällige, Geröll führende Schichten auf. Die Schichten bestehen im Wesentlichen aus Geröllen mit 1 bis 20 cm Durchmesser, vereinzelt auch aus größeren Komponenten. Es handelt sich um überwiegend hellgraue,

teilweise karbonatische Feinsandsteine, die hier vorläufig als Flyschsandsteingerölle interpretiert werden. Da im Arbeitsgebiet keine Aufschlüsse gefunden wurden, die den Schichtaufbau erkennen lassen, muss auf die Beschreibung dieser Schichten im nördlich anschließendem Kartenblatt Hadres zurückgegriffen werden (ROETZEL et al., 2009). Danach handelt es sich um matrixgestützte Kiese mit kalkigen Tonsilten und feinsandigen Silten als Matrix (Geröllmergel), die aufgrund ihres erosiven Kontaktes zum Unterlager und weiterer umgelagerter Komponenten (z.B. große Pelitschollen, Molluskenreste, Pflanzenreste etc.) als debritische Rinnenfüllungen interpretiert werden.

### Roseldorf-Zone

#### *Křepice-Formation (Eisenschüssige Sande Tone und Sande, oberes Ottnangium?)*

Die östlich der Senning-Überschiebung anstehende Křepice-Formation ist, wie auch die Laa-Formation, überwiegend auf den Westseiten der Höhenzüge aufgeschlossen, insbesondere am Wehrberg und am Schmalzberg. Die Ost- und Südhänge sind weitgehend mit Löss bedeckt. Allerdings nimmt die Lössüberdeckung nach Norden hin ab. Nördlich von Bruderndorf sind die Hänge westlich des Senningbaches nur teilweise von Löss überdeckt und in der Nähe der Nordgrenze des Arbeitsgebietes steht Křepice-Formation fast flächendeckend an. Östlich der Leitzersdorf-Überschiebung kommt Křepice-Formation nicht vor. Die kalkfreien, dunkelgrauen dm-geschichteten Tone, Siltsteine und dünnbankigen (mm–cm) Sandsteine verwittern hellgrau bis grünlich. Sand- und Siltsteine sind im frischen Zustand ebenfalls dunkelgrau und verwittern gelblich bis orangefarben. Toneisensteinkonglomerate (GRILL, 1962) und ihre scherbigen Bruchstücke sind ein sehr wichtiges Hilfsmittel für die Identifikation dieser lithologischen Einheit im Arbeitsgebiet, insbesondere bei der Unterscheidung vom Lösslehm. Weitere Informationen zur Lithologie sind bei GEBHARDT (2016a) zu finden. Als Alter der Schichten wird aufgrund der großen lithologischen Ähnlichkeit mit der Traisen-Formation am Wagram und südlich der Donau das obere Ottnangium angenommen (GRILL, 1962; GEBHARDT et al., 2013).

### Waschberg-Ždánice-Einheit

#### *Klentnice-Formation (Oxfordium bis Kimmeridgium)*

Die südlichsten Vorkommen befinden sich am Leeberg südwestlich von Niederfellabrunn. Sie erstrecken sich von hier in einem zunehmend breiteren Streifen Richtung Nordnordost. Die Vorkommen sind in der Regel kleinräumig (mehrere 10er- bis 100er Meter), einige wenige auch großräumig (Leeberg nördlich Niederfellabrunn, Hundsberg, östlich Raingrubenhöhe; mehrere 100er Meter).

Bei den Sedimenten handelt es sich um fein- bis mittelkörnige, graue Kalksandsteine bzw. sandige Kalkmergel. Sie sind teilweise mürbe und zerfallen bei Verwitterung zu sandigen Tonmergeln. Auf frischen Bruchflächen fallen glitzernde Kristallflächen von sandigen und biogenen Komponenten auf, die dem Gestein ein dolomitartiges Erscheinungsbild verleihen. Der Rückstand der Schlammproben enthält zahlreiche Echinodermen- und Muschelfragmente sowie typische, von Trocholinen und Nodosariiden dominierte, benthische Foraminiferenasso-

ziationen. Erhaltene Makrofossilien sind im Arbeitsgebiet extrem selten. Es wurden nur vereinzelte Ammoniten- und Bivalvenreste gefunden. Für viele der kleinräumigen Vorkommen wird angenommen, dass es sich um Olistholithe in der Ždánice-Hustopeče-Formation (Schieferige Tonmergel) bzw. den Blockschichten handelt. Zumindest die größeren Vorkommen sind an Schuppengrenzen gebunden.

#### ***Pálava-Formation (Campanium bis Maastrichtium)***

Gesteine der Pálava-Formation wurden südöstlich und östlich der Reingrubenhöhe, westlich des Hundsberges und im Bereich der Leeberge (Hügelgräber) westlich und nördlich von Niederfellabrunn gefunden. Die Vorkommen dort sind eng mit den Gesteinen der Klentnice-Formation (Oberuura) verbunden. Die Gesteine der Pálava-Formation beinhalten sowohl glaukonitische Sandsteine (bzw. Sande), als auch graue bis grüne Mergel sowie sandige Mergel. Nördlich und westlich von Niederfellabrunn finden sich auf den landwirtschaftlich genutzten Flächen zahlreiche, annähernd kugelförmige Konkretionen aus grünen (glaukonitischen?) Körnern. Die biostratigrafische Einstufung der untersuchten Proben mit teilweise exzellent erhaltenen planktischen Foraminiferenassoziationen (GEBHARDT, 2018a) ergab ein ausschließlich spätkretazisches Alter der Schichten (Campanium bis Maastrichtium).

#### ***Bruderndorfer Schichten (Paläozän)***

Von den dunkelgrauen Mergeln und einzelnen, cm–dm mächtigen Lagen von Lithothamnienkalken (sogenannte Nulliporenkalke) wurden mehrere kleinräumige Vorkommen rund um die Raingrubenhöhe entdeckt. Sie befinden sich an Schuppengrenzen und sind jeweils mit Vorkommen von Pálava-Formation (und anderen Einheiten) verknüpft.

#### ***Graue Mergel des Lutetiums***

Die grauen Mergel des Lutetiums lassen sich keiner bereits beschriebenen lithostratigrafischen Einheit zuordnen. Die Mergel verwittern gelborange und enthalten einen teilweise hohen Sandfraktionsanteil. Die Vorkommen sind kleinräumig und es bleibt unklar, ob es sich um Olistholithe, also um Komponenten der Blockschichten handelt, oder um Schuppen bzw. Schürflinge. Von Nord nach Süd geordnet befinden sich die Vorkommen westlich der Höhe 304 m, östlich und südöstlich der Flur Grünstatt, am westlichen Rand des Nordendes des Praunsberges sowie an dessen Südende.

#### ***Waschberg-Formation (Ypresium–basales Lutetium)***

Gesteine der Waschberg-Formation wurden in 2018 am Praunsberg und in der Nordhälfte und am Westhang des sich an diesem südlich anschließenden Höhenzug auskartiert. Die gelblich bis rotbraun verwitternden Sandsteine und Konglomerate weisen einen hohen, aber stark variierenden Anteil an kalkigen Biogenen auf (Nummuliten, Mollusken, Corallinaceen u.a.). In den ehemaligen Steinbrüchen am Südende des Praunsberges sind mehrere Ablagerungszyklen mit gradierten Schichtungen (fining-upward) und Entwässerungsstrukturen gut aufgeschlossen, die auf Debrite bzw. turbiditische Ablagerungen schließen lassen. Eine ausführliche Gesteinsbeschreibung ist in GEBHARDT & ČORIĆ (2014) und TORRES-SILVA & GEBHARDT (2015) zu finden. Die Großforaminiferenassozia-

tionen zeigen ein Ypresium- bis basales Lutetium-Alter an (TORRES-SILVA & GEBHARDT, 2015), die Alter nach planktischen Foraminiferen aus den Mergelzwischenlagen bestätigen diese Einstufungen (GEBHARDT & ČORIĆ, 2014).

#### ***Graue Mergel des Priaboniums***

Die grauen, gelborange verwitternden Mergel des Priaboniums lassen sich keiner bereits in der Literatur beschriebenen lithostratigrafischen Einheit zuordnen. Es wurden kleinräumige Vorkommen am Nordende des Praunsberges und in der Nordostecke des Viertelblattes in direkter Nachbarschaft zu Blockschichten entdeckt.

#### ***Ottenthal-Formation (Graugrüne Mergel des unteren Oligozäns, Kiscellium)***

Die kleinräumigen Vorkommen befinden sich in der Nordostecke des Viertelblattes (Fortsetzung auf GK 23 Hadres; ROETZEL et al., 2009) und SSW der Raingrubenhöhe auf der Hochfläche eines Ausläufers derselben. Die AltersEinstufung aufgrund der planktischen Foraminiferen- und Nannoplanktonassoziationen ermöglicht die Parallelisierung mit der Ottenthal-Formation (siehe auch frühere Aufnahmeberichte, GEBHARDT, 2018b, c).

#### ***Michelstetten-Formation (Mergel des basalen unteren Miozäns, spätes Egerium)***

Zwei kleinräumige Gebiete am Zeiselberg und südlich der Raingrubenhöhe wurden aufgrund der biostratigrafischen Einstufung (Nannoplankton-Zone NN1) des Probenmaterials dem basalen unteren Miozän bzw. späten Egeriums, der Michelstetten-Formation zugeordnet. Es handelt sich um graugrüne Tonmergel (Zeiselberg) bzw. graue Mergel mit rosa bis dunkelbraunen Sandlagen (Raingrubenhöhe). Die Lithologie ist im Kartiergebiet nur aus den Handbohrungen bekannt und stimmt mit der auf dem Kartenblatt 23 Hadres (ROETZEL et al., 2009) weitgehend überein.

#### ***Ždánice-Hustopeče-Formation (Schieferige Tonmergel, Auspitzer Mergel; Eggenburgium)***

Die Schichten treten im gesamten Bereich der Waschberg-Ždánice-Einheit, mit Ausnahme des äußersten westlichen Randes, auf. Kartiert wurde die Ždánice-Hustopeče-Formation zwischen Weinberg im Süden über die Raingrubenhöhe bis zum Dornberg am nördlichen Blattrand. Im Osten reicht sie ebenfalls bis zum Rand des Viertelblattes. Die grünlich bis weißlich verwitternden dunkelgrauen Mergel und siltigen Mergel weisen oft Sandsteinlagen stark unterschiedlicher Mächtigkeit auf. Zwar überwiegen dünne Lagen (mm–cm), doch treten auch solche mit mehr als 1 m Dicke auf. An der Westflanke des Weinberges sind an einer gut aufgeschlossenen Böschung dm- bis m-mächtige Sandsteinbänke mit gradierter Schichtung (fining-upward) und Mergel zu finden (turbiditische Sedimentation). Blockschichten sind innerhalb der Ždánice-Hustopeče-Formation weit verbreitet, insbesondere am Weinberg. Sie treten nach Norden hin jedoch seltener auf (siehe unten). Eine ausführliche lithologische Beschreibung einschließlich des Fossilinhaltes und der Altersstellung ist in GEBHARDT & ČORIĆ (2014) zu finden. Die Foraminiferen und Nannoplanktonassoziationen bestätigen die früheren Alterseinstufungen (Eggenburgium, NN2 bis NN3).

### **Blockschichten (Eggenburgium)**

Blockschichten treten im selben Bereich auf wie die Ždánice-Hustopeče-Formation (siehe oben). Konglomerate mit hohem Kristallingeröllanteil und Schotter dieser als submarine Debrite (GEBHARDT & ČORIĆ, 2014) interpretierten Ablagerungen wurden als eigene Einheit auskartiert. Die oft deutlich als längliche Erhebungen erkennbaren Sedimentkörper streichen generell SSW–NNE. Am Weinberg biegen sie jedoch nach WSW–ESE um.

### **Junge Bedeckung**

#### **Älterer Deckenschotter (Höhere Terrassenschotter, Günz-Eiszeit)**

Das einzige in 2018 kartierte Vorkommen befindet sich östlich von Großmugl am südlichen Rand des Talbodens des Ottendorfer Baches. Es bildet hier eine schmale Terrassenfläche oberhalb des Fahrweges. Die Schotter entsprechen auch von der Höhenlage (220 m) den bisherigen Beschreibungen (z.B. GEBHARDT, 2016a).

#### **Jüngerer Deckenschotter („Jungpleistozän“)**

In 2018 wurde nur ein Vorkommen des jüngeren Deckenschotters angetroffen. Es befindet sich südlich des Senningbaches zwischen Streitdorf und Niederfellabrunn. Die Schotter bestehen überwiegend aus Quarzkieseln, sind relativ feinkörnig (Korndurchmesser generell < 2 cm) und bilden eine flache Geländeerhebung (wenige dm) am Rande des Talbodens. Auch das Niveau von 200 Höhenmetern ist typisch für diese Kartierungseinheit.

#### **Löss, untergeordnet Lösslehm**

Die typischen gelblichen, kalkhaltigen, teilweise feinsandigen Silte mit kurzen Pseudomyzelien, Konkretionen (Lösskindl) und/oder Lössschnecken nehmen weite Flächen auf den Hochebenen und den Ostabhängen der Höhenzüge zwischen Untergrub, Ringendorf, Streitdorf und Niederfellabrunn ein. Löss bedeckt zudem weite Bereiche der Hangfüße entlang der N–S verlaufenden Bäche und Gräben im Bereich von Autochthoner Molasse, Roseldorfzone und Waschberg-Ždánice-Einheit. Zum nördlichen Rand des Arbeitsgebietes und zur Waschberg-Ždánice-Einheit hin nimmt die geschlossene Lössbedeckung mit der Höhenzunahme und Exponiertheit ab. Teilweise zeichnen sich deutliche Dünenformen ab (z.B. Flur Nesselbrunn südöstlich Raingrubenhöhe).

#### **Gleit- und Fließmassen, Abrisskanten (Würm bis Spätglazial, teilweise rezent)**

Das Vorkommen von Massenbewegungsablagerungen wurde an mehreren Stellen im Arbeitsgebiet auskartiert (LOTTER & GEBHARDT, 2018, dieser Band). Dabei handelt es sich um Gleit- und Fließmassen, teilweise auch Erdstromablagerungen, die feine und grobe Komponenten bis Blockgröße je nach Herkunftsgebiet enthalten können (z.B. Waschberg-Formation, Blockschichten). Großräumige Ablagerungen (mehrere 100 m Erstreckung) wurden südlich des Praunsberges kartiert. Kleinräumige Vorkommen sind nur wenige 10er Meter groß und befinden sich in Obergrub, am Weinberg und südlich des Praunsberges. Die jeweiligen Abrisskanten wurden, sofern deutlich im Gelände oder Laserscan erkennbar, ebenfalls verzeichnet.

### **Soliflukts- und Flächenspülsediment**

Die braunen, meist kalkfreien Lehme treten regelmäßig im Hangfußbereich rund um Höhenzüge und in vielen Tälern mit geringem Böschungswinkel auf. In vielen kleinen Tälern zeichnet das Vorkommen dieser Sedimente den Verlauf der ehemaligen Gerinne nach. Der Übergang zu den höher gelegenen Hangarealen mit anstehendem Gestein des Untergrundes ist durch einen Hangknick gekennzeichnet. Eine Ableitung des Lehms aus Löss ist für weite Gebiete anzunehmen.

#### **Bach- oder Flussablagerung**

Talfüllungen aus fluviatilen Sedimenten und Böden wurden entlang größerer Gerinne (z.B. Ringendorfer Graben, Mugler Bach, Ottendorfer Bach, Senningbach) sowie den kleineren Zuflüssen kartiert (ebene Fläche entlang von noch existierenden und ehemaligen Wasserläufen).

#### **Schwemmfächer**

Deutliche kegelförmige morphologische Erhebungen in Verbindung mit Einmündungen von Bächen oder Taleinkerbungen wurden an zwei Stellen im Senningbachtal nördlich Bruderndorf kartiert.

#### **Anthropogene Ablagerung/Bedeckung (Anschüttung, Verfüllung, Dämme)**

Künstliche Auffüllungen mit Bauschutt größeren Ausmaßes befinden sich nördlich von Bruderndorf als Auffüllung eines Grabens oder, weiter nördlich, als Hangstabilisierung entlang eines rutschungsgefährdeten Prallhanges. Am Westrand von Niederfellabrunn befindet sich eine größere betonierete Fläche, die als Rübenlagerplatz genutzt wird.

### **Strukturelle Interpretation**

Die bereits in den Vorjahren beschriebene Haselbach-Schuppe (GEBHARDT, 2016b) setzt sich bis in den Bereich östlich von Bruderndorf fort, ist hier aber mit (wiederum) eingeschuppten oberjurassischen Sedimenten verknüpft (Klentnice-Formation). Nordöstlich von Bruderndorf erfolgt ein deutlicher sinistraler Versatz der Leitersdorf-Überschiebung um ca. 800–900 m. Da in diesem Bereich nur pleistozäne und holozäne Ablagerungen vorkommen, konnte der genaue Versatzbetrag nur abgeschätzt werden. Westlich des Senningbaches konnte nahe der nördlichen Blattgrenze an zwei Stellen in Sedimenten der Křepice-Formation (Roseldorf-Zone) das Schichteinfallen gemessen werden (ca. 30° in südöstlicher Richtung). Der Verlauf der Senning-Überschiebung am Westrand der Roseldorf-Zone entspricht weitgehend dem in GRILL (1957) dargestellten Verlauf.

Insgesamt ergibt sich für die Waschberg-Ždánice-Einheit im Bereich nördlich von Niederhollabrunn ein differenziertes strukturgeologisches Bild. Die südliche Hälfte um Niederfellabrunn ist zweigeteilt in die westliche Haselbach-Schuppe und einen östlichen Bereich aus überwiegend untermiozänen Ablagerungen einschließlich Waschberg-Formation. Nördlich des Versatzes der Leitersdorf-Überschiebung bei Bruderndorf ist die Waschberg-Ždánice-Einheit in mehrere Schuppen gegliedert, die wiederum an Seitenverschiebungen versetzt wurden. Da-



mit ergibt sich auch, im Gegensatz zum südlich anschließenden Abschnitt, ein unterschiedlich starker Versatz der Leitersdorf-Überschiebung nach Westen. Zumindest ein Teil der Störungen zeichnet sich auch deutlich im Gewässernetz ab.

## Literatur

- GEBHARDT, H. (2016a): Bericht 2015 über geologische Aufnahmen im Paläogen/Neogen auf Blatt NM 33-12-13 Hollabrunn. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **156**, 351–353, Wien.
- GEBHARDT, H. (2016b): New results from field mapping at the southern end of the Waschberg-Ždánice Unit: Consequences for structural interpretation and paleogeography. – Molasse Meeting 2016 and 18<sup>th</sup> Conference on Upper Tertiary, Brno, Abstracts book, 9, Brno.
- GEBHARDT, H. (2018a): Campanian to Maastrichtian planktic foraminifera of the Pálava Formation may point to southward flow of boreal waters into the Penninic Ocean. – Pangeo Austria 2018. – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **128**, 32, Wien.
- GEBHARDT, H. (2018b): Bericht 2016 über geologische Aufnahmen im Paläogen/Neogen auf Blatt NM 33-12-13 Hollabrunn. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **158**, 183–186, Wien.
- GEBHARDT, H. (2018c): Bericht 2017 über geologische Aufnahmen im Paläogen/Neogen auf Blatt NM 33-12-13 Hollabrunn. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **158**, 186–189, Wien.
- GEBHARDT, H. & ČORIĆ, S. (2014): Bericht 2012–2013 über geologische Aufnahmen im Paläogen/Neogen auf Blatt 5313 Hollabrunn Südost. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **154/1–4**, 365–370, Wien.
- GEBHARDT, H., ČORIĆ, S., KRENMAYR, H.-G., STEININGER, H. & SCHWEIGL, J. (2013): Neudefinition von lithostratigraphischen Einheiten des oberen Otnangium (Untermiozän) in der alpin-karpatischen Vortiefe Niederösterreichs: Pixendorf-Gruppe, Traisen-Formation und Dietersdorf-Formation. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **153/1–4**, 15–32, Wien.
- GRILL, R. (1957): Geologische Karte der Umgebung von Korneuburg und Stockerau 1:50.000. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- GRILL, R. (1962): Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Korneuburg und Stockerau. – 52 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- KRENMAYR, H.-G., ČORIĆ, S., GEBHARDT, H., IGLSEDER, C., LINNER, M., MANDL, G.W., REITNER, J., ROCKENSCHAUB, M., ROETZEL, R. & RUPP, C. (2012): Generallegende der pleistozänen bis holozänen Sedimente und Verwitterungsprodukte des Periglazialraumes auf den geologischen Spezialkarten (1:50.000, 1:25.000) der Geologischen Bundesanstalt. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **152/1–4**, 57–66, Wien.
- LOTTER, M. & GEBHARDT, H. (2018): Bericht 2018 über geologische Aufnahmen quartärer Sedimente und Formen (Solifluktion, gravitative Massenbewegungen) auf Blatt NM 33-12-13 Hollabrunn. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **158**, 197–199, Wien.
- ROETZEL, R., AHL, A., GÖTZINGER, M.A., KOČIU, A., PRISTACZ, H., SCHUBERT, G., SLAPANSKY, P. & WESSELY, G. (2009): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Erläuterungen zu Blatt 23 Hadres. – 150 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- SCHNABEL, W., KRENMAYR, H.-G., MANDL, G.W., NOWOTNY, A., ROETZEL, R. & SCHARBERT, S. (2002): Geologische Karte von Niederösterreich 1:200.000: Legende und kurze Erläuterung. – 47 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- TORRES-SILVA, A.I. & GEBHARDT, H. (2015): Eocene larger benthic foraminifera (nummulitids, orthophragminids) from the Waschberg-Ždánice Unit, Lower Austria. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **155/1–4**, 99–110, Wien.

Proben	Formation	Rechtswert (UTM 33)	Hochwert (UTM 33)
GEB16/03/07-1	Pálava	592968	5364457
GEB16/03/09-1	Pálava	593361	5365086
GEB16/03/10-1	Pálava	594173	5365486
GEB16/03/11-2	Ždánice-Hustopeče	593600	5364603
GEB16/03/11-3	Ždánice-Hustopeče	593409	5364285
GEB16/03/24-1	Bruderndorfer Schichten	598022	5366462
GEB16/03/24-3	Laa	587210	5367476
GEB16/11/14-1	Laa	586326	5369388
GEB16/11/14-2	Laa	586643	5369126
GEB16/11/21-1	Pálava	596074	5371538
GEB16/11/21-4	Reingrub	596232	5371426
GEB16/11/21-5	Klentnitz	596763	5369779
GEB16/11/22-1	Ždánice-Hustopeče	596703	5370316
GEB16/11/22-2	Ottental	596585	5370709
GEB16/11/22-3	Ždánice-Hustopeče	596428	5370604
GEB16/11/22-4	Pálava	596273	5370566
GEB16/11/22-5	Pálava	596293	5370621
GEB16/11/22-6	Pálava	597609	5371048
GEB16/11/23-1	Ždánice-Hustopeče	597973	5367765
GEB16/11/23-3	Waschberg	598262	5368600
GEB16/11/23-4	Lutet-Mergel	598169	5368540

Proben	Formation	Rechtswert (UTM 33)	Hochwert (UTM 33)
GEB16/11/23-5	Ždánice-Hustopeče	597899	5368574
GEB16/11/25-1	Lutet-Mergel	598507	5368332
GEB16/11/25-2	Lutet-Mergel	598473	5368209
GEB16/11/25-3	Ždánice-Hustopeče	598487	5368058
GEB16/11/25-4	Ždánice-Hustopeče	598141	5368478
GEB16/11/28-2	Lutet-Mergel	598186	5366818
GEB16/11/28-3	Bruderndorfer Schichten	598129	5366599
GEB16/11/28-4	Lutet-Mergel	598240	5366933
GEB16/11/29-1	Ždánice-Hustopeče	597193	5367169
GEB16/11/29-2	Ždánice-Hustopeče	597163	5367081
GEB16/11/29-3	Ždánice-Hustopeče	597163	5367081
GEB16/11/30-1	Ždánice-Hustopeče	598474	5367530
GEB16/11/30-2	Ždánice-Hustopeče	598477	5367680
GEB16/11/30-3	Lutet-Mergel	598079	5367342
GEB16/12/05-1	Ždánice-Hustopeče	597793	5368797
GEB16/12/05-2	Ždánice-Hustopeče	598114	5368635
GEB16/12/05-3	Pálava	596315	5369354
GEB16/12/05-4	Klentnitz	596382	5369345
GEB16/12/05-5	Pálava	596633	5369210
GEB16/12/05-6	Pálava	596742	5369233
GEB16/12/05-7	Ždánice-Hustopeče	597057	5369058
GEB16/12/06-1	Pálava	596581	5371918
GEB16/12/06-2	Bruderndorfer Schichten	596441	5371875
GEB16/12/06-3	Pálava	596512	5371723
GEB16/12/06-4	Lutet-Mergel	596566	5371678
GEB16/12/06-5	Pálava	598360	5372669
GEB16/12/06-6	Pálava	598454	5372656
GEB17/03/02-1	Laa	587578	5369234
GEB17/03/02-2	Laa	587940	5369632
GEB17/03/07-2	Laa	591228	5369548
GEB17/03/14-21	Ždánice-Hustopeče	596451	5371361
GEB17/03/15-4	Ždánice-Hustopeče	597031	5371139
GEB17/03/15-5	Ždánice-Hustopeče	597113	5371165
GEB17/03/15-6	Ždánice-Hustopeče	597143	5371086
GEB17/03/15-8	Klentnitz	597338	5371170
GEB17/03/15-9	Ždánice-Hustopeče	597562	5371085
GEB17/03/15-10	Lutet-Mergel	597706	5371026
GEB17/03/15-11	Ždánice-Hustopeče	597745	5371020
GEB17/03/15-12	Ždánice-Hustopeče	597789	5371056
GEB17/03/15-13	Ždánice-Hustopeče	597976	5371013
GEB17/03/15-14	Ždánice-Hustopeče	598135	5370920
GEB17/03/15-15	Ždánice-Hustopeče	598386	5370801
GEB17/03/15-16	Ždánice-Hustopeče	598500	5370697
GEB17/03/16-6	Ždánice-Hustopeče	597674	5371401
GEB17/03/16-8	Ždánice-Hustopeče	598080	5371406
GEB17/03/16-9	Ždánice-Hustopeče	598221	5371449
GEB17/03/16-10	Ždánice-Hustopeče	598390	5371339
GEB17/03/16-11	Ždánice-Hustopeče	598498	5372452

Proben	Formation	Rechtswert (UTM 33)	Hochwert (UTM 33)
GEB17/03/16-12	Ždánice-Hustopeče	598414	5372484
GEB17/03/16-13	Ottental	598270	5372624
GEB17/03/21-1	Ždánice-Hustopeče	598412	5372242
GEB17/03/21-2	Ždánice-Hustopeče	598317	5372271
GEB17/03/21-3	Ždánice-Hustopeče	598206	5372182
GEB17/03/21-4	Ždánice-Hustopeče	598059	5372402
GEB17/03/21-5	Ždánice-Hustopeče	597599	5372797
GEB17/03/21-6	Blockschichten	597661	5372556
GEB17/03/21-7	Křepice	596716	5372420
GEB17/03/21-8	Michelstetten	596942	5372394
GEB17/03/21-10	Klentnitz	597320	5372156
GEB17/03/21-11	Ottental	597572	5372233
GEB17/03/21-12	Ottental	597431	5371935
GEB17/03/21-13	Klentnitz	597680	5371944
GEB17/03/22-1	Ždánice-Hustopeče	597899	5370307
GEB17/03/22-2	Ždánice-Hustopeče	597813	5370340
GEB17/03/22-5	Ždánice-Hustopeče	597266	5370637
GEB17/03/22-6	Ždánice-Hustopeče	597085	5370661
GEB17/03/22-7	Klentnitz	596981	5370717
GEB17/03/22-9	Pálava	596400	5368874
GEB17/03/22-11	Pálava	596152	5368887
GEB17/03/22-12	Pálava	596050	5368828
GEB17/03/22-15	Klentnitz	596000	5368709
GEB17/03/23-4	Ždánice-Hustopeče	597098	5367642
GEB17/03/23-5	Ždánice-Hustopeče	597439	5367599
GEB17/03/23-6	Ždánice-Hustopeče	598293	5369543
GEB17/03/23-7	Lutet-Mergel	598369	5369546
GEB17/03/23-9	Ždánice-Hustopeče	598069	5369610
GEB17/03/23-11	Ždánice-Hustopeče	597862	5369741
GEB17/03/23-12	Ždánice-Hustopeče	597598	5369740
GEB17/03/24-1	Michelstetten	596854	5370785
GEB17/03/24-2	Ždánice-Hustopeče	596792	5370833
GEB17/03/24-3	Ždánice-Hustopeče	596713	5370766
GEB17/03/24-4	Ottental	596525	5370635
GEB17/03/24-5	Ždánice-Hustopeče	596375	5370694
GEB17/03/24-6	Pálava	596297	5370739
GEB17/03/24-7	Křepice	595891	5370748
GEB17/03/24-8	Pálava	596463	5371329
GEB17/03/27-1	Laa	586235	5370169
GEB17/03/28-1	Laa	587863	5369958
GEB17/03/31-1	Laa	587971	5371660
GEB17/04/04-2	Laa	588879	5371572
GEB17/11/22-1	Ždánice-Hustopeče	596212	5367189
GEB17/11/22-2	Ždánice-Hustopeče	597097	5367379
GEB17/11/23-1	Pálava	595933	5370116
GEB17/11/23-2	Pálava	596096	5370092
GEB17/11/24-1	Křepice	595959	5371399
GEB17/11/24-2	Pálava	596111	5371326

Proben	Formation	Rechtswert (UTM 33)	Hochwert (UTM 33)
GEB17/11/24-3	Pálava	596090	5371158
GEB17/11/27-1	Pálava	596274	5371009
GEB17/11/27-2	Ždánice-Hustopeče	596580	5370959
GEB17/11/27-3	Bruderndorfer Schichten	596646	5370856
GEB17/11/28-1	Pálava	596392	5370371
GEB17/11/28-2	Pálava	596560	5370570
GEB17/11/28-3	Pálava	596477	5370163
GEB17/11/28-4	Pálava	596535	5370298
GEB17/11/28-5	Ždánice-Hustopeče	596809	5370573
GEB17/12/07-1	Pálava	596381	5371320
GEB18/03/09-1	Laa	592390	5371924
GEB18/03/22-1	Laa	588852	5372369
GEB18/03/27-1	Ždánice-Hustopeče	597062	5370224
GEB18/03/27-2	Klentnitz/Soli	596827	5369923
GEB18/03/27-3	Pálava	596752	5369873
GEB18/03/29-1	Ždánice-Hustopeče	597531	5372492
GEB18/03/29-2	Lutet-Mergel	597731	5372305
GEB18/04/03-1	Lutet-Mergel	597571	5371231
GEB18/04/03-2	Blockschichten	597750	5371169
GEB18/04/03-3	Ždánice-Hustopeče	597708	5371006
GEB18/04/03-4	Klentnitz	597640	5371990
GEB18/04/04-2	Blockschichten	597000	5370922
GEB18/04/04-3	Ždánice-Hustopeče	596791	5371015
GEB18/04/04-4	Pálava	596623	5371275
GEB18/04/05-1	Ždánice-Hustopeče	597064	5371528
GEB18/04/05-2	Lutet-Mergel	597577	5371584
GEB18/04/05-3	Klentnitz	597491	5371892
GEB18/04/05-4	Klentnitz	597272	5371954
GEB18/04/06-1	Klentnitz	597629	5371968
GEB18/04/06-2	Blockschichten	598339	5371725
GEB18/04/06-4	Reingrub	598358	5372577
GEB18/04/09-1	Ždánice-Hustopeče	598192	5371289
GEB18/04/09-2	Blockschichten	597741	5371502
GEB18/04/10-1	Ždánice-Hustopeče	598611	5369574
GEB18/04/10-2	Reingrub	598415	5369708
GEB18/04/10-3	Lutet-Mergel	598127	5368855
GEB18/04/11-3	Pálava	596330	5369172
GEB18/04/12-1	Klentnitz	595602	5367865
GEB18/04/12-2	Klentnitz	596298	5369057

Tab. 1.

Die in den Jahren 2016 bis 2018 genommenen Proben, für die eine biostratigrafische Zuordnung zu den entsprechenden prä-pleistozänen Formationen bzw. informellen Einheiten auf Blatt NM 33-12-13 Hollabrunn erfolgte (siehe auch GEBHARDT, 2018b, c).

# Bericht 2018 über geologische Aufnahmen quartärer Sedimente und Formen (Solifluktion, gravitative Massenbewegungen) auf Blatt NM 33-12-13 Hollabrunn

MICHAEL LOTTER & HOLGER GEBHARDT

Im März 2018 fand auf Basis der geologischen Neukartierungen von GEBHARDT & ČORIĆ (2014) sowie GEBHARDT (2016a, b) die Aufnahme von gravitativen Massenbewegungen und geli-/solifluidalen Prozessen des Periglazialraumes auf dem Kartenblatt Hollabrunn (NM 33-12-13) statt. Die Arbeiten konzentrierten sich reliefbedingt überwiegend entlang des SW-NE verlaufenden Höhenzuges Waschberg (388 m) – Michelberg (409 m) – Weinberg (358 m) – Praunsberg (344 m) im Bereich der Waschbergzone, die hier die Fortsetzung der allochthonen („subalpinen“) Molasse nördlich der Donau darstellt.

Die Geologie des Arbeitsgebietes ist durch die dominierende Verbreitung der „Schieferigen Tonmergel“ (GRILL, 1962; korreliert mit der Ždánice-Hustopeče-Formation, ehemalige „Auspitzer Mergel“, vgl. WESSELY, 2006; SCHNABEL et al., 2002; ROETZEL, 2007; RÖGL et al., 2009) geprägt. Der genannte Höhenzug ist zudem durch darin eingeschaltete „Blockschichten“ (exotische, vor allem kristalline und sedimentäre Gerölle bis Blockgröße) charakterisiert, die als relative Härtlinge häufig zu erkennbaren Hangversteilungen führen. Der Top des Höhenzuges wird am Waschberg, Michelberg und Praunsberg durch die in Form tektonischer Schuppen aufliegenden Waschberg-Schichten („Waschbergkalk“, fossilreiche detritische Kalke mit hohem siliziklastischem Anteil) aufgebaut. Somit liegen dort diese relativ harten, kompetenten Gesteine den relativ weichen, inkompetenten und offensichtlich vor allem für Fließprozesse anfälligen „Schieferigen Tonmergeln“ auf. Die „Eisenschüssigen Tone und Sande“ (GRILL, 1962; Krepice-Formation) bilden den westlich davon gelegenen Teil der Waschbergzone (Roseldorf-Zone) und sind großflächig von Löss/Lösslehm, Älterem und Jüngerem Deckenschotter bedeckt.

Nomenklatorisch orientiert sich die Beschreibung der erhobenen quartären Ablagerungen und Prozesse an KRENMAYR et al. (2012) sowie an der von der GBA-Arbeitsgruppe Quartär vorgeschlagenen noch unveröffentlichten Auswahl und Definition der für die geologische Kartierung zu verwendenden Quartärbegriffe. Die Klassifikation gravitativer Massenbewegungen erfolgt demnach mit einem prozessorientierten Bearbeitungsansatz, der auf deren Kinematik (Bewegungsmechanismus) und Materialzusammensetzung (Fest-, Lockergestein) basiert (ZANGERL et al., 2008; siehe dort weiterführende Literatur).

## Geli-Solifluktionsablagerungen des Periglazialraumes

Die auffälligen „Schuttinseln“ vorzugsweise im unteren westlichen Hangbereich bzw. auf langgestreckten, flachen, nach Westen vorspringenden Geländerücken (Riedel) des Höhenzuges Waschberg–Michelberg bestehen aus eckigen bis kantengerundeten Kiesen, Steinen und Blöcken der Waschberg-Schichten in einer feinkörnigen, bindigen, tonig-schluffig-sandigen Matrix. Die Herkunft der Komponenten ist auf den Gipfelbereich von Waschberg und

Michelberg einzugrenzen, wo die Ausgangsgesteine anstehen. Die durchschnittliche Hangneigung zwischen Herkunfts- und Ablagerungsbereich beträgt maximal 8–9°. Dabei treten im Gipfelbereich (Herkunftsbereich, Deckplatten aus Waschberg-Schichten) Hangneigungen bis ca. 12° auf. Im distalen Ablagerungsbereich der „Waschberg-Schichten-Schuttinseln“ beträgt die Hangneigung meist unter 5°. Die Ablösung von Gleitschollen aus Waschberg-Schichten als gravitativer Massenbewegungsprozess ist lokal im Gipfelbereich durchaus vorstellbar, zumal die unterlagernden „Schieferigen Tonmergel“ offenbar schon ab einer Hangneigung von 10–12° zu Instabilitäten neigen. Die Zerlegung der harten Gesteine und der Materialtransport zusammen mit Verwitterungsmaterial der weichen „Schieferigen Tonmergel“ in den vorliegenden Ablagerungsbereich kann bei den geringen Hangneigungen über die gesamte Reichweite und in Übereinstimmung mit morphologischen Merkmalen nur durch geli-solifluidale Prozesse unter Permafrostbedingungen des ehemaligen Periglazialraumes erklärt werden. Dabei scheint die am Waschberg und am Michelberg nach Südwesten bis Westen mit dem Hang einfallende Bankung der Deckplatten (dip slope-Situation) die Geli-Solifluktionsprozesse strukturell begünstigt zu haben, da sich diese auf die Westseite der Anhöhen beschränken und ostseitig (Einfallen gegen den Hang) gar nicht entwickelt sind. Über den Ablösungsprozess sind ansonsten keine genaueren Aussagen möglich, da der Herkunftsbereich durch intensiven, jahrhundertelangen Abbau der Waschberg-Schichten im Steinbruchbetrieb anthropogen komplett umgestaltet wurde und keine natürlichen morphologischen Formen mehr auszumachen sind.

Auch eine im Senningbachtal nordwestlich von Leitersbrunnerfeld in den Talboden hineinragende Vorwölbung des Hanges mit umgelagerten gerundeten bis gut gerundeten Kiesen und Steinen des Jüngeren Deckenschotter über „Eisenschüssigen Tonen und Sanden“ und seitlicher Löss-Bedeckung ist bei einer durchschnittlichen Hangneigung von maximal 5–7° ebenfalls geli-solifluidalen Ursprungs.

Die Genese und Zusammensetzung dieser pleistozänen Sedimentneubildungen wird in KRENMAYR et al. (2012) treffend beschrieben unter der Legendenausscheidung **11 Solifluktions- und Flächenspülungssediment (Ton, Silt, Sand, lehmig, reich an groben Komponenten)**.

In Anlehnung an KRENMAYR et al. (2012) und an die in Ausarbeitung befindlichen Begriffskataloge der Geologischen Landesaufnahme für Quartär und Massenbewegungen können diese Sedimente als **Geli-Solifluktionsablagerung (Ton, Silt, Sand), reich an groben Komponenten (Kies, Steine, Blöcke aus Waschberg Schichten bzw. Kies, Steine des Jüngeren Deckenschotter)** bezeichnet werden. Zeitlich ist mit den vorliegenden Erkenntnissen eine Eingrenzung in das **Jungpleistozän (Würm-Hochglazial bis Würm-Spätglazial)** vorzunehmen.

## Gravitative Massenbewegungen

Etwa in der Mitte zwischen Waschberg und Michelberg befindet sich im dortigen nordexponierten Hang eine bis zu ca. 400 m lange gravitative Massenbewegung, die ihren Ausgang in den mehr oder weniger tiefgründig verwitterten Gesteinen der „Schieferigen Tonmergel“ (Ždánice-Hustopeče-Formation) hat. Nach dem geologi-

schen und geomorphologischen Befund handelt es sich unter Bezug auf die prozessorientierte Klassifikation von Massenbewegungen im Wesentlichen um eine Fließmasse als lithogenetische Sedimentneubildung durch Umlagerung mit durchgehendem Lockermaterialcharakter. Ihr distaler Bereich ist als etwa 10–15 m mächtige Erdstromablagerung (Komponenten gegenüber Matrix deutlich weniger als 50 %) ausgebildet. Bei den vereinzelt eingelagerten Komponenten (Kies, Steine, Blöcke) treten bis zu Kubikmeter große, gerundete Kristallin-Blöcke und kantengerundete Blöcke aus Waschberg-Schichten hervor. Erstere stammen aus den in die „Schieferigen Tonmergel“ eingeschalteten „Blockschichten“, letztere aus der im westlichen Abrissgebiet aufliegenden, aus Waschberg-Schichten generierten Hangablagerung. Die schluffig-tonige Matrix wird aus verwitterten Tonmergeln gebildet. Initiale Gleitprozesse an der markanten, aktuell meist ca. 5–10 m hohen Abrisskante belegen deren anhaltende Rückböschung. Die Anlage der Massenbewegung kann bereits im Pleistozän (Würm-Spätglazial?) erfolgt sein, jedoch dürfte sie im Wesentlichen gemäß heutigem Erscheinungsbild im Holozän aktiv gewesen sein. Die dislozierte Masse ist durch eine charakteristisch unruhige, getreppte Morphologie gekennzeichnet. Gegenwärtig ist für den gesamten Bereich der Massenbewegung eine geringe Bewegungsaktivität („Kriechen“) anhand Krümmwuchs der Bäume und Vernässungen augenscheinlich. Die durchschnittliche Hangneigung des betroffenen Geländes beträgt lediglich ca. 10–15°. Darüber liegende Hangneigungen können die mechanisch schwachen „Schieferigen Tonmergel“ offenbar größerflächig nicht ausbilden. Auch oberhalb der Abrisskante, also außerhalb des eigentlichen Prozessraumes der Massenbewegung, sind sehr langsame Fließprozesse im Verwitterungshorizont der Tonmergel auszumachen.

Eine in ihren geologischen Ursachen, ihrem morphologischen Erscheinungsbild und ihrer zeitlichen Entwicklung praktisch gleichgeartete Fließmasse befindet sich im WNW-exponierten Hang etwa mittig zwischen Weinberg und Praunsberg. Hier sind neben den verwitterten Tonmergeln und Sandsteinen („Schieferige Tonmergel“, Ždánice-Hustopeče-Formation) und den darin enthaltenen „Blockschichten“ auch die im Abrissbereich tektonisch aufliegenden Waschberg-Schichten („Waschbergkalk“) direkt involviert. Die bis zu ungefähr 15 m hohe Abrisskante der ca. 400 m langen Massenbewegung greift deutlich in den Rand der dortigen „Deckplatte“ der Waschberg-Schichten hinein (Rückböschung), so dass ein anteiliger Driftprozess (harte Waschberg-Schichten über weichen Tonmergeln) die hauptsächlich prägenden Gleit- und Fließprozesse begünstigt haben kann. In der auch hier vorliegenden Ausbildung des distalen Akkumulationsbereiches als Erdstromablagerung finden sich eckige bis kantengerundete Komponenten (Kies, Steine) aus Waschberg-Schichten in der deutlich überwiegenden schluffig-tonigen Matrix. Ebenso zeigt diese Massenbewegung mit Ausnahme des inaktiv erscheinenden nördlichen Abrissbereiches in weiten Teilen anhand des Krümmwuchses der Bäume eine geringe gegenwärtige Bewegungsaktivität. Unmittelbar südwestlich dieses Massenbewegungsareals findet sich nahe dem dortigen Waldrand auf einem sanft nach Norden abfallenden Wiesenhang eine kleine, etwa 50–60 m lange und vermutlich nur wenige Meter mächtige Gleitmasse, die in einem initialen Stadium mit ausgebildeter Abrisskante und Stauchwülsten am talwärtigen Ende verblieben

ist. Sie dürfte erst wenige Jahre alt sein und zeigt in der schluffig-tonigen Matrix („Schieferige Tonmergel“) überwiegend gut gerundete kristalline Gerölle (Kies, Steine) als Komponenten („Blockschichten“).

Im Wiesenbachtal fällt in der Hohlberg-Westflanke eine ca. 50 Höhenmeter umfassende, markante Hohlform auf. Die geomorphologische Form einer überwiegend relativ scharfen, bis ca. 15 m hohen Abrisskante bzw. Abrissnische einer gravitativen Massenbewegung ist im Laserscan und im Gelände deutlich auszumachen. Jedoch fehlt die dazugehörige Ablagerung, bei der es sich prozessbezogen um eine Gleit- bis Fließmasse gehandelt haben dürfte. Sie ist offensichtlich durch den Wiesenbach infolge fluviatiler Erosion (Wechselwirkung mit der Massenbewegung durch Unterschneidung?) praktisch vollständig ausgeräumt worden. In der bis zum heutigen Talboden herabreichenden Abrissnische herrscht ein sehr ausgeglichenes, „begradigt“ wirkendes Hangprofil vor, so dass sich der Eindruck einer Überprägung durch solifluidale und/oder Flächenspülungsprozesse ergibt. Entsprechend ist ungefähr im unteren Hangdrittel eine Flächenspülungs-/Solifluktuationsablagerung zu interpretieren. Im Bereich der Abrissnische zeigt diese Ablagerung nahe dem Hangfuß eine relativ seichte gegenwärtige Bewegungsaktivität (Krümmwuchs der Bäume) an. Dieser Prozessbereich entspricht in seiner Dimension aber nicht annähernd einem der Hohlform „adäquaten“ Volumen. Ob es sich hierbei um die letzten Überbleibsel der vormals wesentlich größeren, heutzutage weitestgehend abgeschlossenen bzw. ausgeräumten Massenbewegung oder um einen davon unabhängigen Prozess handelt, ist schwer zu entscheiden. Zeitlich sind der Ablauf und die Ausräumung/Erosion der die Hohlform verursachenden Massenbewegung (Gleit- bis Fließmasse?) vermutlich in das Würm-Spätglazial (eventuell bis frühes Holozän?) zu stellen.

Auf dem Kartenblatt liegen weitere Verdachtsflächen bzw. potenzielle Abrisskanten in Bezug auf den Prozess „Gleiten/Rutschen“ vor, die im Zuge einer vorangegangenen Studie mittels Fernerkundung identifiziert wurden. Die Verifizierung der fünf signifikantesten Verdachtsflächen im Umfeld des Knieberges zeigt jedoch, dass die markierten Hohlformen auf solifluidale und fluviatil-erosive Prozesse – meist im Verwitterungshorizont der „Schieferigen Tonmergel“ (Ždánice-Hustopeče-Formation) – zurückgehen, die ihren Ablauf bzw. ihren Ursprung bereits im Würm-Hochglazial bis Würm-Spätglazial gehabt haben dürften. In diesen Hohlformen/Senken auffindbare äolische Sedimente bzw. deren Verwitterungsprodukte (Löss, Lösslehm, Flugsand) und Flächenspülungsablagerungen stützen diese Erkenntnis. Schlüssige Hinweise auf Gleit- oder Fließmassen bzw. diesen zuordenbare Abrisskanten finden sich im Gelände nicht.

Bei den beschriebenen gravitativen Massenbewegungen handelt es sich um quartäre Sedimentneubildungen mit durchwegs Lockermaterialcharakter. Nach den in Ausarbeitung befindlichen noch unveröffentlichten Begriffskatalogen der Geologischen Landesaufnahme für Quartär und Massenbewegungen können diese in der geologischen Karte zusammenfassend als **Gleit- und Fließmasse, Erdstromablagerung** dargestellt werden. Gegebenenfalls bietet sich der Zusatz **mit groben Komponenten (Kies, Steine, Blöcke aus Waschberg-Schichten und aus den Blockschichten der Ždánice-Hustopeče-Formation)** an.

Die zugehörigen Abrissbereiche werden mit der **Abrisskante einer Gleit- und Fließmasse** gekennzeichnet. Außerhalb dieser eindeutig abgrenzbaren Prozessräume bietet sich im Falle mehr oder weniger deutlicher Anzeichen für ein insbesondere auch gegenwärtig aktives, randlich eher „diffus“ auslaufendes und meist eher seichtes „Kriechen“ im Lockermaterial bzw. im Verwitterungshorizont der anstehenden Festgesteine eine Übersignatur an. Zeitlich sind die gravitativen Massenbewegungen auf dem Kartenblatt in das **Würm-Spätglazial bis Holozän** zu stellen.

## Literatur

- GEBHARDT, H. (2016a): Bericht 2014 über geologische Aufnahmen im Paläogen/Neogen auf Blatt NM 33-12-13 Hollabrunn. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **156**/1–4, 349–351, Wien.
- GEBHARDT, H. (2016b): Bericht 2015 über geologische Aufnahmen im Paläogen/Neogen auf Blatt NM 33-12-13 Hollabrunn. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **156**/1–4, 351–353, Wien.
- GEBHARDT, H. & ĆORIĆ, S. (2014): Bericht 2012–2013 über geologische Aufnahmen im Paläogen/Neogen auf Blatt 5313 Hollabrunn Südost. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **154**/1–4, 365–370, Wien.
- GRILL, R. (1962): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Umgebung von Korneuburg und Stockerau. – 52 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- KRENMAYR, H.-G., ĆORIĆ, S., GEBHARDT, H., IGLSEDER, C., LINNER, M., MANDL, G., REITNER, J., ROCKENSCHAUB, M., ROETZEL, R. & RUPP, C. (2012): Generallegende der pleistozänen bis holozänen Sedimente und Verwitterungsprodukte des Periglazialraumes auf den geologischen Spezialkarten (1:50.000, 1:25.000) der Geologischen Bundesanstalt. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **152**, 57–66, Wien.
- ROETZEL, R. (2007): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 23 Hadres. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- RÖGL, F., KROH, A., HOFMANN, T. & ZUSCHIN, M. (2009): Exkursion Waschbergzone. – 15. Jahrestagung ÖPG Stetten, 9.–10.10.2009. – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **81**, 32–49, Wien.
- SCHNABEL, W., KRENMAYR, H.-G., MANDL, G.W., NOWOTNY, A., ROETZEL, R. & SCHARBERT, S. (2002): Geologische Karte von Niederösterreich 1:200.000: Legende und kurze Erläuterung. – 47 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- WESSELY, G. (2006): Waschbergzone. – In: WESSELY, G. (Red.): Geologie der Österreichischen Bundesländer – Niederösterreich, 69–75, Geologische Bundesanstalt, Wien.
- ZANGERL, C., PRAGER, C., BRANDNER, R., BRÜCKL, E., EDER, S., FELLIN, W., TENTSCHEIT, E., POSCHER, G. & SCHÖNLAUB, H. (2008): Methodischer Leitfaden zur prozessorientierten Bearbeitung von Massenbewegungen. – Geo.Alp, **5**, 1–51, Innsbruck–Bozen.





## Buchbesprechungen

MADER, B. (2018): **Die Prähistorische Kommission der Kaiserlichen Akademie der Wissenschaften 1878–1918.** – Mitteilungen der Prähistorischen Kommission, **86**, 609 S., illustriert, Wien (Verlag der Österreichischen Akademie der Wissenschaften).

**ISBN: 978-3-7001-7768-5**

Preis: 149,00 €

<https://verlag.oeaw.ac.at/die-praehistorische-kommission-kaiserlichen-akademie-wissenschaften-1878-1918>

Im Fokus der Arbeit – sie ist als Opus Magnum zu bezeichnen – steht die umfassende Aufarbeitung der Geschichte der Prähistorischen Kommission der Akademie der Wissenschaften (ÖAW) von deren Gründung (1878) bis zum Ende des Ersten Weltkrieges (1918). Interessant ist in dem Kontext auch die Vorgeschichte der Kommission, über die ausführlich berichtet wird und einen wichtigen Beitrag zur Wissenschaftsgeschichte des 19. Jahrhunderts darstellt.

Der Antrag zur Gründung erfolgte am 3. April 1878 von Seiten der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse. Federführend waren Ferdinand von Hochstetter (1829–1884), Franz von Hauer (1822–1899) und Eduard Suess (1831–1914). Die drei Erdwissenschaftler zeigen einmal mehr die engen Querverbindungen der „ersten Generation der „Prähistoriker““ zur Geologie, zur Paläontologie und zur Prähistorie. So mag es auch nicht verwundern, dass nach Gründung der Kommission diese zunächst innerhalb

der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse angesiedelt war und erst acht Jahre später durch Einbeziehung der philosophisch-historischen Klasse zur gemeinsamen Kommission der ÖAW wurde. Begründer und Obmann war Ferdinand von Hochstetter, der 1884 überraschend starb, sein interimistischer Nachfolger wurde Franz Steindachner (1834–1919), ehe Franz von Hauer neuer Obmann wurde.

Die Autorin hat nach umfangreichen Studien alle bis 1918 aktiven Forscher mit Kurzporträts erfasst, die ab Seite 71 dargestellt werden. Den Hauptteil des Buches (ab Seite 103) nimmt der Katalog der Ausgrabungen ein. Die Gliederung erfolgt nach geografischen Gesichtspunkten, zunächst nach Ländern (Böhmen, Mähren, Ungarn, Niederösterreich, Oberösterreich, Salzburg, Steiermark, Süsteiermark, Krain und Küstenland). Innerhalb der Länder gibt es eine alphabetische Ordnung. Bei den Orten wird jeweils der Zeitraum der Grabungen, der Grabungsbereich, der Leiter der Grabungen, die Subvention, das Ergebnis, das Fundmaterial, dessen Verbleib, die Grabungsgeschichte, die Quellen und schließlich die Fachliteratur angeführt. Abbildungen ergänzen diese Einzeldarstellungen. Orts- und Personenregister runden dieses große und großartige Werk ab, das einmal mehr einen Meilenstein innerhalb der ÖAW darstellt und auch in Zukunft ein wichtiges Nachschlagewerk sein wird.

THOMAS HOFMANN



RIOSMENA-RODRÍGUEZ, R., NELSON, W. & AGUIRRE, J. (Eds.) (2017): **Rhodolith/Maërl Beds: A Global Perspective.** – Coastal Research Library, **15**, 368 S., illustriert (Springer).

**Hard Cover: ISBN 978-3-319-29313-4; Preis: 164,99 €**

**Soft Cover: ISBN 978-3-319-80539-9; Preis: 164,99 €**

**E-Book: ISBN 978-3-319-29315-8; Preis: 118,99 €**

<https://www.springer.com/de/book/9783319293134>

This book, volume 15 in the series „Costal Research Library“, has three major parts, each consisting of several chapters. Part I („The role of Rhodolith/Maërl Beds in modern Oceans“) has four chapters focusing aspects like: „Natural History of Rhodolith/Maërl Beds“, or: „Coralline Algae as Records of Past Climatic and Environmental Conditions“. As a definition we will read at page 4: „*Rhodolith/Maërl Beds are living and death aggregations of free-*

*living non-geniculate coralline algae that cover extensive benthic areals in recent oceans and are common in fossil deposits.*“ Fossil coralline algae are ideal for palaeoenvironmental proxies, details are listed at page 28f. Coralline algae show four orders of bandings (p. 35). About elemental and isotopic proxies the reader will find some relevant information about Magnesium, Strontium, Barium, Lithium, Uranium (p. 40–44) and isotopes from Oxygen, Carbon and Magnesium (p. 44–48).

Furthermore information is presented about „Effects of Ocean Warming and Acidification on Rhodolith/Maërl Beds“ (p. 55–85) and the „Economic Importance of Coralline Carbonates“ (p. 87–104). In this chapter, the importance of coralline-algal limestone as building stone, as well as raw material for the cement industry is lined out. Since Roman times we find coralline-algal limestones as impor-

tant materials in many buildings of Central and Eastern Europe. These limestones may have 1 to 5 % of silicate (p. 90). Important types are the „Leithakalk“ (p. 89), or the „Perlato Coreno“ (p. 89).

The second part („The Role of Rhodolith/Maërl Beds in Historic Oceans“, p. 105–261) has five chapters, entitled as: „Rhodoliths and Rhodolith Beds in the Rock Record“ (p. 105f.), „Re-sedimented Rhodoliths in Channelized Depositional Systems“ (p. 139f.), „Neogene Rhodoliths in the Mediterranean Basins“ (p. 169f.), „Oligocene Rhodolith Beds in the Central Mediterranean Area and Taphonomic Range“ (p. 195f.) and „Sedimentary Dynamics of Modern and Fossil Rhodolith Beds: Macaronesian Realm (North Atlantic Ocean)“ (p. 221f.). Here we find information of the fossil record, which dates back some 140 MA ago (p. 106), about the classification (p. 112f.), about their role in history living in low latitudes and their role in sequence stratigraphy (p. 125f.). We learn at page 126: „*The best conditions for rhodolith bed formation and persistence are relatively low-moderate water hydrodynamic, good oxygenation,*

*and low sedimentation rate.*“ Such conditions are typical in the inner and outer zones of carbonate ramps (p. 174).

Part III (p. 262–359), which consists of chapters 10 to 15 covers the conservation status of Rhodolith/Maërl at major ocean basins, such as the North Atlantic with his rhodolith beds (p. 265f.), the Mediterranean Sea (p. 281f.), the South Atlantic (p. 299f.), the Eastern Pacific (p. 319f), the Western Pacific (p. 335f) and finally the South Pacific (p. 349f). In the North Atlantic, we find 13 species (p. 266), in the Mediterranean region 125 rhodolith bed locations could be identified (p. 285). The South Atlantic Ocean turns out as the largest continuous latitudinal region with rhodoliths (p. 300). In the Eastern Pacific (p. 320), 36 morphospecies of total 11 genera were found. From the South Pacific, including Australia and New Zealand, ten genera are reported (p. 350).

This book is warmly recommended to all persons working with recent and fossils coralline algae, for biologists, paleontologists as well as for sedimentologists.

THOMAS HOFMANN



GOSTENTSCHNIGG, K. (2018): **Wissenschaft im Spannungsfeld von Politik und Militär. Die österreichisch-ungarische Albanologie 1867–1918.** – 828 S., illustriert (Springer).

**Soft Cover: ISBN 978-3-658-18910-5; Preis: 92,51 €**

**E-Book: ISBN 978-3-658-18911-2; Preis: 69,99 €**

<https://www.springer.com/de/book/9783658189105>

Der Historiker, Albanologe, Germanist und Übersetzer Kurt Gostentschnigg (Jahrgang 1965) hat mit diesem Buch, seiner Dissertation, ein Werk vorgelegt, das die engen, aber viel zu wenig bekannten Beziehungen zwischen Österreich-Ungarn und Albanien darlegt.

Das umfangreiche Buch gliedert sich in vier Themenbereiche („Felder“), die wie folgt zu nennen sind: Das Wissenschaftliche Feld (S. 45–244), das Politische Feld (S. 247–437), das Militärische Feld (S. 439–517) und das Austrophilen Feld (S. 519–610). Auf den Seiten 613 bis 726 folgt „Die Interaktion der Felder“, ehe es zur Conclusio (S. 729–760) geht: „Das Feld der Macht als Motor für Kulturimperialismus mittels struktureller und kultureller Gewalt“.

Exemplarisch sei Franz (ungarisch: Ferenc) Nopcsa (1877–1933) herausgegriffen, der zunächst kurz vorgestellt wird (S. 57), ehe im Kapitel „Die Leistungen der wichtigsten österreichisch-ungarischen Wissenschaftler“ seine Verdienste in einem breiteren Licht gewürdigt werden. Nopcsa war, und das ist das Verdienst des Autors dies zu zeigen, vom Typus her ein Universalgelehrter, der etwa über Vor- und Frühgeschichte über die Neuere Geschichte bis zur Rechtsgeschichte arbeitete.

Von Bedeutung sind hier seine Werke „Zur Geschichte der Kartographie Nordalbaniens“ und „Aus Šala und Klementi. Albanische Wanderungen“ (S. 184). Zur Herkunft der Al-

baner sei auf Nopcsas Arbeiten „Sind die heutigen Albanesen die Nachkommen der alter Illyrer?“ und „Thrakisch albanische Parallelen“ verwiesen. Ebenso wichtig ist seine Arbeit „Die Bergstämme Nordalbaniens und ihr Wohnheitsrecht“ (S. 185). Betreffend Rechtsgeschichte sei auf „Beitrag zur Statistik der Morde in Nordalbanien“ und „Das katholische Nordalbanien“ verwiesen (S. 186). Im Bereich Ethnologie sei auf Nopcsas Werk „Haus und Hausrat im katholischen Nordalbanien“ von 1912 hingewiesen (S. 202). Ein Meilenstein im Bereich der Geowissenschaften ist „Geographie und Geologie Nordalbaniens“.

Zu seiner Person bemerkt Gostentschnigg: „*Nopcsa nahm zumindest phasenweise schon vor dem Ersten Weltkrieg und vor allem während der ersten beiden Kriegsjahre, als er Kommandant einer albanischen Freiwilligentruppe war, sowohl am Politischen als auch Militärischen Feld teil und ist daher sowohl dem politisch-wissenschaftlichen als auch militärisch-wissenschaftlichen Mischtyp zuzurechnen.*“ (S. 235). Er war finanziell unabhängig („*Nopcsa war aufgrund des elterlichen Guts Szacsal bei Hätzeg in Siebenbürgen bestimmt einer der materiell und finanziell abgesichertsten Albanologen der Monarchiezeit.*“ [S. 235]), umfassend gebildet („*...verfügte er als Absolvent des Geologie- und Paläontologiestudiums an der Universität Wien und Kenner fast aller Balkansprachen sowie durch seine erfolgreiche Karriere als Paläontologe, Geologe und Erforscher des exotischen Albanien auch über beträchtliches Kulturelles Kapital*“ [S. 235]) und gut vernetzt („*Durch seine vielfachen verwandtschaftlichen Verbindungen zum ungarischen Adel konnte er sich eines gigantischen Beziehungsnetzes erfreuen, das ihm alle Türen öffnete.*“ [S. 235]).

Im Bereich „Politisches Feld“, das hier nur kurz erwähnt werden soll, geht es um die Rolle der Außenpolitik. Dieses steht mit dem „Militärischen Feld“, wo Franz Conrad von Hötzendorf (1852–1925) als wichtige Person zu nennen ist,

und dem „Austrophilen Feld“ in einem komplementären Verhältnis. Daraus ergibt sich, dass diese drei Felder nur in Bezug aufeinander verstanden werden können (S. 441).

Betreffend Interaktion der Felder lesen wir: „*Theoretisch lassen sich natürlich Grenzen ziehen, aber die Wirklichkeit sieht anders aus. Die gegenseitigen Einflüsse zwischen den Feldern sind, wenn schon nicht bewusster, so doch wenigstens unbewusster Natur. Dieses Phänomen lässt sich im vorliegenden Fall sogar ganz gut an der Multifunktionalität von konkreten Personen festmachen: Hahn, Ippen, Nopcsa, Thallóczy, Seiner, Veith, Praschniker und Pekmezi, um nur diese paar Beispiele zu nennen, schlüpfen je nach Betätigungsfeld in ihre Rollen als Wissenschaftler, Politiker, Diplomat, Agent, Offizier und Brückenkopf- bzw. Austrophilen-Akteur, wobei die gerade aktuelle Funktion in den Vordergrund rückte, während die anderen Funktionen latent im Hintergrund verweilten, um je nach Interessenslage abgerufen zu werden. Jeder von diesen Multiakteuren hat*

*te neben seinen wissenschaftlichen Interessen auch stets seine anderen – seien es politische, militärische, diplomatische oder patriotisch-nationalistische – Interessen und umgekehrt im Auge.*“ [S. 616].

Die Interessen von Österreich-Ungarn lagen freilich nicht allein auf dem Gebiet der Wissenschaft, sondern vielmehr darin „... seinen politischen, wirtschaftlichen und kulturellen Einfluss auf das kleine Land an seiner südlichen Peripherie zu sichern und zu vergrößern.“ [S. 741].

Fazit: Eine sehr gelungene, umfassende und interdisziplinäre Darstellung, die einmal mehr die engen Wechselwirkungen zwischen den verschiedenen Feldern zeigt und belegt, dass jeder Bereich mit dem anderen in Interaktion steht. Faszinierend ist es, vor allem den einzelnen Akteuren in diesem Umfeld zu folgen, was dem Autor in treffender Weise gelungen ist.

THOMAS HOFMANN



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**, 1.117 S., illustriert, Wien (V&R Unipress, Vienna University Press).

**Buch:** ISBN 978-3-8471-0918-1; Preis: 130,00 €  
**E-Book:** ISBN 978-3-8470-0918-4; Preis: 110,00 €  
<https://www.vandenhoeck-ruprecht-verlage.com/themen-entdecken/geschichte/geschichte-der-fruehen-neuzeit/48862/ein-uomo-universale-des-19-jahrhunderts-und-sein-wissenschaftliches-netzwerk?c=1541>

Stephan Ladislaus Endlicher, Botaniker, Sinologe und Bibliothekar, wurde 1804 in Preßburg geboren und verstarb im März 1849 in Wien. Ausgehend von einem Teilnachlass, bestehend aus 463 Briefen (von 93 Absendern), der sich im Naturhistorischen Museum in Wien befindet, hat die Autorin, Leiterin der Abteilung Archiv für Wissenschaftsgeschichte am Naturhistorischen Museum in Wien, die ungewöhnliche Vielseitigkeit des relativ früh, mit 45 Jahren verstorbenen Wissenschaftlers nachgezeichnet.

Zunächst (S. 9–38) wird die Person Endlicher und seine Familie dargestellt. Endlicher heiratete 1810 die 1810 in Berlin geborene Isidora Marie Cäcilie Kunigunde Müller, deren Taufpaten unter anderem der deutsche Schriftsteller Achim von Arnim (1781–1831), der deutsche Dramatiker Heinrich von Kleist (1777–1811) und Henriette Vogel (1780–1811) waren. Endlicher verfügte über gute Beziehungen zum kaiserlichen Hof und unterrichtete Kaiser Ferdinand I (1793–1875).

Der nächste Part (S. 39–192) befasst sich mit Endlicher und der k. k. Hofbibliothek, wo er ab 1828 als Praktikant zu arbeiten begann. Die Versammlung der Deutschen Naturforscher und Ärzte im September 1832 (S. 48–50), an der unter anderem auch Fürst Metternich (1773–1859) teilnahm, bot ihm Gelegenheit, sein persönliches Netzwerk

auszubauen. In Exkursen werden hier die relevanten Briefe im Zusammenhang mit seinen Tätigkeiten an der k. k. Hofbibliothek, aber auch in den Kontext der Ostasienwissenschaften gebracht. Christa Riedl-Dorn schildert ausführlich das Umfeld und den Kontext, was zu einem tieferen Verständnis der Briefe führt. In Kapitel 4 werden Endlicher und die bildenden Künstler (S. 193–220) beleuchtet. Das Herzstück ist das nächste Kapitel, „Endlicher und die Botanik“ (S. 221–954). Hier wird nicht nur das Naturalienkabinet vorgestellt, sondern unter anderem auch die Geschichte der Botanik in Österreich vor Endlicher (S. 230f.), Endlichers Stellung in der Geschichte der Botanik (S. 232f.) seine Schriften zur Botanik (S. 241ff.), seine Lehrtätigkeit an der Universität Wien (S. 280ff.) und seine Bedeutung als Förderer der Wissenschaften (S. 291ff.). Die Briefe der Naturwissenschaftler an Endlicher (S. 300–927) sind alphabetisch gereiht. Zunächst werden die Verfasser der Briefe vorgestellt, ehe die Briefe, mit Kommentaren und Fußnoten bereichert, folgen.

Von besonderem Interesse ist der Abschnitt „Akademie der Wissenschaften“ (S. 959–986), zumal Endlicher zu den Mitbegründern der Akademie im Jahr 1847 gehört und im nächsten Jahr wieder austritt; Details dazu, die insbesondere das gespannte Verhältnis von Endlicher und Joseph von Hammer-Purgstall (1774–1856), den ersten Präsidenten der Akademie, betreffen, sind auf den Seiten 971 bis 975 ausgeführt.

Schlussendlich folgen Kapitel, die Endlicher und die Revolution 1848 thematisieren (S. 987–1008) sowie Endlichers Tod und seine Nachwirkungen (S. 1009–1034). Hier ist über finanzielle Sorgen Endlichers zu lesen, über Mutmaßungen zu seinem Tod, wo gemunkelt wurde, er könnte Suizid begangen haben. Diese Umstände führten dazu, dass viele aus seinem Umfeld ihre, zunächst sehr hohe und wertschätzende Meinung über ihn revidierten. Dies hatte für seine Witwe und Schwiegermutter, die dann beide verarmten, verheerende Folgen.

Abschließend fasst Riedl-Dorn zusammen (S. 1035ff.): „Endlicher hatte den großen Vorteil, dass er durch seine Stellungen sowohl an der k. k. Hofbibliothek (der heutigen Österreichischen Nationalbibliothek) wie auch am k. k. Hof-Naturalienkabinet, dem Vorläufer des Naturhistorischen Museums in Wien, direkten Zugriff auf Bücher und Kollektionen von Pflanzen hatte, die der Mehrzahl seiner Fachkollegen nicht ohne Weiteres zugänglich waren. [...] Für Endlichers eigene Arbeiten waren der internationale Tausch von Pflanzen mit botanischen Gärten, die Überlassung von Herbar-Dubletten und die Zusendung von Beschreibungen neu entdeckter Arten und Gattungen von größter Bedeutung. [...] Einen unglücklichen Verlauf nahmen für ihn die Ereignisse im Zuge der Revolution von 1848, wofür ihn beide Seiten einerseits wegen seiner Verbindungen zum Hof, andererseits wegen seiner bekannten liberalen Gesinnung in Anspruch nahmen. Dies führte letzten Endes dazu, dass er sich beiden Seiten verdächtig machte und von ihnen fallen gelassen wurde. [...] Er verlor unter dem neuen Regime Einfluss und Ämter, da er mit der

*Abdankung von Kaiser Ferdinand I. nicht länger von oben her unterstützt wurde. Dieser Umstand wie seine missliche finanzielle Situation mögen in erster Linie Gerüchten um seinen angeblichen Selbstmord Nahrung geliefert haben. Interessant erscheint, wie die Gelehrtenwelt auf Endlichers Tod reagierte: wird er anfangs für sein Werk gelobt, „wussten“ nach Fenzls „näherer Erläuterung“ zum Ableben Endlichers einige seiner Fachkollegen auf einmal, welcher „Schurke“ er gewesen wäre.“*

Fazit: Ein Opus Magnum im wahrsten Sinn des Wortes (1.117 Seiten mit 4.013 Fußnoten), das Einblick in die Gelehrtenwelt der (Natur-)Wissenschaften in der ersten Hälfte des 19. Jahrhunderts gibt. Somit ist das breit angelegte, penibel recherchierte und bestens edierte Buch weit mehr als „nur“ eine Darstellung einer faszinierenden Person (*uomo universale*), es ist ein Einblick in die Gelehrtennetzwerke, ein Abbild der Wissenschaftskommunikation in der Zeit des Biedermeier.

THOMAS HOFMANN



MATIS, H. & REITER, W.L. (Hrsg.) (2018): **Darwin in Zentraleuropa – Die wissenschaftliche, weltanschauliche und populäre Rezeption im 19. und frühen 20. Jahrhundert.** – Ignaz-Lieben-Gesellschaft: Studien zu Wissenschaftsgeschichte, Band 2, 480 S., Wien.

**Buch:** ISBN: 978-3-643-50898-0; Preis: 49,90 €

**E-Book:** Preis: 44,90 €

<http://www.lit-verlag.de/isbn/3-643-50898-0>

Vorliegendes Buch ist der 2. Band der von der Ignaz-Lieben-Gesellschaft herausgegebenen Reihe „Studien zu Wissenschaftsgeschichte“. Grundlage dafür war ein zweitägiges Symposium im November 2017, in dessen Rahmen 15 Referentinnen und Referenten die Frage der Darwin-Rezeption in Zentraleuropa und insbesondere in Deutschland und den Ländern der einstigen Monarchie beleuchteten. In einem einleitenden Essay beschreibt Herbert Matis die Bedeutung Darwins, dessen Evolutionstheorie weit über die Naturwissenschaften hinausging. Johannes Feichtinger geht der Frage nach „Krisis des Darwinismus – Darwin und die Wissenschaften des Wiener Fin de Siècle“ und kommt zu dem Schluss, „dass sich in Wien um 1900 die Evolutionslehre in den Wissenschaften völlig durchgesetzt hat. Blenden wir 40 Jahre zurück, finden wir bei Marianne Klemuns Artikel („Indifferentismus (ist) der Haupthemmschuh des Fortschrittes“) die Lage in Wien um das Jahr 1860. Klemun, die Franz von Hauer, Franz Unger und andere Forscherpersönlichkeiten beleuchtet, im Originalzitat: „Die Auseinandersetzung mit Darwin im Wien der 1860er Jahre ließ sich in dem Spannungsbogen von Befürwortung und Skepsis positionieren, sie basierte gleichzeitig auf generellem Anspruch der Theorie als Ganzem und Kritik in unterschiedlichsten Detailfragen.“ Die vorher genannten Arbeiten sind in Teil I, „Die wissenschaftliche Rezeption“, enthalten. Ebenso sind hier Länderbeiträge enthalten, darunter die Darwin-Rezeption in Deutschland (Eve-Marie Engels), die Rezeption von Darwin in Tschechien im

19. und frühen 20. Jahrhundert (Tomáš Hermann) und dann die Darwin-Rezeption in Kroatien (Josip Balabanic). Teil II, „Die weltanschauliche Rezeption und der Kulturkampf“, vereint folgende Beiträge: „Die Ordnung der Welt und ihre Bedrohung durch den Zufall. Die Theorie Darwins im Urteil deutscher Philosophieprofessoren des 19. Jahrhunderts“ (Kurt Otto Bayertz), dann „Darwinismus in der österreichischen Literatur, 1859–1914“ von Werner Michler, weiters „Die Darwinsche Evolutionstheorie im Spiegel sozialdemokratischer Rezeption in Deutschland und Österreich vor 1933/34“ von Richard Saage. Es folgt weiters der Beitrag von Lenka Ovčáčková über die Rezeption des naturwissenschaftlichen Monismus von Haeckel im tschechischen Kulturraum. Klaus Taschwer schreibt über „Darwin und die frühe Eugenik in Wien. Wie und warum der Soziallamarckismus in Österreich die biopolitischen Diskussionen rund um den Ersten Weltkrieg bestimmte“ und spannt den Bogen zum Soziologen Rudolf Goldscheid und zum Biologen Paul Kammerer.

Der III. Teil, „Öffentlicher Diskurs und populäre Rezeption“, vereint Artikel von Gabriele Melischek und Josef Seethaler („Die Darwin-Rezeption in der österreichischen Presse im 19. und frühen 20. Jahrhundert), Katalin Stráner („Wissenschaft und Öffentlichkeit: Die Rezeption des Darwinismus in ungarischen Zeitschriften des 19. Jahrhunderts“) und von Stefanie Jovanovic-Kruspel („Das Wiener Naturhistorische Museum und die Rezeption von Darwin(ismus) aus kunsthistorischer Perspektive“). Darin stellt die Autorin „das Naturhistorische Museum als „Erstes konsequentes „Evolutionsmuseum““ dar.

Im „Ausblick“ resümiert Peter Schuster über „Darwin gestern und heute“ und meint abschließend: „Schlussendlich wäre die Molekularbiologie mit oder ohne Evolutionsbiologie in dieselbe Richtung gegangen – es hätte aber im zweiten Fall viel länger gedauert.“

THOMAS HOFMANN

REICH, K. & ROUSSANOVA, E. (2018): **Karl Kreil und der Erdmagnetismus – Seine Korrespondenz mit Carl Friedrich Gauß im historischen Kontext.** – Veröffentlichungen zur Geschichte der Naturwissenschaften, Mathematik und Medizin, **68** (Denkschriften der philosophisch-historischen Klasse der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, **508**), 272 S., Wien (Verlag der Österreichischen Akademie der Wissenschaften).

**ISBN: 978-3-7001-8186-6**

Preis: 89,00 €

<https://verlag.oeaw.ac.at/karl-kreil-erdmagnetismus>

Karl Kreil wurde am 4. November 1798 in Ried im Innkreis in Oberösterreich geboren, besuchte das Gymnasium in Kremsmünster und studierte in Wien Rechtswissenschaften und Naturwissenschaften. 1827 wurde er Assistent bei Joseph Johann Littrow (1781–1840) an der Wiener Sternwarte. 1828 erfolgte eine Reise nach Venedig, in den 1830er Jahren wurde er Eleve am Osservatorio Astronomico di Brera in Mailand; damals begann die Korrespondenz mit Gauß, die Mittelpunkt dieses Bandes ist. 1838 wurde er zum Adjunkt an der Prager Sternwarte ernannt. 1841 wird er von Carl Markus Gauß (1777–1855) als korrespondierendes Mitglied der Akademie der Wissenschaften in Göttingen vorgeschlagen. 1847 gehört er zu den Gründungsmitgliedern der Akademie der Wissenschaften in Wien. 1851 wird er Leiter der von ihm gegründeten „Central-Anstalt für Meteorologie und Erdmagnetismus“, die damals noch in Wien-Wieden, in der Favoritenstraße (heute Haus-Nr. 38), ihren Sitz hatte. In der Einleitung zum ersten Band der neugegründeten Schriftenreihe „Jahrbücher der k. k. Central-Anstalt für Meteorologie und Erdmagnetismus“ (1854) schreibt er über die Aufgaben der Institution: „Die der neuen Anstalt vorgelegte Aufgabe ist demnach eine doppelte. Erstens soll sie als Musteranstalt eine Reihe von Beobachtungen durchführen, die sich über

*alle Elemente der Meteorologie und des Erdmagnetismus erstrecken, soll sich hiebei stets auf der Höhe des jeweiligen Standes der Wissenschaft erhalten, und zur Förderung derselben nicht bloss schon betretene Wege verfolgen, sondern wo möglich neue anbahnen. Sie soll in die Reihe jener Anstalten für beobachtende Naturkunde eintreten, mit denen auswärtige Regierungen in den letzten Jahren alle Welttheile ausgestattet haben, und den von dorthier ergangenen Anforderungen nach ihren Kräften entsprechen. Sie soll aber auch zweitens der Mittelpunkt, die Centralstation der Beobachtungsorte im Kaiserstaate sein, welche alle überwacht und, wo es nöthig ist, belehrt und nachhilft, von wo aus alle Instrumente, nachdem sie gehörig verglichen sind, vertheilt, und wohin die gewonnenen Beobachtungen zur weiteren Benützung eingesendet werden. Sie ist im Besitze der Haupt- und Normal-Instrumente, und an ihr können sich sowohl die Beobachter als andere Freunde dieser Fächer unterrichten und einüben.“*

Die Korrespondenz mit Gauß umfasst 31 Briefe und 24 Beobachtungsprotokolle aus der Zeit von 1835 bis 1843, die in diesem Werk zusammen mit anderen Briefen wiedergegeben werden. Damit liegen wichtige Dokumente vor, die den Beginn der erdmagnetischen Messungen in einem breiteren Kontext der damaligen Zeit beleuchten und dokumentieren, aber in einem viel größeren geografischen Umfeld, was sich aus der Größe der Monarchie ergibt. Kreil selbst bereiste zweimal, 1846 bis 1848 und 1850 bis 1851, den Kaiserstaat. Kreil verstarb am 21. Dezember 1862 in Wien, der Kreilplatz in Wien-Döbling erinnert an den großen Astronomen, Meteorologen und Geomagnetiker, den Gründer der k. k. Central-Anstalt für Meteorologie und Erdmagnetismus in Wien, die heute als Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik (ZAMG) eine wissenschaftliche Institution ersten Ranges ist.

THOMAS HOFMANN



Ebenfalls im Verlag der Geologischen Bundesanstalt erschienen ([www.geologie.ac.at/onlineshop/](http://www.geologie.ac.at/onlineshop/)):



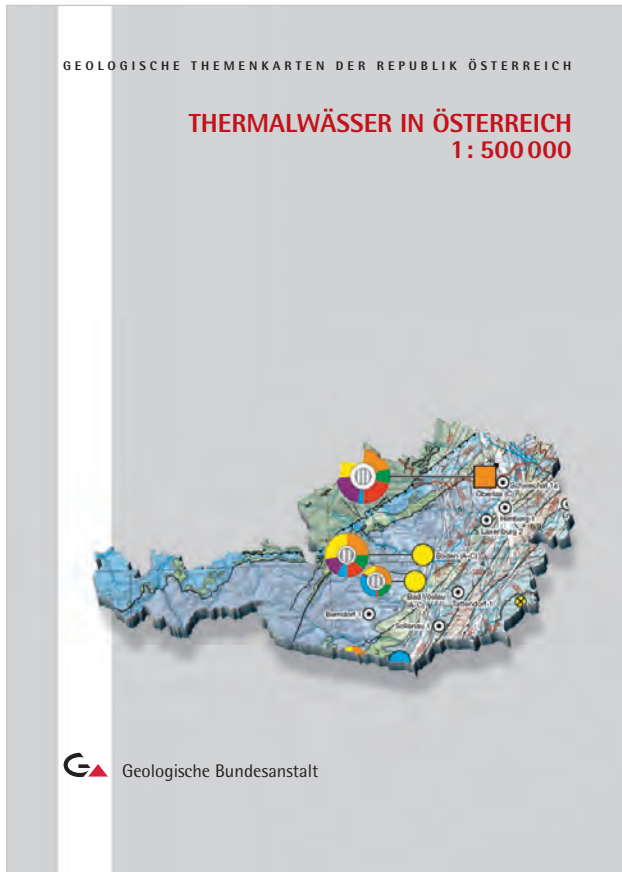
ELSTER, D., FISCHER, L., HANN, S., GOLDBRUNNER, J., SCHUBERT, G., BERKA, R., HOBIGER, G., LEGERER, P. & PHILIPPITSCH, R. (2018): Österreichs Mineral- und Heilwässer. – 448 S., Geologische Bundesanstalt, Wien. (EUR 54,-)



SCHUSTER, R., DAURER, A., KRENMAYR, H.G., LINNER, M., MANDL, G.W., PESTAL, G. & REITNER, J.M. (2019): Rocky Austria. Geologie von Österreich – kurz und bunt. – 5. Auflage, 80 S., Geologische Bundesanstalt, Wien. (EUR 18,-)

Rocky Austria Online: [www.geologie.ac.at/rocky-austria](http://www.geologie.ac.at/rocky-austria)

Ebenfalls im Verlag der Geologischen Bundesanstalt erschienen ([www.geologie.ac.at/onlineshop/](http://www.geologie.ac.at/onlineshop/)):



ELSTER, D., GOLDBRUNNER, J., WESSELY, G., NIEDERBACHER, P., SCHUBERT, G., BERKA, R., PHILIPPITSCH, R. & HÖRHAN, T. (2016): Erläuterungen zur Geologischen Themenkarte Thermalwässer in Österreich 1:500 000. – 301 S., ill., 1 Kt. (Thermalwässer in Österreich – 1 : 500 000), Geologische Bundesanstalt, Wien. (EUR 28,-)



WESSELY, G. (2006): Niederösterreich. – 416 S., Geologische Bundesanstalt, Wien. (EUR 30,-)