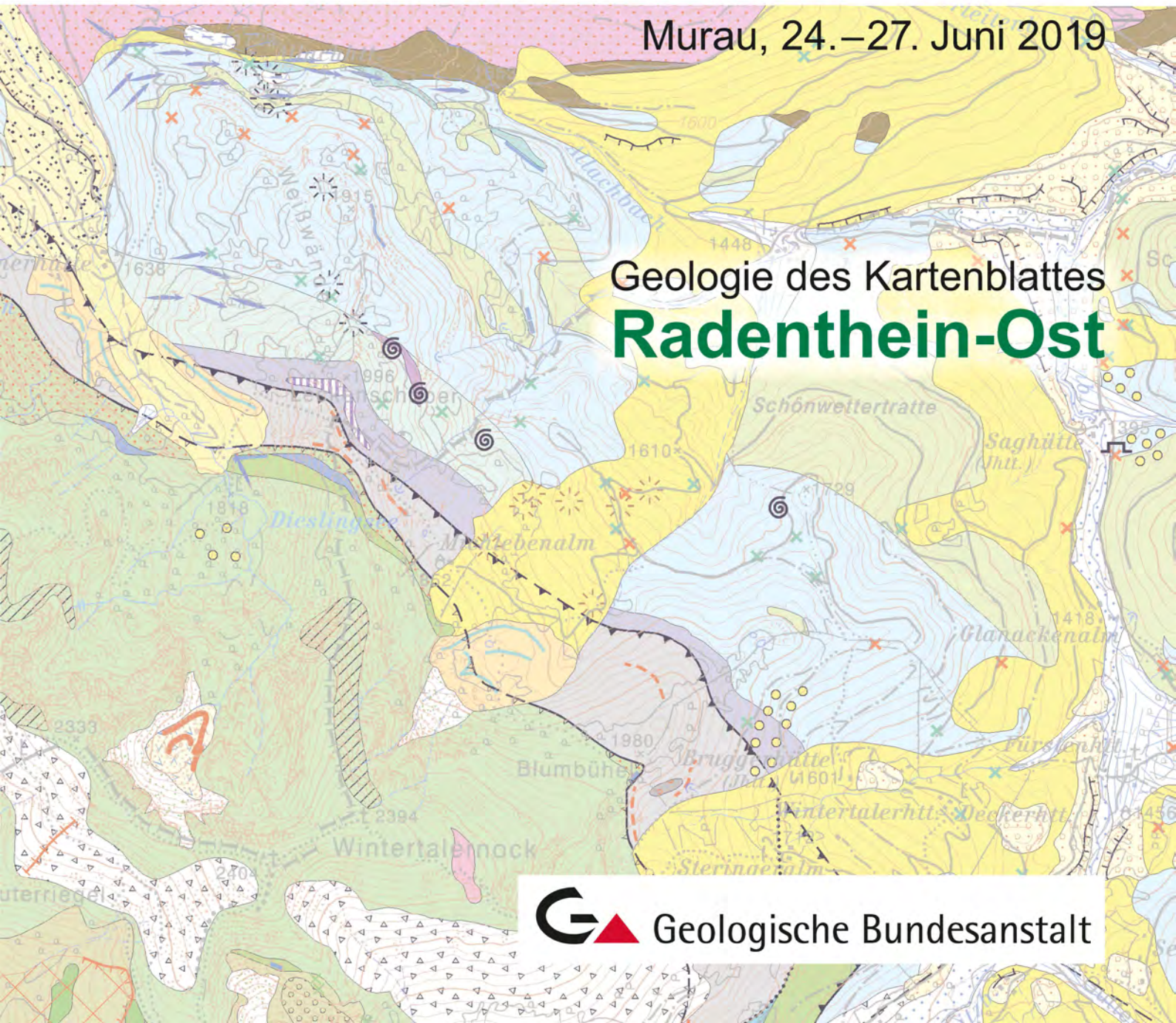


ARBEITSTAGUNG '19

Murau, 24.–27. Juni 2019

Geologie des Kartenblattes **Radenthein-Ost**





GERIT E.U. GRIESMEIER & CHRISTOPH IGLSEDER
(Redaktion)

**Arbeitstagung 2019 der
Geologischen Bundesanstalt
Geologie des Kartenblattes
GK25 Radenthein-Ost**

**Murau
24.–27. Juni 2019**

Titelbild mit Fotos und Grafiken von:

MONIKA BRÜGGEMANN-LEDOLTER

GERIT E.U. GRIESMEIER

CHRISTOPH IGLSEDER

PIOTR LIPIARSKI

Impressum

ISBN-13: 978-3-903252-03-5

Alle Rechte für In- und Ausland vorbehalten.

Eigentümer, Herausgeber und Verleger: Geologische Bundesanstalt im Rahmen der Teilrechtsfähigkeit, Neulinggasse 38, 1030 Wien.

Für die Redaktion verantwortlich: GERIT E.U. GRIESMEIER & CHRISTOPH IGLSEDER

Layout: GERIT E.U. GRIESMEIER

Lektorat: CHRISTIAN CERMAK

Technische Redaktion: CHRISTOPH JANDA

Umschlag: GERIT E.U. GRIESMEIER & MONIKA BRÜGGEMANN-LEDOLTER

Herstellungsort: Wien

Satz: Geologische Bundesanstalt

Topografie: © BEV 2019, vervielfältigt mit Genehmigung des BEV – Bundesamtes für Eich- und Vermessungswesen in Wien, N2019/59218

Druck: Riegelnik Ges.m.b.H, Piaristengasse 17–19, 1080 Wien

Inhaltsverzeichnis

Vorwort	1
Programm der Tagung	2
Beiträge	
GERIT E.U. GRIESMEIER & CHRISTOPH IGLSEDER: Geografischer Überblick über das Kartenblatt GK25 Radenthein-Ost	3
CHRISTOPH IGLSEDER & BENJAMIN HUET: Tektonische Einheiten auf GK25 Blatt Radenthein-Ost und angrenzenden Gebieten	5
CHRISTOPH IGLSEDER: Lithostratigrafische und lithodemische Einheiten auf GK25 Blatt Radenthein-Ost	19
DIRK VAN HUSEN: Eiszeitliche Entwicklung im Gebiet der Turrach zwischen dem Mur- und Draugletscher	45
CHRISTOPH IGLSEDER: Geologische und Tektonische Karte der Gurktaler Alpen 1:250.000.....	48
HERBERT KABON & CHRISTOPH IGLSEDER: Fossile Floren der Stangnock-Formation in den Gurktaler Alpen (Turracher Höhe, Nesselbachgraben, Reißeck, Frauennock)	55
GERD RANTITSCH & CHRISTOPH IGLSEDER: Die eoalpidische Metamorphose am Nordwest-Rand des Drauzug-Gurktal-Deckensystems.....	84
MARIANNE SOPHIE HOLLINETZ, MANUEL WERDENICH, CHRISTOPH IGLSEDER, BENJAMIN HUET, MARTIN REISER, RALF SCHUSTER, PETER TROPPEL, GERD RANTITSCH & BERNHARD GRASEMANN: Bundschuh or not Bundschuh? Discussing criteria defining the Bundschuh Nappe in the light of new P-T-t data from two localities in the Gurktal Alps (Upper Austroalpine Unit, Eastern Alps).....	87
MARIA HEINRICH, TANJA KNOLL, IRENA LIPIARSKA, PIOTR LIPIARSKI, BEATRIX MOSHAMMER, SEBASTIAN PFLEIDERER, GERLINDE POSCH-TRÖZMÜLLER, JULIA RABEDER, HEINZ REITNER, ALBERT SCHEDL, BARBARA TRÄXLER, JULIA WEILBOLD & INGEBORG WIMMER-FREY: Baurohstoffe auf der Geologischen Karte 1:25.000, Blatt Radenthein-Ost.....	96
ALBERT SCHEDL, TANJA KNOLL, CHRISTIAN AUER & PIOTR LIPIARSKI: Bergbauliche Nutzung ausgewählter mineralischer Rohstoffe (Erze, Energierohstoffe) auf dem Kartenblatt GK25 Radenthein-Ost	102
RUDOLF BERKA: Die Wasserversorgungsanlagen auf Kartenblatt GK25 Radenthein-Ost.....	112
GERHARD SCHUBERT: Das Thermalwasser von Bad Kleinkirchheim.....	117
SEBASTIAN PFLEIDERER, HEINZ REITNER & CHRISTOPH IGLSEDER: Geochemische Charakteristik der Gesteine auf GK25 Blatt Radenthein-Ost und Umgebung	123
FRANZ NEUBAUER, JOHANN GENSER, MANFRED BERNROIDER, OLIVER STAUBER, SIHUA YUAN, XIAOMING LIU, YUNPENG DONG & SHUYUN CAO: The Gurktal Nappe Complex and its frame ...	133
FRANZ NEUBAUER, JOHANN GENSER & OLIVER STAUBER: The Permomesozoic Stangalm and Rinegg Groups at the base of and within the Gurktal Nappe Complex: lithostratigraphy, correlation and significance for paleogeography and tectonics of the Eastern Alps	153
SIHUA YUAN, FRANZ NEUBAUER, JOHANN GENSER, YANLONG DONG, BO HUI & SHUYUN CAO: Nappe stacking vs. extension: structures and microfabrics at the northern margin of the Gurktal Nappe Complex	156

ORANNA REICHRATH & FRANZ NEUBAUER: Geodynamic significance of Early–Middle Silurian volcanism of the Frauenalpe south of Murau (Stolzalpe Nappe).....	158
THORSTEN BARTOSCH & KURT STÜWE: A Geomorphic Map for the Gurktaler Alps: Evidence for pre-Pleistocene Landforms.....	160
HANS PETER SCHÖNLAUB: Die Entstehung der Alpen.....	162
CHRISTINE HÖRFARTER: Die Datenharmonisierung zu Blatt GK25 Radenthein-Ost – ein weiterer Schritt zur österreichweiten Strukturierung und Harmonisierung geologischer Datensätze.....	165
CHRISTINE HÖRFARTER, VIKTORIA HAIDER, WERNER STÖCKL & THOMAS BRUS: Geodatenmanagement an der GBA – am Weg zum WissenstransFAIR.....	166
ESTHER HINTERSBERGER, CHRISTOPH IGLSEDER, GERIT E.U. GRIESMEIER, BENJAMIN HUET & RALF SCHUSTER: Die Störungsdatenbank der Geologischen Bundesanstalt im europäischen und lokalen Kontext.....	174
PIOTR LIPIARSKI, LEOPOLD WEBER, ALBERT SCHEDL, HORST HEGER & JOHANNES REISCHER: IRIS Online – Interaktives Rohstoffinformationssystem für Österreich.....	179
PIOTR LIPIARSKI, MARTIN MASLO, IRENA LIPIARSKA, HORST HEGER, JOHANNES REISCHER, JULIA WEILBOLD, GODFRID WESSELY & RICHARD LEIN: ARDIGEOS – ARchivierung und Digitalisierung GEOWissenschaftlicher Sammlungen.....	190
NILS TILCH, ALFRED GRUBER, EDMUND WINKLER, INGRID SCHATTAUER & KLAUS MOTSCHKA: Potenziale aeroradiometrischer Messungen für Fragestellungen im Rahmen der Geologischen Landesaufnahme.....	196
SANDRA MELZNER, ALEXANDER PREH, LEONHARD SCHWARZ, EMMANOUIL FLERIS, JOACHIM SCHWEIGL & MICHAEL BERTAGNOLI: Strukturelle Kartierung mittels Fernerkundung – eine kritische Gegenüberstellung von Photogrammetrie, TLS und ALS.....	203
NILS FRANK, WALTER KURZ, DENG FENG HE, RALF SCHUSTER, YUNPENG DONG & CHRISTOPH HAUZENBERGER: Hints on provenance and protolith age of medium to high-grade metamorphic metasediments from the Eastern Alps – based on detrital U/Pb zircon age distributions.....	211
GERIT E.U. GRIESMEIER, RALF SCHUSTER, BENJAMIN HUET & BERNHARD GRASEMANN: Der Gaugen-Komplex in der Erdgeschichte (Kreuzeckgruppe, Kärnten).....	212
MARTIN REISER, GERD RANTITSCH, THOMAS SCHEIBER, WOLFGANG FRANK & MANFRED ROCKENSCHAUB: Tektonisches Modell der östlichen Stubai Alpen (Oberostalpin; Ötztal- und Steinach-Decken).....	214
BENJAMIN HUET, MARTIN REISER & BERNHARD GRASEMANN: Ein hierarchisches Glossar messbarer geologischer Strukturen an der Geologischen Bundesanstalt auf Deutsch und Englisch.....	217
BENJAMIN HUET, CHRISTOPH IGLSEDER & RALF SCHUSTER: Eine neue tektonische und lithostratigrafische Gliederung im Ostalpin auf der Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger.....	221
ANNA ROGOWITZ, BENJAMIN HUET & BERNHARD GRASEMANN: Von koronitischen zu mylonitischen Eklogiten. Eine mikrostrukturelle und petrologische Untersuchung der Typlokalität-Eklogite (Koralpe, Ostalpen, Österreich).....	228
MANFRED LINNER & BENJAMIN HUET: Orthopyroxen im Weinsberg-Granit: Indikator variszischer Schmelzprozesse und Tracer der Granitgenese.....	230

GERHARD HOBIGER, DANIEL ELSTER, GERHARD SCHUBERT, FRANKO HUMER & RUDOLF PHILIPPITSCH: Sequenzielle Extraktion von Sedimenten am Standort Retz (Niederösterreich) zur Charakterisierung der Mobilität von Uran in Grundwässern	232
---	-----

Exkursionen

CHRISTOPH IGLSEDER: Exkursionen zur Arbeitstagung 2019	238
CHRISTOPH IGLSEDER, BENJAMIN HUET, GERIT E.U. GRIESMEIER, MARTIN REISER & DIRK VAN HUSEN: Exkursion 1 (24.06.2019) Grenze Radenthein-Komplex zu Bundschuh-Priedröf-Komplex	239
CHRISTOPH IGLSEDER, BENJAMIN HUET, GERIT E.U. GRIESMEIER, MARTIN REISER & DIRK VAN HUSEN: Exkursion 2 (26.06.2019) Bundschuh-Orthogneis-Lithodem, Stangalm-Mesozoikum s.l.....	246
CHRISTOPH IGLSEDER, DIRK VAN HUSEN, BENJAMIN HUET, GERIT E.U. GRIESMEIER & MARTIN REISER: Exkursion 3 (27.06.2019) Stangnock-Formation, Spielriegel-Komplex und quartäre Phänomene.....	262
Anschriften der Autorinnen und Autoren	282

Vorwort

Seit einigen Jahrzehnten gibt es die Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt. Diese zweijährig stattfindende Veranstaltung war und ist ein wichtiger Fixpunkt für die geowissenschaftliche Forschung in Österreich. Es ist eine Art bewusstes Innehalten im Fluss der alltäglichen geowissenschaftlichen Tätigkeit, um im überschaubaren Kreis von Teilnehmerinnen und Teilnehmern die regionale Geologie eines bestimmten Gebietes in Österreich näher kennenzulernen und zu diskutieren. Die Kombination von wissenschaftlichen Vorträgen zu neuen Erkenntnissen des geologischen Aufbaus eines Gebietes, das in einem neu erstellten Kartenblatt des GBA-Kartierungsprogrammes detailliert dargestellt wird, mit nachfolgender Präsentation und Diskussion an Aufschlüssen im Gelände, hat sich bewährt. Die Arbeitstagungen der GBA beinhalten nicht nur neue Erkenntnisse der Landesaufnahme zu den Themen Tektonik, Stratigrafie und Geochronologie eines neu bearbeiteten Gebietes, sondern behandeln auch neue Aspekte der Angewandten Geowissenschaften wie Rohstoffe, Hydrogeologie und Naturgefahren. Die Organisation der Arbeitstagung ist ein wichtiges Zeichen für das Bestreben der GBA, die große Bedeutung der geowissenschaftlichen Kartierung als einen Eckpfeiler geowissenschaftlicher Grundlagenforschung in Österreich zu betonen. Der gesetzliche Auftrag zur flächenmäßigen und ganzheitlichen Erfassung aller geowissenschaftlicher Daten im Gelände ist die Basis für die Erstellung und Verfeinerung des geologischen Modells Österreichs. Dies ist von steigender Bedeutung für die Bewältigung verschiedener gesellschaftlich bedeutender Fragestellungen wie die Vorkommen und Verfügbarkeit von Wasser, Rohstoffen und Energie bis zu Naturgefahren und deren Auswirkungen auf Siedlungsräume. Die Synthese von Daten der geowissenschaftlichen Geländekartierung mit Geodaten des Untergrundes unterstützt die Definition von dreidimensionalen geologischen Modellen, die für Entscheidungen bezüglich der kompetitiven Nutzung des Untergrundes enorm wichtig werden.

Die GBA setzt die wichtige Tätigkeit der flächenhaften geowissenschaftlichen Kartierung bewusst fort und wird die enorme Bedeutung dieser Tätigkeit in die Gespräche zu einer neuen gemeinsamen Struktur der GBA mit der ZAMG einbringen, um dies in der neuen Institution entsprechend prominent zu verankern.

Die Arbeitstagung 2019 fokussiert sich auf das UTM-Blatt Radenthein-Ost, dessen Osthälfte nun in einer druckfertigen Version vorliegt. Dies ist das erste Blatt im neuen Programm GK 1:25.000, das vor einigen Jahren an der GBA begonnen wurde. In Vorträgen und Exkursionen werden in einem Querschnitt durch das Koralpe-Wölz-, Ötztal-Bundschuh- und Drauzug-Gurktal-Deckensystem neue Ergebnisse der Erforschung des oberen Oberostalpins gezeigt sowie Aspekte der quartären Bedeckung und angewandt-geowissenschaftliche Aspekte behandelt.

Allen Mitarbeiterinnen und Mitarbeitern der GBA sowie den auswärtigen Fachkolleginnen und Fachkollegen, die inhaltlich und organisatorisch zur Vorbereitung der Arbeitstagung beigetragen haben, möchte ich für Ihren großen Einsatz für das Gelingen der Arbeitstagung 2019 herzlich danken.

DR. PETER SEIFERT

Arbeitstagung 2019 – Vorträge; Dienstag, 25. Juni 2019

08:30–08:45 Eröffnung der Veranstaltung und Begrüßung durch DIR. PETER SEIFERT und BGM. THOMAS KALCHER (Stadtgemeinde Murau).

Festgestein und Quartärgeologie – GK25 Radenthein-Ost (Vorsitz: MARTIN REISER)

08:45–09:30 CHRISTOPH IGLSEDER: Geologie des Kartenblattes GK25 Radenthein-Ost und angrenzender Gebiete.

09:30–10:00 DIRK VAN HUSEN: Eiszeitliche Entwicklung im Gebiet der Turrach zwischen dem Mur- und Draugletscher.

10:00–11:00 Kaffeepause und Posterpräsentationen

Geologie der Gurktaler Alpen und Ostalpinen Einheiten (Vorsitz: RALF SCHUSTER)

11:00–11:30 FRANZ NEUBAUER, JOHANN GENSER, MANFRED BERNROIDER, OLIVER STAUBER, SIHUA YUAN, XIAOMING LIU, YUNPENG DONG & SHUYUN CAO: Der Gurktaler Deckenkomplex und sein Rahmen.

11:30–11:50 GERD RANTITSCH & CHRISTOPH IGLSEDER: Die eoalpidische Metamorphose am Nordwest-Rand des Drauzug-Gurktal Deckensystems.

11:50–12:05 MARTIN REISER, GERD RANTITSCH, THOMAS SCHEIBER, WOLFGANG FRANK & MANFRED ROCKENSCHAUB: Tektonisches Modell der östlichen Stubai Alpen (Oberostalpin; Ötztal- und Steinach-Decken).

12:05–12:15 Offene Diskussion.

12:15–13:30 Mittagspause

Angewandte Geologie – GK25 Radenthein-Ost (Vorsitz: CHRISTOPH IGLSEDER)

13:30–13:50 ALBERT SCHEDL, TANJA KNOLL, CHRISTIAN AUER & PIOTR LIPIARSKI: Bergbauliche Nutzung ausgewählter mineralischer Rohstoffe (Erze, Energierohstoffe) auf dem Kartenblatt GK25 Radenthein-Ost.

13:50–14:10 MARIA HEINRICH, TANJA KNOLL, IRENA LIPIARSKA, PIOTR LIPIARSKI, BEATRIX MOSHAMMER, SEBASTIAN PFLEIDERER, GERLINDE POSCH-TRÖZMÜLLER, JULIA RABEDER, HEINZ REITNER, ALBERT SCHEDL, BARBARA TRÄXLER, JULIA WEILBOLD & INGEBORG WIMMER-FREY: Baurohstoffe auf der Geologischen Karte 1:25.000, Blatt Radenthein-Ost.

14:10–14:30 PIOTR LIPIARSKI, LEOPOLD WEBER, ALBERT SCHEDL, HORST HEGER & JOHANNES REISCHER: IRIS Online – Interaktives Rohstoffinformationssystem für Österreich.

14:30–14:45 GERHARD SCHUBERT: Das Thermalwasser von Bad Kleinkirchheim.

14:45–15:30 Kaffeepause und Posterpräsentationen

Geodaten und Standards an der GBA (Vorsitz: MANFRED LINNEN)

15:30–15:45 HANS-GEORG KRENMAYR: Entwicklungen in der Geologischen Landesaufnahme.

15:45–16:00 BENJAMIN HUET, MARTIN REISER & BERNHARD GRASEMANN: Ein hierarchisches Glossar messbarer geologischer Strukturen an der Geologischen Bundesanstalt auf Deutsch und Englisch.

16:00–16:40 CHRISTINE HÖRFARTER, VIKTORIA HAIDER, WERNER STÖCKL & THOMAS BRUS: Geodatenmanagement an der GBA – am Weg zum WissenstransFAIR.

16:40–17:00 ESTHER HINTERSBERGER, CHRISTOPH IGLSEDER, GERIT E.U. GRIESMEIER, BENJAMIN HUET & RALF SCHUSTER: Die Störungsdatenbank der Geologischen Bundesanstalt im europäischen und lokalen Kontext.

17:00–18:00 Posterpräsentationen

Geografischer Überblick über das Kartenblatt GK25 Radenthein-Ost

GERIT E.U. GRIESMEIER* & CHRISTOPH IGLSEDER*

* Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien. gerit.griesmeier@geologie.ac.at;
christoph.iglseder@geologie.ac.at

Das im Rahmen der Arbeitstagung vorgestellte Kartenblatt umfasst Teile der Bundesländer Steiermark, Kärnten und kleine Bereiche von Salzburg (Abb. 1), wobei Gebiete der Verwaltungsbezirke Murau, Feldkirchen, St. Veit an der Glan und kleine Teile von Spittal an der Drau und Tamsweg abgedeckt werden.

Das Kartenblatt liegt in den Gurktaler Alpen, wovon ein Teil auf die Nockberge fällt, welche die westlichste und höchste Gebirgsgruppe der Gurktaler Alpen darstellt. Das durch kuppenartige und grasbewachsene Berggipfel geprägte Erscheinungsbild der Nockberge macht sie zu einem der schönsten Alpenregionen Österreichs. Den höchsten Berg im Bereich des Kartenblattes stellt der Eisenhut (2.441 m) dar, welcher die höchste Erhebung sowohl der Nockberge, als auch der Gurktaler Alpen repräsentiert. Der Name des Berges rührt vom Eisenbergbau her, welcher bereits ab dem 17. Jahrhundert betrieben wurde.

Die Bundesländer Steiermark und Kärnten sind durch einen N–S verlaufenden Alpenpass, die Turracher Höhe (1.795 m), miteinander verbunden. Eine touristische Erschließung dieses Passes und erste größere Siedlungen sind seit dem 19. Jahrhundert bekannt. Rund um die Passhöhe liegt eine eindrucksvolle Landschaft mit Rundhöckern, Mooren und Seen (Grünsee, Turrachsee, Schwarzsee), was auf Vorgänge während der letzten Eiszeit (Würm) zurückzuführen ist, als die Turracher Höhe einen Überfluss (Transfluenz) des Murgletschers nach Süden bildete. Richtung Osten/Nordosten gibt es eine ähnliche Situation, wo der Höhenrücken zwischen Leckenschober (1.996 m), Dammeeggernock (2.112 m) und Sonntagsbühel (1.929 m) von einem Sattel bei der Allachhütte (1.729 m) unterbrochen ist und dann Richtung Osten zum Überfluss des Murgletschers Richtung Süden bei Flattnitz entwässert.

Die Nordwest-Ecke des Kartenblattes reicht zu einem kleinen Teil in das Bundesland Salzburg, dessen Grenze zur Steiermark durch den Kamm des Reißecks (2.305 m), Steinbachsattels (2.042 m), Kilnpreins (2.408 m) und Vorderhüttenecks (2.204 m) gebildet wird. Die Gebiete des Kartenblattes in Salzburg und der Steiermark werden nach Norden über den Mühlbach, die Turrach und den Paalbach in die Mur entwässert. Interessant ist, dass die steirisch-kärntnerische Grenze nicht gänzlich entlang der Wasserscheide verläuft, sondern nördlich davon. Die Wasserscheide wird durch einen W–E streichenden Kamm, der vom Rinsennock (2.334 m), über die Region der Turracher Höhe, den Schoberriegel (2.208 m), Kaserhöhe (2.318 m) und Bretthöhe (2.320 m) bis zur Kalteben (2.140 m) verläuft, gebildet, der mit Ausnahme des Turrach-Passes gänzlich waldfrei ist. Zusammen mit einem N–S streichenden Abschnitt vom Eisenhut (2.441 m), Wintertalernock (2.404 m), Spielriegel (2.176 m), Bretthöhe bis zum Großen (2.270 m) und Kleinen Speikkofel (2.109 m) bildet dieser Kamm eine baumfreie kreuzförmige, morphologische Struktur. Südlich des E–W streichenden Kammes entwässert das Gebiet des Kartenblattes Richtung Süden in die Gurk. Diese, namensgebend für die Gurktaler Alpen, entspringt in einem Kar östlich der Bretthöhe beim Gurksee, fließt dann in süd- und südwestlicher Richtung zur Ebene Reichenau, dann weiter nach Süden um den Höllenberg (1.772 m), bis sie das Kartenblatt westlich Zedlitzdorf auf einer Seehöhe von etwa 990 m, dem tiefsten Punkt des Blattes, verlässt.

Im Gegensatz zu vielen Tälern der Zentralalpen ist es für die Täler am Kartenblatt typisch, nicht über längere Strecken geradlinig zu verlaufen, wie es am Beispiel der Gurk beschrieben wurde. Dies wird auf eine ältere Morphologie zurückgeführt, beeinflusst durch die Position der östlichen Gurktaler Alpen im Periglazialraum sowie untergeordnet auf Störungen im Untergrund.

Auffallend ist, dass die sonst so sanfte Morphologie vor allem an den nach Norden und Nordosten exponierten Hängen von kleineren Karen mit steil abfallenden Felswänden unterbrochen wird. Dies ist im Bereich Rinsennock (2.334 m), Eisenhut (2.441 m) bis Wintertalernock (2.404 m)

besonders ausgeprägt, aber auch im Bereich des morphologischen „Kreuzes“ um die Bretthöhe (2.320 m). Dies wird auf spätglaziale Vergletscherung während der Würmeiszeit in den höher gelegenen Karen (über etwa 1.900 m) zurückgeführt. Zusätzlich ist eine lithologische Prägung durch S/SW-einfallende Schicht- und Schieferungsflächen in diesem Bereich vermutlich mitverantwortlich.

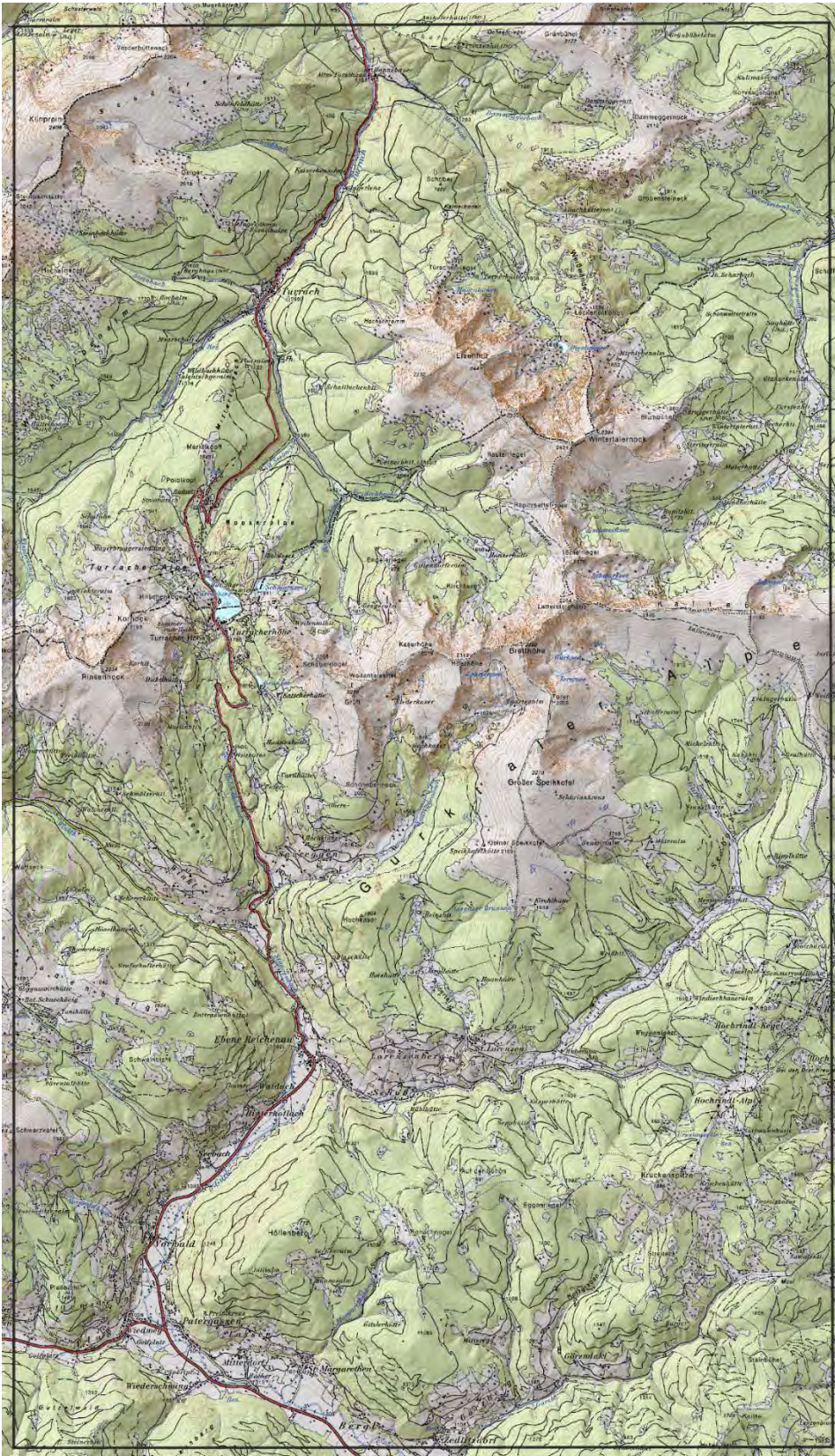


Abb. 1: Topografische Karte (© BEV) mit digitalem Höhenmodell des Kartenblattes Radenthein-Ost.

Tektonische Einheiten auf GK25 Blatt Radenthein-Ost und angrenzenden Gebieten

CHRISTOPH IGLSEDER* & BENJAMIN HUET*

* Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien. christoph.iglseder@geologie.ac.at;
benjamin.huet@geologie.ac.at

Dieser Beitrag beschreibt die tektonischen Einheiten und deren lithostratigrafischen Aufbau auf Blatt GK25 Radenthein-Ost (IGLSEDER et al., 2019). Zum Vergleich und besseren regionalgeologischen Verständnis werden auch die tektonischen Einheiten im Drauzug-Gurktal-Deckensystem und im Koralmpe-Wölz-Deckensystem auf der Geologischen und Tektonischen Karte der Gurktaler Alpen 1:250.000 (IGLSEDER, 2019) erläutert.

Tektonische Einheiten stellen an der Geologischen Bundesanstalt bei der Gliederung von Legenden und in Datenmodellen eine Basiseinheit dar. Um tektonische Einheiten im Alpidischen Orogen im Rang einer Decke zu charakterisieren, sind mehrere Parameter wichtig. Es sind dies (1) die Position der Decke im Deckenstapel, (2) die Deformation an der Deckengrenze, respektive „Begrenzungen der Decke an der Basis“ (HINTERSBERGER et al., 2017), (3) Druck-Temperatur-Bedingungen und Alter der Peak-Metamorphose sowie (4) die Interdeformation und Abkühlgeschichte der Decke. Zusätzlich liefert (5) die Gliederung in Deckensysteme nach SCHMID et al. (2004) und FROITZHEIM et al. (2008) die Möglichkeit, Decken paläogeografischen Bereichen zuzuordnen, bzw. sie anhand ihrer Lithostratigrafie sowie Lithodeme und tektonometamorpher Entwicklung während der Ordovizischen, Variszischen, Permischen und Alpidischen Ereignisse zu charakterisieren.

Weiters werden die tektonischen Einheiten vom Hangenden in das Liegende beschrieben. Äquivalente Bezeichnungen und Synonyme, aber auch obsoletere Begriffe der Literatur werden in eckigen Klammern mit Referenzen dargestellt. Später erläuterte stratigrafische und lithodemische Einheiten auf dem Kartenblatt Radenthein-Ost sind in fetter Schrift hervorgehoben. Die angegebenen Koordinaten sind nach Koordinatensystem WGS 84/UTM 33N.

1. Drauzug-Gurktal-Deckensystem

1.1. Der Begriff „Gurktaler-Decke“ (obsoletere tektonische Einheit)

Der Begriff Gurktaler-Decke [Gurktaler-Phyllitdecke nach STOWASSER (1945), Gurktaler Deckenkörper nach GOSEN (1982), Gurktaler Deckensystem nach NEUBAUER & PISTOTNIK, (1984)] geht auf TOLLMANN (1959, 1977) zurück und bezeichnet Paläozoische Einheiten, welche durch mittelostalpinen „zentralalpines Mesozoikum“ vom mittelostalpinen Kristallin getrennt sind. Sie werden dem oberostalpinen Deckenstockwerk zugeordnet. NEUBAUER (1980) zählt das „Kristallin der Ackerlhöhe“ und PISTOTNIK (1980) die „Pfannockeinheit“ zur Gurktaler-Decke. GOSEN et al. (1985) bzw. GOSEN (1989) untergliedern die Oberostalpine Gurktaler-Decke in die Murauer Decke, Stolzalpendecke, Ackerldecke und Pfannockschuppe. Seit der Definition des Drauzug-Gurktal-Deckensystems nach SCHMID et al. (2004) und FROITZHEIM et al. (2008) wird die Gurktaler-Decke zu dieser Einheit gezählt.

1.2. Stolzalpe-Decke

Die hangendste tektonische Einheit des Arbeitsgebietes bildet die Stolzalpe-Decke (IGLSEDER & SCHUSTER, 2013) [Stolzalpendecke nach SCHÖNENBERG (1967), TOLLMANN (1977), GOSEN et al. (1985), Stolzalpen-Decke nach TOLLMANN (1977) und SCHUSTER (2005a), „anchimetamorpher Oberbau“ bzw. Stolzalpen-Teildecke nach TOLLMANN (1959, 1977), Obere Gurktaler Decke nach TOLLMANN (1975)]. Namensgebend ist der Gipfel der Stolzalpe (1.817 m) nördlich von Murau (BMN 159 Blatt Murau, UTM 4225 Blatt Murau, 0438600/5222400).

Die Stolzalpe-Decke stellt eine gebietsmäßig größere Decke in den Gurktaler Alpen dar und ihre Vorkommen befinden sich im Bereich der Stolzalpe, im Gebiet zwischen Bad Kleinkirchheim–

Eisenhut–Weitensfeld im Gurktal, südlich der Mur zwischen der Frauenalpe (1.997 m) und St. Lambrecht, östlich von St. Veit an der Glan zwischen Ulrichsberg (1.022 m), Magdalensberg (1.059 m), Christophberg (969 m) und Guttaring, zwischen Völkermarkt und St. Paul im Lavanttal sowie einem kleineren Vorkommen um die Prankerhöhe (2.166 m).

Nach SCHMID et al. (2008) und FROITZHEIM et al. (2008) wird die Stolzalpe-Decke dem Drauzug-Gurktal-Deckensystem zugeordnet. Sie wird im Bereich Paalbach bis Frauenalpe von der Ackerl-Decke (Kapitel 1.5.) begrenzt, im Bereich Stangalm–Turrach–Rapitzgraben von der Königstuhl-Decke (Kapitel 1.3.), von der Eisentalhöhe bis zur Brunnachhöhe von der Pfannock-Decke (Kapitel 1.4.) unterlagert und in sonstigen Bereichen von der Murau-Decke (Kapitel 1.6.) unterlagert. Zwischen Althofen-Klein und St. Paul-Brückl wird sie tektonisch zur „Basalen Glimmerschiefer-Decke“ (Kapitel 1.8.) des Drauzug-Gurktal-Deckensystems, respektive Decken des Koralpe-Wölz-Deckensystems begrenzt und um den Kuster (1.669 m) südlich von Flattnitz finden sich tektonische Grenzen zur Bundschuh-Decke (Kapitel 2.1.).

Der Gesteinsinhalt der Stolzalpe-Decke wird im Bereich GK25 Radenthein-Ost durch ein prä-variszisches Basement (Spielriegel- und Kaser-Komplex) sowie eine post-variszische, transgressive Bedeckung (Stangnock-Formation) gebildet (IGLSEDER et al., 2018). Der **Spielriegel-Komplex** (IGLSEDER & HUET, 2015; HUET, 2015) wird von schwach metamorphen, siliziklastischen Sedimentgesteinen (Metasandstein, Metasiltstein, Quarz-Phyllit) aufgebaut. Oft sind in den hangenden Bereichen vulkanische und pyroklastische Gesteine, Metabasalte und Grünschiefer sowie Eisen führende Dolomitmarmore eingelagert, welche südwestlich des Arbeitsgebietes Fossilalter des Oberordoviziums (NEUBAUER & PISTOTNIK, 1984) zeigen. Eine Besonderheit stellt (etwas südlich des Kartenausschnittes) das Vorkommen eines Metaignimbrites dar, an dem U-Pb Zirkon-Bildungsalter der Grenze zwischen Ober- und Mittelordovizium (ca. 470 Ma) gemessen wurden (IGLSEDER et al., 2018). Der Spielriegel-Komplex wird von Gesteinen des **Kaser-Komplexes** überlagert (IGLSEDER & HUET, 2015; HUET, 2015). Dieser baut sich aus schwach metamorphen pyroklastischen und vulkanischen Gesteinen (Metapyroklastika, Metatuffit, Chloritphyllit, Metabasalt) auf, an denen Untersuchungen an Zirkonen ein Bildungsalter der pyroklastischen Gesteine im Oberordovizium um ca. 450 Ma ergaben (IGLSEDER et al., 2018). Vergleichbar dem Kaser-Komplex sind auch dem Spielriegel-Komplex Eisen führende Dolomitmarmore eingelagert, welche Fossilalter von ca. 430 bis 390 Ma (Silur bis Devon) zeigen (HÖLL, 1970). Die transgressive Bedeckung mit Metasedimenten der **Stangnock-Formation** (SCHÖNLAUB, 2014a) am Simmerleck (2.079 m), Kornock (2.193 m) und auf der Turracher Alpe weisen – im Gegensatz zu den mächtigen sedimentären Abfolgen im Bereich der Königstuhl-Decke – eine etwas andere Zusammensetzung der Sedimentgesteine (weniger Konglomerate und Tonschiefer) auf. Auch sind geringere Mächtigkeiten, teilweise feinere Korngrößen und nur spärliche Hinweise auf Pflanzenfossilien beobachtbar. Auch konnten im Arbeitsgebiet keine jüngeren Ablagerungen (z.B. Werchzirm-Formation) gefunden werden (IGLSEDER et al., 2019).

Außerhalb des Kartenblattes, lithostratigrafisch besonders erwähnenswert, sind die paläozoischen Ablagerungen der Magdalensberg-Gruppe (THIEDIG, 2005; SUTTNER, 2014a) sowie post-variszische Ablagerungen im „Karbon“ vom Christophberg (TOLLMANN, 1977) und „Oberkarbon von St. Paul“ (SCHÖNLAUB, 2014b). In permo-mesozoischen Ablagerungen des Krappfelds und der St. Pauler und Griffener Berge finden sich Ablagerungen der **Werchzirm-Formation** (SCHÖNLAUB, 2014c), Gröden-Formation, des Alpenen Buntsandsteins, der Werfen-Formation und der Trias bis zum Hauptdolomit (KRAINER, 1985, 1987, 1992, 1996). Ablagerungen der oberkretazischen Gosau-Gruppe des Krappfeldes (VAN HINTE, 1963; APPOLD & THIEDIG, 1989 und Referenzen darin; PILLER et al., 2004) und der paläogenen Guttaring-Gruppe (VAN HINTE, 1963; PILLER et al., 2004) liefern wichtige Hinweise auf die paläogeografische Position, als auch Abkühlungsgeschichte der Stolzalpe-Decke (RANTITSCH et al., in Vorb.).

Die Stolzalpe-Decke zeigt alpidisch einen schwach bis niedriggradigen Metamorphosehöhepunkt von maximal 250° C (SCHRAMM et al., 1982; GOSEN et al., 1987; RANTITSCH & RUSSEGGER, 2000; RANTITSCH et al., in Vorb.) in post-variszischen Ablagerungen der Stangnock-Formation. Die variszische Metamorphose erreichte Temperaturen von ca. 300–320° C in paläozoischen Grafschiefern (RANTITSCH et al., in Vorb.), abgeleitet anhand eines $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Alters an Muskovit im Spielriegel-Komplex von ca. 317 Ma (IGLSEDER et al., 2016). Ein (U-Th)/He-Alter an Zirkon in der Stolzalpe-Decke deutet auf Abkühlung unter 150° C um ca. 76 Ma hin (IGLSEDER et al., 2018).

Die Stolzalpe-Decke zeigt außer an Deckengrenzen zur Pfannock- und Ackerl-Decke immer einen signifikanten Metamorphosesprung zur unterlagernden Königstuhl- und Murau-Decke sowie zu „Basalen-Glimmerschiefer-Decken“ und zur Bundschuh-Decke.

Die strukturelle Hauptprägung der Stolzalpe-Decke ist meist variszisch und durch NW–SE streichende, enge bis isoklinale Falten (D1), gefolgt von ENE-vergenten asymmetrisch offen spitzwinkligen Falten (D2), charakterisiert (HUET, 2015; IGLSEDER & HUET, 2015). Zwei Deformationsphasen während des Eoalpidischen (kretazischen) Ereignisses wurden beobachtet. Frühere WNW-vergente enge Falten und spröde-duktiler Scherstrukturen mit einer WNW-gerichteten Bewegung werden der Deckenstapelung (D3a) zugeordnet. Diese D3a-Strukturen sind von ESE-gerichteten Abschiebungen (D3b) überprägt und besonders an der Deckengrenze zur Königstuhl- und Bundschuh-Decke lokalisiert und beobachtet. Anzeichen für Deformation während des Neoalpidischen (oberkretazischen-neogenen) Ereignisses sind auf isolierte, offen stumpfwinkelige Falten (D4) limitiert (HUET, 2015; IGLSEDER & HUET, 2015). Außerhalb des Kartenblattes Radenthein-Ost wird die Stolzalpe-Decke an teilweise konjugierten NW–SE streichenden dextral- (z.B. Trogscharte-Störung) und NE–SW streichenden sinistral-seitenverschiebenden (z.B. Olsa-Einöd-Störung) Störungen versetzt. N(NW)–S(SE) streichende dextral-seitenverschiebende, teilweise abschiebende Störungen, parallel zum Görtschitztal-Störungssystem, zeigen das letzte tektonische Element während des Miozäns.

1.3. Königstuhl-Decke

Die Königstuhl-Decke (IGLSEDER et al., 2018) [Turrach-Schuppe, Oberkarbonschuppe von Turrach und Schuppe des Königstuhl-Karbons nach STOWASSER (1945, 1956), Paaler Schuppe nach NEUBAUER (1980), Turrach-Teildecke nach IGLSEDER & SCHUSTER (2013), Königstuhl-Teildecke nach IGLSEDER & HUET (2015)] bildet die liegendste Decke des Drauzug-Gurktal-Deckensystems auf Blatt Radenthein-Ost. Namensgebend ist der Gipfel des Großen Königstuhls (2.336 m) am Dreiländereck Salzburg-Steiermark-Kärnten (BMN 183 Blatt Radenthein, UTM 3106 Blatt Radenthein, 0407500/5199600).

Die Königstuhl-Decke ist im Bereich des Großen Königstuhls (2.336 m) und Stangnock (2.316 m), der Turracher Höhe, dem Ort Turrach, am Türschenriegel, südlich des Leckenschobers, am Blumbühel (1.980 m), im Rapitzgraben, im Bereich des Paalgrabens und Kreischberges (1.981 m) sowie mit einem kleinen Gebiet bei der Anthoferalm westlich des Ursch (1.848 m) aufgeschlossen.

Sie wird von der Pfannock-, Ackerl- und Murau-Decke (Kapitel 1.4., 1.5., 1.6.) sowie der Bundschuh-Decke (Kapitel 2.1.) unterlagert. Überlagert wird sie von der Stolzalpe-Decke (Kapitel 1.2.) bzw. überlagert sie diese invers im Raum Anthoferalm. Erwähnenswert sind tektonische Klippen östlich von Innerkrems bei der Mattehanshöhe (2.086 m).

Die Königstuhl-Decke beinhaltet ein Basement von schwach metamorphen, pyroklastischen Gesteinen, untergeordnet siliziklastischen Metasedimenten (Chloritschiefer, Phyllit) und Dolomitmarmoren des **Kaser-Komplexes** (IGLSEDER et al., 2019), welche nordwestlich des Nesselbaches und nördlich des hinteren Rapitzgrabens aufgeschlossen sind. An letztgenanntem stellen mylonitischer, stark deformierter Metatuffit, Metatuff und Kalzitmarmor eine Besonderheit dar, welche als Element dieses Basements aufgeschlossen sind. Überlagert wird der Kaser-Komplex von schwach-metamorphen, polymikten, kontinental-klastischen Sedimentgesteinen der Stangnock-Formation (SCHÖNLAUB, 2014a und Referenzen darin) und der darüber liegenden Werchzirm-Formation (SCHÖNLAUB, 2014c und Referenzen darin), welche am Ende beziehungsweise nach der Variszischen Gebirgsbildung abgelagert wurden. Die **Stangnock-Formation** beinhaltet niedriggradig metamorphe, siliziklastische Sedimentgesteine (Metakonglomerat, Metasandstein, Phyllit, Tonschiefer). Es handelt sich dabei um fluviatile Ablagerungen, welche von einem verzweigten bis mäandrierenden Flusssystem in Becken des einstigen Variszischen Gebirges abgelagert wurden. Hervorzuheben sind gut dokumentierte Vergesellschaftungen von Pflanzenfossilien der „Steinkohlezeit“ vor ca. 310–305 Millionen Jahren (oberes Pennsylvanum, FRITZ et al., 1990; FRITZ & KRÄINER, 2007; KABON & IGLSEDER, 2019). Das Vorkommen von Anthrazit wird auf eoalpidische Metamorphoseprägung zurückgeführt (RANTITSCH et al., in Vorb.). Von besonderer Bedeutung sind Metavulkanit-Metasediment-, respektive Gneis-Komponenten führende Metakonglomerate meist an der Basis der Stangnock-Formation (FRIMMEL, 1984, 1987, 1988; IGLSEDER et al., 2019).

Anhand geochemischer Vergleiche (FRIMMEL, 1988) und U-Pb Zirkon-Altersdatierungen konnten Ähnlichkeiten zwischen den Orthogneis-Komponenten und dem Bundschuh-Orthogneis-Lithodem gezeigt werden (IGLSEDER et al., 2018). Die **Werchzirm-Formation** wird von rot gefärbten, niedriggradig metamorphen, siliziklastischen Sedimentgesteinen (Metasandstein, Metasiltstein, Tonschiefer mit zwischengeschalteten polymikten Metakonglomeraten und Metabrekzien) aufgebaut. Diese werden als Ablagerungen in Muren oder fluviatile Ablagerungen in Rinnen und Schuttfächern interpretiert (KRAINER, 1987 und Referenzen darin). Obwohl für die Werchzirm-Formation im Bearbeitungsgebiet nur spärlicher Pflanzenfossilinhalt beschrieben ist, wird aufgrund von ähnlichen Ablagerungen ein Sedimentationsalter des Cisuraliums (299–273 Ma) angenommen (KRAINER, 1987 und Referenzen darin). Als signifikanter Unterschied zu den siliziklastischen Sedimentgesteinen der Stangnock-Formation findet man in den Konglomeraten der Werchzirm-Formation überwiegend meist aufgearbeitete Karbonat-Komponenten, in denen anhand von Conodonten ober-silurisch bis unterdevonische Fossilalter nachgewiesen werden konnten (KRAINER, 1987 und Referenzen darin). Jüngere Ablagerungen (z.B. Karbonate der Trias), vergleichbar der Murau-, Ackerl-, Pfannock- und Stolzalpe-Decke, wurden in der Königstuhl-Decke nicht beobachtet.

Die Königstuhl-Decke zeigt alpidisch schwach bis niedriggradig metamorphe Bedingungen von ca. 250–330° C in post-variszischen Ablagerungen der Stangnock-Formation (GOSEN et al., 1987; RANTITSCH & RUSSEGGER, 2000; RANTITSCH et al., in Vorb.). Innerhalb der Königstuhl-Decke ist, ausgenommen von Maximaltemperaturen an der Basis, eine Temperaturzunahme Richtung Osten beobachtbar, was auf eine (W)NW-gerichtete Überschiebung mit Bewegungsweiten von mindestens 15 km der hangenden Stolzalpe-Decke zurückgeführt wird. Ein (U-Th)/He-Alter an Zirkon zeigt Abkühlung unter 150° C um ca. 72 Ma (IGLSEDER et al., 2018). Die Königstuhl-Decke zeigt außer an Deckengrenzen zur Pfannock- und Ackerl-Decke immer einen signifikanten Metamorphosesprung zur unterlagernden Murau- und Bundschuh-Decke.

Die strukturelle Hauptprägung der Königstuhl-Decke ist eoalpidisch. Asymmetrische enge Falten zeigen NNE–SSW streichende Faltenachsen und Richtung E(SE) einfallende Achsenflächen mit WNW–ESE-gerichteter Einengung. Diese Struktur steht in Verbindung mit (spröde)duktilen top-nach-WNW-Überschiebungen (D3a), wobei asymmetrische Klastgeometrien und Scherbänder ausgebildet wurden. In einem letzten Deformationsereignis werden die früheren Strukturen als Abschiebungen reaktiviert (D3b) und überprägt. Sie zeigen zusammen mit Neubildungen von C'-Typ Gefügen und konjugierten Störungen eine Änderung des tektonischen Regimes mit WNW–ESE-gerichteter Dehnung und top-nach-ESE Scherung (HUET & IGLSEDER, 2015; IGLSEDER & HUET, 2015; IGLSEDER et al., 2016). Konjugierte NW–SE streichende dextral- (z.B. Staudachjoch-Störung) und NE–SW streichende sinistral-seitenverschiebende Störungen versetzen die Königstuhl-Decke.

1.4. Pfannock-Decke (auf GK250)

Die Pfannock-Decke (SCHUSTER, 2005a, b) [Pfannockgneis-Scholle nach LIEGLER (1970), Pfannockscholle nach LIEGLER (1970) und TOLLMANN, (1975, 1977), Pfannockschuppe nach TOLLMANN, (1975, 1977), Pfannock-Schuppe nach KRAINER (1984), Pfannockeinheit nach TOLLMANN (1975) und PISTOTNIK (1980), Pfannock-Einheit nach GOSEN (1989) und RANTITSCH & RUSSEGGER (2000)] zählt zu den mittleren Decken des Drauzug-Gurktal-Deckensystems. Namensgebend ist der Gipfel des Pfannocks (2.254 m) (BMN 183 Blatt Radenthein, UTM 3106 Blatt Radenthein, 0405070/5193467, auf aktuellen UTM-Karten des BEV wird Pfannock mit 3 n geschrieben).

Die Pfannock-Decke tritt in einem schmalen Streifen von der Brunnachhöhe (1.970 m) im Süden über den Pfannock, die Eisentalhöhe (2.180 m) bis zur Rosanhöhe (2.280 m) im Norden auf. Sie überlagert die Bundschuh-Decke (Kapitel 2.1.) und wird ihrerseits von der Königstuhl-Decke (Kapitel 1.3.) und Stolzalpe-Decke (Kapitel 1.2.) überlagert.

Lithologisch beinhaltet die Pfannock-Decke ein Basement bestehend aus dem Pfannock-Orthogneis (Pfannockgneis nach FRIMMEL, 1988 und GRUBER, 2012), einem stark kataklastisch überprägten Orthogneis mit granitischer Zusammensetzung. Eine Rb/Sr-Gesamtgesteinsisochrone und U/Pb-Datierungen an Zirkonen ergaben ein oberordovizisches Bildungsalter (FRIMMEL, 1988; IGLSEDER, in Vorb.). Orthogneis-Gerölle in der Stangnock-Formation südwestlich des Oswalder-Bock-Sattels (1.958 m) ergaben vergleichbare Alter

(IGLSEDER, in Vorb.). Der Orthogneis wird transgressiv von der **Stangnock-Formation** (Karbon der Brunnachhöhe, STOWASSER, 1945; LIEGLER, 1970), Alpinem Verrucano („Bock-Brekzie“ nach STOWASSER, 1945 und KÜHN, 1962) und der „Pfannock-Trias“ (PISTOTNIK, 1980, 1996) überlagert. Die Pfannock-Decke zeigt alpidisch niedriggradig metamorphe Bedingungen mit Maximaltemperaturen von 200–250° C in der Stangnock-Formation der Brunnachhöhe (GOSEN et al., 1987; RANTITSCH & RUSSEGER, 2000; RANTITSCH et al. in Vorb.). Ein $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Alter an detritären Hellglimmern in „anisischen“ Dolomiten der „Pfannock-Trias“ zeigt variszische Bildung um ca. 317 Ma (NEUBAUER et al., 1998). Die Abkühlung der Pfannock-Decke unter 150° C war anhand eines (U-Th)/He-Alters an Zirkon um ca. 77 Ma (IGLSEDER, in Vorb.).

Die strukturelle Prägung der Pfannock-Decke ist eoalpidisch mit einer Antiform mit E–W streichender Faltenachse und invertierter lithologischer Abfolge. Vor-alpidische Strukturen sind nur am Transgressionskontakt zwischen Orthogneis und Stangnock-Formation erkennbar. Laut GRUBER (2012) sind die Hauptstrukturen C'-Typ Gefüge mit top-nach-NW Kinematik (D3a), überprägt von C'-Typ Gefügen und konjugierten Brüchen, welche eine Änderung des tektonischen Regimes mit (W)NW–(E)SE gerichteter Dehnung und top-nach-SE Scherung anzeigen (D3b).

1.5. Ackerl-Decke (auf GK250)

Die Ackerl-Decke [Ackerldecke nach NEUBAUER (1978, 1980) und FRIMMEL (1987), Ackerlscholle nach TOLLMANN (1977)] ist eine mittlere Decke des Drauzug-Gurktal-Deckensystems. Namensgebend ist der Gipfel der Ackerlhöhe (2.040 m) (BMN 159 Blatt Murau, UTM 4225 Blatt Murau, 0433600/5210600).

Die Ackerl-Decke ist südlich von St. Lorenzen ob Murau, entlang des Lorenzenbaches und um die Ackerlhöhe aufgeschlossen.

Sie wird von der Königstuhl-Decke (Kapitel 1.3., Paaler Schuppe nach NEUBAUER, 1980) überlagert sowie von der Stolzalpe-Decke (Kapitel 1.2.) in inverser Lagerung und der Murau-Decke (Kapitel 1.6.) unterlagert. Entlang der dextral-seitenverschiebenden Trogcharten-Störung besteht ein direkter lateraler Kontakt zur Stolzalpe-Decke.

Die Ackerl-Decke wird überwiegend von Gesteinen des Ackerl-Komplexes (Ackerlkristallin nach THURNER, 1958 und THEYER, 1969, Ackerlgneis-Komplex und Ackerlglimmerschiefer-Komplex nach NEUBAUER, 1980) aufgebaut, welcher sich aus Granat-Glimmerschiefern, Staurolith führenden Paragneisen, untergeordnet Amphibolit, Aplit und Pegmatit, zusammensetzt. Darüber folgen permo-mesozoische Ablagerungen, welche sich aus Anteilen des Alpinen Verrucano, **Lantschfeldquarzit** und „Dolomiten der Trias“ (THEYER, 1969; NEUBAUER, 1980) aufbauen.

Die Ackerl-Decke ist durch eine variszische grünschiefer- bis amphibolitfazielle Metamorphose charakterisiert, welche gegen Osten zunimmt und hier anhand von Staurolith-Neubildungen Amphibolitfazies anzeigt. Basierend auf $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Altern an Hellglimmern um ca. 310 Ma zeigt sie eine spät-variszische Abkühlung und untere grünschieferfazielle eoalpidische Überprägung (FRIMMEL, 1987; NEUBAUER, 1978, 1980; NEUBAUER & DALLMEYER, 1994).

Die strukturelle Hauptprägung wird als alpidisch interpretiert mit früherer NW gerichteter Transportrichtung (D3a) und späteren C'-Typ Gefügen mit top-nach-(E)SE Kinematik (D3b, THEYER, 1969; FRIMMEL, 1987).

1.6. Murau-Decke (auf GK250)

Die Murau-Decke [Murauer Decke nach TOLLMANN (1977), NEUBAUER (1979), GOSEN et al. (1985), Murauer Teildecke nach TOLLMANN (1959), GOSEN (1982, 1989), Untere Gurktaler Decke nach TOLLMANN (1975)] ist nach SCHMID et al. (2004) und FROITZHEIM et al. (2008) eine liegende Decke des Drauzug-Gurktal-Deckensystems. Namensgebend ist die Stadt Murau (BMN 159 Blatt Murau, UTM 4225 Blatt Murau, 0437000/5217800).

Die Murau-Decke baut große Bereiche zwischen Bad Kleinkirchheim, Feldkirchen, St. Veit an der Glan und Völkermarkt, um Metnitz sowie zwischen Murau und Neumarkt in Steiermark auf.

Sie wird von den „Basalen Glimmerschiefer-Decken“ (Kapitel 1.8.), der Bundschuh-Decke (Kapitel 2.1.), der „Glimmerschiefer-Decke“ (Kapitel 3.3.) und der Gstoder-Decke (Kapitel 3.2.) unterlagert sowie von der Ackerl-, Königstuhl- und Stolzalpe-Decke (Kapitel 1.5., 1.3., 1.2.) überlagert.

Der Gesteinsinhalt der Murau-Decke umfasst Granat führende, grafitische Phyllite bzw.

Glimmerschiefer mit eingeschalteten Grünschiefer- und Amphibolitlagen, welche von metamorphen Karbonatgesteinen (mittleres Silur bis Mitteldevon) überlagert werden. Lithostratigrafisch werden sie der Murau-Gruppe (NEUBAUER, 1979; SUTTNER, 2014b) und dem Murau-Kalk (Greibenzenkalk) (HUBMANN, 2014) zugeordnet. Erwähnenswert sind permomesozoische Ablagerungen, welche sich aus Anteilen des Alpenen Verrucano, **Lantschfeldquarzit** und „Marmoren der Trias“ (NEUBAUER, 1980) aufbauen.

Die Murau-Decke zeigt eine obere grünschieferfazielle Metamorphose mit einem Metamorphosehöhepunkt von 450–500° C (FRIMMEL, 1987; NEUBAUER & FRIEDL, 1997). Andere Untersuchungen lieferten Hinweise auf höhere Temperaturen von 550–600° C (GOSEN, 1989; KOROKNAI et al., 1999). Anhand eines $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Plateaualters von ca. 86 Ma (NEUBAUER et al., 2003), Untersuchungen mit Raman-Mikrospektroskopie mit Maximaltemperaturen zwischen 470 und 500° C (IGLSEDER et al., 2018) und neueren Arbeiten im Raum Stadl an der Mur und Oberhof (HOLLINETZ et al., 2018; WERDENICH et al., 2018), welche einphasiges Granatwachstum, ohne Hinweise auf Mehrphasigkeit lieferten, werden diese Bedingungen als eoalpidisch interpretiert.

Auch die strukturelle Hauptprägung der Murau-Decke ist eoalpidisch und zeigt (E)NE–(W)SW streichende Strukturelemente (Faltenachsen, Streckungslineationen) mit teilweise top-nach-W Überschiebungen (D3a) (NEUBAUER, 1987) und einer dominierenden Neubildung von C'-Typ Gefügen und konjugierten Störungen mit WNW–ESE gerichteter Dehnung und top-nach-ESE Scherung (D3b, HOLLINETZ et al., 2018; IGLSEDER et al., 2018). Manchmal dreht die Kinematik Richtung S(W) (FRIMMEL, 1987; GOSEN, 1982, 1989). Zum regionalgeologischen Verständnis ist die Interpretation der Murau-Decke als das Liegende eines eoalpidischen, ESE-gerichteten Detachements mit dem Hauptast zwischen Murau- und Stolzalpe-Decke wichtig (NEUBAUER et al., 2003). Eine Zweigliederung der Murau-Decke in einen basalen, Granat führenden und einen darüber folgenden granatfreien Anteil wurde diskutiert (PISTOTNIK, 1980; GOSEN, 1982; GOSEN et al., 1985).

1.7. Klärung zum Begriff „Phyllonitzone“ (obsolete tektonische Einheit)

Die „Phyllonitzone“ (GOSEN et al., 1985) [Karlwandschuppe nach TOLLMANN (1975, 1977), Basale Schuppenzone nach PISTOTNIK (1996), Nesselbach-Teildecke nach IGLSEDER & HUET (2015)] markierte von der Brunnach-Alm bis Innerkrems den Bereich zwischen der Bundschuh-Decke (Stangalm-Mesozoikum) und Pfannock-Decke („Pfannock-Trias“) und wurde von TOLLMANN (1975, 1977) postuliert. Für die penetrative Strukturprägung unter grünschieferfaziellen Bedingungen wurden kretazische Alter angenommen (GOSEN et al., 1987; GOSEN, 1989). Auch stark, zum Teil durchgehend verfolgbare mylonitisierte Bewegungshorizont(e) zwischen Turrach und Hirnkopf wurden dieser Einheit zugeordnet (IGLSEDER & HUET, 2015). Gegen Nordosten und Süden wurde eine Fortsetzung in phyllitische Anteile der Murau-Decke diskutiert (GOSEN et al., 1985; PISTOTNIK, 1996). Ein Hauptargument war die Identifizierung von altpaläozoischen Gesteinen darin.

Fälschlicherweise als Elemente der ehemaligen Phyllonitzone bezeichnete paläozoische, Conodonten führende Dolomitmarmore stellten sich als ein Bestandteil der Metasedimente bzw. Metavulkanite der Stolzalpe-Decke heraus und sind kein Bestandteil des Stangalm-Mesozoikums (JULIAN PISTOTNIK, pers. Mitteilung). Auch wurden in keiner Lösprobe Conodonten gefunden, was für Kalke im Paläozoikum typisch wäre (JULIAN PISTOTNIK, pers. Mitteilung).

Das Vorkommen von Granat führenden Phylliten und Glimmerschiefern der Murau-Decke am Südwestrand der Gurktaler Alpen konnte in ihrer nördlichen Fortsetzung in die Gesteine des Stangalm-Mesozoikums nicht beobachtet werden. Obwohl südlich des Erlacher Bocks phyllonitische Schiefer und Karbonatgesteine aufgeschlossen sind, die zum Teil mit Grafitschiefern und Granat führenden, phyllitischen Glimmerschiefern einen Übergang zwischen Murau-Decke und Stangalm-Mesozoikum herleiten könnten (PISTOTNIK, 1996), sind diese Zusammenhänge nördlich des Erlacher Bocks nicht mehr beobachtbar. Deshalb werden diese Phyllite als metamorphes Äquivalent der karnischen Raibl-Formation (teilweise Konglomerat führender, phyllitischer Schiefer und Hornstein führender Bänderkalk, PISTOTNIK, 1980, 1996) interpretiert.

Graue und gelbliche Kalzitmarmore sowie rötliche, Radiolarien führende Kalzitmarmore (PISTOTNIK, 1980, 1996) werden nun dem „Jura-Anteil“ des Stangalm Mesozoikums sensu lato (siehe **Leckenschober-Lithodem**) zugeordnet.

1.8. „Basale Glimmerschiefer-Decken“ (auf GK250)

Die „Basalen Glimmerschiefer-Decken“ (IGLSEDER & SCHUSTER, 2013) [Serie der phyllitischen Glimmerschiefer nach SCHWINNER (1927), Glimmerschieferserie nach HOMANN (1962), Wieting-Serie nach KLEINSCHMIDT & WURM (1966), Glimmerschiefer-Folge und Übergangsserie nach GOSEN (1978, 1982), Phyllitische Glimmerschiefer und Schuppenzone nach APPOLD (1989), Übergangsserie und Serie der phyllitischen Glimmerschiefer nach GOSEN et al. (1985), „Teile der „Diaphorit-Zone“ nach GOSEN (1989)] sind Decken an der Basis des Drauzug-Gurktal-Deckensystem.

Sie umrahmen, respektive bilden die tektonischen (Halb-)Fenster von Wimitz, Friesach und Froiach. Auch treten sie in den südlichen Teilen des Kärntner Seengebietes, am Südrand der Saualpe, nördlich des Murtals zwischen Krakaudorf und Oberwölz sowie um und nordwestlich von Scheifling.

Sie stellen in diesen Bereichen die liegendsten Anteile des Drauzug-Gurktal-Deckensystem dar, unterlagern die Murau-Decke (Kapitel 1.6.) und überlagern wiederum Decken des Korralpe-Wölz-Deckensystems (z.B. Gstoder-Decke (Kapitel 3.2.) und „Glimmerschiefer-Decke“ (Kapitel 3.3.) Jankitzkogel-Decke, Pusterwald-Decke).

Lithologisch sind vor allem am Nordrand der Decken Granat führende, phyllitische Glimmerschiefer mit verbreitet Quarzit sowie mannigfache Marmor- und Amphiboliteinschaltungen vorherrschend. Selten sind Hornblendepseudomorphosen nach Pyroxen in Amphibolit beschrieben. Auffallend sind Chloritoid und Granat führende, helle, phyllitische Glimmerschiefer der hangenden Bereiche im Halbfenster von Friesach.

Generell ist ihre Zusammensetzung aus Glimmerschiefer-Komplexen ohne klare stratigrafische Abfolge schwierig. Es wird angenommen, dass sich die Glimmerschiefer aus Schürflingen der Glimmerschiefer-Gruppe und der hangenden Phyllit-Gruppe zusammensetzen (APPOLD, 1989). Meist unterscheiden sich die Glimmerschiefer im Norden von Komplexen des unterlagernden Korralpe-Wölz-Deckensystems und ebenso sind Ähnlichkeiten mit der überlagernden Murau-Decke feststellbar (z.B. der Künstenwald-Kalk-Dolomitzug nordöstlich Oberwölz). Deshalb werden nach dem jetzigen Forschungsstand die „Basalen Glimmerschiefer-Decken“ dem Drauzug-Gurktal-Deckensystem zugeordnet. Eine Zugehörigkeit in das Korralpe-Wölz- respektive Ötztal-Bundschuh-Deckensystem in den westlichen und südlichen Teilen wird diskutiert.

Die „Basalen Glimmerschiefer-Decken“ zeigen eine meist einphasige Metamorphose der oberen Grünschieferfazies (GOSEN, 1982). Anhand der Abkühlalter über- und unterlagernder Einheiten wird diese als eoalpidisch eingestuft.

Die strukturelle Hauptprägung zeigt isoklinale Falten mit E–W streichenden Faltenachsen und (N)W–(S)E streichenden Streckungslineationen mit zum Teil Mylonitisierung und Neubildungen von C'-Typ Gefügen mit top-nach-(S)E Scherung (D3b; GOSEN, 1982).

2. Ötztal-Bundschuh-Deckensystem

2.1. Bundschuh-Decke

Die Bundschuh-Decke (SCHUSTER, 2003) [Bundschuhdecke nach KOBER (1938)] bildet den östlich des Tauernfensters aufgeschlossenen Teil des Ötztal-Bundschuh-Deckensystems auf GK25 Radenthein-Ost. Namensgebend sind die Region und der Ort Bundschuh (BMN 157 Blatt Tamsweg, UTM 3230 Blatt Tamsweg, 0402300/5211900).

Die Bundschuh-Decke bildet eine flächenmäßig große Decke zwischen Tschiernock (2.088 m), Hochpalfenock (2.099 m) und Kolmnock (1.845 m) im Nockgebiet, den westlichen Nockbergen um den Rosenock (2.440 m) und Leobengraben über Kremsbrücke und die Gaipahöhe (2.192 m) zum Schwarzenberg (1.779 m) südwestlich Tamsweg. Hier folgt sie Richtung Osten dem Sauerfelder Wald bis Stadl an der Mur, dann westlich des Paalgrabens bis Flattnitz und dann nach Westen über den Leckenschober (1.996 m) und Turrach zum Kilnprein (2.408 m).

Sie wird von der Gstoder-Decke (Kapitel 3.2.) und der Katschberg-Zone (Radstadt-Deckensystem des Unterostalpins) unterlagert sowie von der Murau-, Ackerl-, Pfannock-, Königstuhl- und Stolzalpe-Decke (Kapitel 1.6., 1.5., 1.4., 1.3., 1.2.) überlagert. Sie umrahmt das tektonische Fenster von Ramingstein und bildet selbst kleinere Fenster im Nesselbachgraben innerhalb der Königstuhl-Decke und in Oberhof, wo eine Spezialstellung in inverser Lagerung unter der Gstoder-Decke vorliegt.

Der Gesteinsinhalt der Bundschuh-Decke gliedert sich in zwei stratigrafische Einheiten, den liegenden Bundschuh-Priedröf-Komplex (SCHUSTER et al., 2006) und die darüber liegende permo-mesozoische Bedeckung, das Stangalm-Mesozoikum. Der **Bundschuh-Priedröf-Komplex** umfasst Granatglimmerschiefer, Paragneis und Orthogneis, untergeordnet Amphibolit und selten Marmor. Ordovizische Orthogneise mit granitischer Zusammensetzung werden dem **Bundschuh-Orthogneis-Lithodem** zugeordnet (IGLSEDER et al., 2018, 2019). Die permo-mesozoischen Metasedimente des **Stangalm-Mesozoikums** (STOWASSER, 1956; TOLLMANN, 1958, 1977) werden von Dolomitmarmor, Phyllit, Glimmerschiefer, unreinem Quarzit und Kalzitmarmor aufgebaut. Nach neuer Nomenklatur (IGLSEDER & SCHUSTER, 2015; IGLSEDER et al., 2019) werden diese Metasedimente in den **Lantschfeldquarzit** (metamorphes Äquivalent von Alpinem Buntsandstein), das **Weißwände-Lithodem** (metamorphes Äquivalent von Reichenhall-Formation, Alpiner Muschelkalk-Gruppe und Wettersteinkalk/dolomit), das **Bockbühel-Lithodem** (metamorphes Äquivalent der Partnach-Formation), das **Karnerboden-Lithodem** (metamorphes Äquivalent von Hauptdolomit, Plattenkalk und Kössen-Formation) sowie das **Leckenschober-Lithodem** (metamorphes Äquivalent der Allgäu-Gruppe, Ruhpolding-Formation und Ammergau-Formation) gegliedert und als **Stangalm-Mesozoikum sensu lato** bezeichnet.

Andere lithologische Einheiten bei Oberhof im oberen Metnitztal und Stadl an der Mur können nur teilweise dem Bundschuh-Priedröf-Komplex zugeordnet werden. Das oberordovizische Oberhof-Orthogneis-Lithodem zeigt Ähnlichkeiten mit dem Bundschuh-Orthogneis-Lithodem (HOLLINETZ et al., 2018; HOLLINETZ, 2018). Granat-Chloritoid-Schiefer, quarzreiche Glimmerschiefer und Quarzite werden als Oberhof-Lithodem charakterisiert und können als ein höher metamorphes Äquivalent der Stangnock-Formation interpretiert werden (HOLLINETZ, 2018). Granat-Chloritoid führende Glimmerschiefer im Hangenden des Bundschuh-Priedröf-Komplexes im Raum Stadl an der Mur zeigen eine einphasige Metamorphose und stehen in Verband mit Paragneis, durch Lantschfeldquarzit getrennt von Gesteinen der Murau-Decke (FRIMMEL, 1987; WERDENICH et al., 2018). Sie zeigen höhere Metamorphosebedingungen als die Murau-Decke und könnten eine eigenständige lithodemische Einheit darstellen (HOLLINETZ et al., 2019).

Die Bundschuh-Decke zeigt eine mehrphasige Metamorphosegeschichte mit einem variszischen Höhepunkt bei ca. 600–650° C und 10–11 kbar (KOROKNAI et al., 1999; SCHUSTER & FRANK, 1999) mit einer Temperaturabnahme von Norden nach Süden (SCHIMANA, 1986; KOROKNAI et al., 1999; SCHUSTER & FRANK 1999). Im Laufe der letzten Jahre zeigten petrologische Untersuchungen in den östlichen Anteilen der Bundschuh-Decke im Oberhof-Lithodem sowie um Stadl an der Mur (HOLLINETZ, 2018; WERDENICH et al., 2018; HOLLINETZ et al., 2019) an Gesteinen mit einphasigem Granat einen Metamorphosehöhepunkt um 520–560° C und 10 kbar. Ergänzende Raman-Mikrospektroskopie Maximaltemperaturen zeigten Werte von 510–590° C im Basement und 450–530° C im permo-mesozoischen Stangalm-Mesozoikum, was eine aufrechte Metamorphose mit abnehmender Temperatur in das Hangende widerspiegelt (IGLSEDER et al., 2018; RANTITSCH et al., in Vorb.). Diese Bedingungen werden in Kombination mit U-Th-Pb chemischen Altern an Monazit und $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Altern an Muskovit zwischen 82 und 99 Ma (NEUBAUER et al., 1998; SCHUSTER & FRANK, 1999; IGLSEDER et al., 2018; HOLLINETZ et al., 2019) als eoalpidisch interpretiert. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Hellglimmeralter von 140–156 Ma aus den liegenden Bereichen der Bundschuh-Decke zeigen eine Teilverjüngung der älteren Paragenesen und werden als Mischalter interpretiert (IGLSEDER et al., 2018).

Die Abkühlgeschichte der Bundschuh-Decke unter ca. 300° C, zeigen Rb/Sr-Alter an Biotit zwischen 81 und 87 Ma (SCHUSTER & FRANK, 1999; IGLSEDER et al., 2018), weiters unter 150° C anhand zweier (U-Th)/He-Alter an Zirkon um ca. 45–50 Ma (IGLSEDER, in Vorb.) und Apatit FT-Alter um 29–35 Ma (HEJL, 1996).

Die strukturelle Prägung der Bundschuh-Decke ist mehrphasig. Eine offene Synform mit E(NE)–W(SW) streichenden Faltenachsen (PISTOTNIK, 1996) wird im Bereich der Postmeisteralm an der Nockstraße winkeldiskordant von Lantschfeldquarzit überlagert (PISTOTNIK, 1976). Dieser Großfaltenbau wird als variszisch interpretiert. Eoalpine Strukturen sind charakterisiert durch isoklinale, teils asymmetrische und isoklinale nordvergente Falten mit E–W streichenden Faltenachsen und südeinfallenden Achsenflächen in Verbindung mit Scherung top-nach-(W)/NW während der Deckenstapelung (D3a). Isoklinale Falten mit ähnlicher Geometrie in Verbindung mit dominierender Neubildung von C'-Typ Gefügen mit abschiebender Kinematik und top-nach-

(E)/SE Scherung (D3b) sind in Verbindung mit einem großen Detachement im hangenden der Bundschuh-Decke an der Grenze zur überlagernden Königstuhl- und Stolzalpe-Decke (IGLSEDER et al., 2018). Großräumige, teilweise konjugierte Störungen sind selten. Erwähnenswert sind die ENE–WSW streichende, sinistral seitenverschiebende Tamsweg-Störung (TOLLMANN, 1977) an der Nordgrenze der Bundschuh-Decke, eine NW–SE streichende, sinistral-seitenverschiebende Störung östlich von Innerkrems, die NNW–SSE streichende, dextral-seitenverschiebende Mühlbach-Störung und die NW–SE streichende Turrach-Störung. Interessant ist die westliche Begrenzung zur unterostalpinen Katschberg-Zone, welche möglicherweise in der Oberkreide als Abschiebung reaktiviert wurde (FROITZHEIM et al., 2008)

3. Koralpe-Wölz-Deckensystem

3.1. Begriffsklärung Gstoder-Decke versus „Glimmerschiefer-Decke“

Die Gstoder-Decke und die „Glimmerschiefer-Decke“ werden zu den hangenden Decken des Koralpe-Wölz-Deckensystems zwischen östlichem Tauernfenster und Graz gezählt und liegen im Hangenden der Jankitzkogel-Decke, welche Gesteine des Plankogel-Komplexes beinhaltet. Teile des Koralpe-Wölz-Deckensystems, welche lithologisch gesichert dem Radenthein-Komplex und phyllonitisierten Anteilen davon zugeordnet werden können, werden als Gstoder-Decke bezeichnet. Hangende Anteile des Koralpe-Wölz-Deckensystems, die nicht dem Radenthein-Komplex, phyllonitisierten Anteilen davon und anderen lithologischen Einheiten (z.B. „Kräupingserie“ im Friesach-Halbfenster nach FRITSCH et al., 1960 und APPOLD, 1989) zugeordnet werden können, werden im Begriff „Glimmerschiefer-Decke“ zusammengefasst.

3.2. Gstoder-Decke

Die Gstoder-Decke (IGLSEDER et al., 2014, 2019) [Radenthein-Decke nach NEUBAUER et al. (1998) und KOROKNAI et al. (1999), Radenthein-Aineck-Decke nach NEUBAUER et al. (1998)] bildet die liegendste Decke auf GK25 Radenthein-Ost und wird zu den hangenden Decken des Koralpe-Wölz-Deckensystems gezählt. Namensgebend ist der Gipfel des Gstoder (2.140 m) an der Grenze zwischen Salzburg und Steiermark (BMN 158 Blatt Stadl an der Mur, UTM 3230 Blatt Tamsweg, 0423600/5221500).

Die Gstoder-Decke bildet eine flächenmäßig große Decke in einem Streifen zwischen Seeboden, Radenthein, Afrist und Lindl, um Landskron, vom Stubeck (2.370 m) übers Aineck (2.210 m) nach St. Andrä im Lungau, weiter über den Weidschober (1.789 m), Krakaudorf, den Gstoder (2.140 m) bis Bodendorf. Sie tritt von Ramingstein bis Predlitz und südlich davon im Kendlbrucker Mühlbachgraben und Predlitzwinkel-Turrachgraben, um Oberhof, um den Lantschnig (990 m) sowie zwischen Zirkitz, Innere und Äußere Wimitz auf.

Sie bildet das tektonische Fenster von Ramingstein, Anteile in tektonischen Fenstern von Wimitz und Oberhof, hier in einer Spezialstellung in inverser Lagerung über der Bundschuh-Decke (Kapitel 2.1.). Sie wird von der Lessach-Zone, Pusterwald-, Mirnock- und Jankitzkogel-Decke (Koralpe-Wölz-Deckensystem) sowie der Katschberg-Zone (Radstadt-Deckensystem des Unterostalpins) unterlagert. Im Hangenden wird die Gstoder-Decke von der Bundschuh-Decke (Kapitel 2.1.), „Basalen Glimmerschiefer-Decke“ und Murau-Decke (Kapitel 1.8., 1.6.) überlagert. An oligozänen-miozänen Seitenverschiebungen gibt es tektonische Kontakte zur Krautwasch-Decke, „Glimmerschiefer-Decke“ (Kapitel 3.3.) und „Decken des Drauzugs“.

Lithologisch umfasst die Gstoder-Decke teilweise quarzitische Staurolith- und Kyanit führende Granatglimmerschiefer, Amphibolit, Granatamphibolit, charakteristische Hornblendegarbenschiefer, Paragneis, Marmor und Grafitschiefer des **Radenthein-Komplexes**. In hangenden Bereichen sind phyllonitisierter Granatglimmerschiefer und Amphibolit als überprägte Anteile des Radenthein-Komplexes aufgeschlossen (HOLLINETZ, 2018).

Die Gstoder-Decke zeigt eine mehrphasige eoalpidische Metamorphosegeschichte mit einem Metamorphosehöhepunkt bei ca. 550–600° C und 9–11 kbar (KOROKNAI et al., 1999; KAINDL & ABART, 2002; HOINKES et al., 2010; KRENN et al., 2011; HOLLINETZ et al., 2018; IGLSEDER et al., 2018) um ca. 84–100 Ma (¹⁴⁴Sm/¹⁴³Nd-Granatalter, SCHUSTER & FRANK, 1999). Niedrigere Drücke um 5,5–8 kbar (KAINDL & ABART, 2002; HOINKES et al., 2010) wurden als Indikatoren einer isothermalen Dekompression nach der Hauptmetamorphose interpretiert.

Raman-Mikrospektroskopie-Maximaltemperaturen ergaben Werte um 540–580° C im Ramingstein-Fenster (IGLSEDER et al., 2018; RANTITSCH et al., in Vorb.) und 520–550° C im Oberhof-Fenster (HOLLINETZ, 2018). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Altern an Muskovit zeigen Alter von 83–86 Ma (SCHUSTER & FRANK, 1999) und eine weitere Abkühlung der Gstoder-Decke unter ca. 300° C von 72–77 Ma an Rb/Sr Biotit-Altern (SCHUSTER & FRANK, 1999; HOLLINETZ et al., 2018). Apatit FT-Alter mit einer deutlichen Verjüngung Richtung Westen, welche mit der neoalpidischen Exhumation von Penninischen Einheiten im Tauernfensters korreliert wird, zeigen 15–20 Ma (HEJL, 1996).

Die strukturelle Prägung der Gstoder-Decke ist mehrphasig und wird vorwiegend nach dem Höhepunkt der eoalpidischen Metamorphose interpretiert. W(NW)–E(SE) streichende Mineral- und Streckungslineationen zeigen eine erste Deformation. Frühere offene (W)SW-vergenten Falten mit WNW–ESE streichenden Faltenachsen und spätere offene (N)NW-vergente Falten mit NE–SW streichenden Faltenachsen überprägen die Minerallineationen. Sie werden mit einer Änderung des tektonischen Regimes mit N(NE)–S(SW) gerichteter Verkürzung während der Exhumation des Ramingstein-Fensters korreliert (D3b). In Verbindung mit diesem Deformationsereignis stehen C'-Typ Gefüge mit top-nach-E/SE/NE Scherung. Die Inversstellung der Gstoder- über der Bundschuh-Decke durch großräumige Verfaltungen nach dem Metamorphosehöhepunkt und Phyllonitisierung des Radenthein-Komplexes im Oberhof-Fenster entlang krustalen Abschiebungen (D3b) zeigen ähnliche strukturelle Prägungen (HOLLINETZ, 2018). Die Entwicklung einer früheren Scherzone mit top-nach-W/NW Schersinn zwischen Gstoder- und Bundschuh-Decke am Südrand des Ramingstein-Fensters (IGLSEDER et al., 2019) deuten auf konservierte Deformation während Überschiebungen (D3a?) und gleichzeitiger Exhumation von Gstoder- und Bundschuh-Decke während der Exhumation des Ramingstein-Fensters hin (D3b). Dies ist vergleichbar mit top-nach-(W)NW- (D3a) und top-nach-(E)SE Strukturen (D3b) in der südwestlichen Gstoder-Decke (KRENN et al., 2011).

3.3. „Glimmerschiefer-Decke“ (auf GK250)

Die „Glimmerschiefer-Decke“ [Kräupingserie nach FRITSCH et al. (1960), KLEINSCHMIDT & WURM (1966) sowie APPOLD (1989), Waitschacher-Serie nach KLEINSCHMIDT & WURM (1966), Teile der „Diaphorit-Zone“ nach GOSEN (1989), Teile der „Übergangsserie“ nach GOSEN et al. (1985), Teile des „Glimmerschiefer-Komplexes“ nach THIEDIG et al. (1999), WEISSENBACH & PISTOTNIK (2000)] wird zu den hangenden Decken des Koralpe-Wölz-Deckensystem gezählt.

Sie tritt im Kärntner Seengebiet, im Friesach-Halbfenster und am Südrand der Saualpe auf und ist in diesen Bereichen der hangendste Teil des Koralpe-Wölz-Deckensystems, unterlagert von der Saualpe-Koralpe-, Mirnock-, Jankitzkogel- und selten der Gstoder-Decke sowie überlagert von „Basalen Glimmerschiefer-Decken“ und der Murau-Decke.

Lithologisch zeigen die Gesteine der Kräupingserie (APPOLD, 1989) Granat führende, helle, quarzitische Muskovit-Glimmerschiefer sowie Amphibolit, Epidot-Amphibolit und Chloritschiefer als Leitgesteine mit Chloritisierung von Granat und Biotit in der Nähe von Scherzonen.

Die „Glimmerschiefer-Decke“ zeigt eine meist amphibolitfazielle Hauptmetamorphose und grünschieferfazielle Überprägung (APPOLD, 1989; GOSEN, 1989). Anhand der Abkühlalter über- und unterlagernder Einheiten wird diese als eoalpidisch eingestuft.

Die strukturelle Hauptprägung zeigt meist einen starken tektonischen Zuschnitt sowohl an der Basis, als auch am Top und isoklinale Großfaltung mit E-W-streichenden Faltenachsen und (N)W-(S)E-streichenden Streckungslineationen mit zum Teil Mylonitisierung und Neubildungen von C'-Typ Gefüge mit top-nach-(S)E Scherung (D3b, APPOLD, 1989; GOSEN, 1989).

Literatur

- APPOLD, T. (1989): Geologie des Mittelostalpins: Tektonisch-metamorphe Entwicklung der Glimmerschiefergruppe auf ÖK-Blatt 186 St. Veit/Glan. – In: APPOLD, T. & THIEDIG, F. (Eds.) (1989): Arbeitstagung 1989 der Geologischen Bundesanstalt – Blatt 186 St. Veit an der Glan (Klein St. Paul), 14–30, Geologische Bundesanstalt, Wien.
- FRIMMEL, H.E. (1984): Kristallin- und Strukturgeologische Untersuchungen im Raume westlich von Turrach (Steiermark/Salzburg) mit besonderer Berücksichtigung von Kristallin-Geröllen im Oberkarbon-Konglomerat der Gurktaler Decke. – Vorarbeit zur Dissertation, Universität Wien, 151 S., Wien.

- FRIMMEL, H.E. (1987): Strukturgeologische, geochemische und geochronologische Untersuchungen zur Entwicklungsgeschichte des NW-Randes der Gurktaler Decke (Oberostalpin). – Dissertation, Universität Wien, 199 S., Wien.
- FRIMMEL, H.E. (1988): Metagranitoide am Westrand der Gurktaler Decke (Oberostalpin): Genese und paläotektonische Implikationen. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **131/4**, 575–592, Wien.
- FRITSCH, W., MEIXNER, H., PILGER, A. & SCHÖNENBERG, R. (1960): Die Geologische Neuaufnahme des Saualpen-Kristallins (Kärnten) I. – Carinthia II, **150/70**, 7–28, Klagenfurt.
- FRITZ, A. & KRÄINER, K. (2007): Vegetationsgeschichtliche und florenstratigraphische Untersuchungen im Oberkarbon und Unterperm der Ost- und Südalpen (Teil 2). – Carinthia II, **197/117/1**, 91–148, Klagenfurt.
- FRITZ, A., BOERSMA, M. & KRÄINER, K. (1990): Steinkohlenzeitliche Pflanzenfossilien aus Kärnten. – Sonderheft der Carinthia II, **49**, 189 S., Klagenfurt.
- FROITZHEIM, N., PLAŠIENKA, D. & SCHUSTER, R. (2008): Alpine tectonics of the Alps and Western Carpathians. – In: MCCANN, T. (Ed.): The Geology of Central Europe: Mesozoic and Cenozoic, Volume 2: Mesozoic and Cenozoic, 1141–1232, London (Geological Society of London).
- GOSEN, W. VON (1982): Geologie und Tektonik am Nordostrand der Gurktaler Decken (Steiermark/Kärnten – Österreich). – In: THIEDIG, F. (Ed.): Beiträge zur Stratigraphie, Metamorphose und Tektonik der Gurktaler Decken (Oberostalpin/ Österreich). – Mitteilungen aus dem Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Hamburg, **53**, 33–149, Hamburg.
- GOSEN, W. VON (1989): Gefügeentwicklungen, Metamorphosen und Bewegungen der ostalpinen Baueinheiten zwischen Nockgebiet und Karawanken (Österreich). – Habilitationsschrift, Universität Erlangen, 247 S. (Geotektonische Forschungen, **72**), Stuttgart (Schweizerbart).
- GOSEN, W. VON, HAIGES, K.H., NEUBAUER, F., PISTOTNIK, J. & THIEDIG, F. (1985): Die tektonischen Einheiten am Nord- und Westrand der Gurktaler Decke (Österreich). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **127/4**, 693–699, Wien.
- GOSEN, W. VON, PISTOTNIK, J. & SCHRAMM, J.-M. (1987): Schwache Metamorphose in Gesteinsserien des Nockgebietes und im Postvariszikum des Karawankenvorlandes (Ostalpen, Kärnten). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **130/1**, 31–36, Wien.
- GRUBER, C. (2012): Structural and AMS investigations in rocks of the Austroalpine units in the Nock Mountains. – Master Thesis, Universität Graz, 129 S., Graz.
- HEJL, E. (1996). Über die känozoische Abkühlung und Denudation der Zentralalpen östlich der Hohen Tauern – eine Apatit-Spaltspurenanalyse. – Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **89**, 179–199, Wien.
- HINTERSBERGER, E., IGLSEDER, C., SCHUSTER, R. & HUET, B. (2017): The new database “Tectonic Boundaries“ at the Geological Survey of Austria. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **157**, 195–207, Wien.
- HOINKES, G., KOLLER, F., DEMÉNY, A., SCHUSTER, R., MILLER, C., THÖNI, M., KURZ, W., KRENN, K. & WALTER, F. (2010): Metamorphism in the eastern Alps. – Acta Mineralogica-Petrographica, Field Guide Series, **1**, 1–47, Szeged (Ungarn).
- HÖLL, R. (1970): Die Zinner-Vorkommen im Gebiet der Turracher Höhe (Nock-Gebiet/Österreich) und das Alter der Eisenhut-Schieferserie. – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie: Monatshefte, **1970**, 201–224, Stuttgart (Schweizerbart).
- HOLLINETZ, M.S. (2018): Tectono-metamorphic evolution of the upper part of the Eo-Alpine extrusion wedge. A case study from the Oberhof window (Carinthia, Austria). – Diplomarbeit, Universität Wien, 100 S., Wien.
- HOLLINETZ, M.S., IGLSEDER, C., SCHUSTER, R., HUET, B., RANTITSCH, G. & GRASEMANN, B. (2018): Tectono-metamorphic evolution of the Eo-Alpine extrusion wedge in the Eastern Alps (Oberhof window, Carinthia, Austria). – In: KOUKAL, V. & WAGREICH, M. (Eds.): PANGEO AUSTRIA 2018 – Abstracts. – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **128**, 58, Wien.
- HOLLINETZ, M.S., WERDENICH, M., IGLSEDER, C., HUET, B., REISER, M., SCHUSTER, R., TROPPEL, P., RANTITSCH, G. & GRASEMANN, B. (2019): Bundschuh or not Bundschuh? Discussing criteria defining the Bundschuh Nappe in the light of new P-T-t data from two localities in the Gurktal Alps (Upper Austroalpine Unit, Eastern Alps). – In: GRIESMEIER, G.E.U. & IGLSEDER, C. (Eds.): Arbeitstagung 2019 der Geologischen Bundesanstalt – Geologie des Kartenblattes GK25 Radenthein-Ost, 87–95, Wien.
- HOMANN, O. (1962): Die geologisch-petrographischen Verhältnisse im Raum Ossiachersee-Wörthersee (südlich Feldkirchen zwischen Klagenfurt und Villach). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **105**, 243–272, Wien.
- HUBMANN, B. (2014): Murau-Kalk (Greibenzenkalk). – In: PILLER, W.E. (Ed.): The lithostratigraphic units of the Austrian Stratigraphic Chart 2004 (sedimentary successions), Volume I: The Paleozoic Era(them): 2nd Edition. – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **66**, 37–38, Wien.

- HUET, B. (2015). Strukturgeologie der Stolzalpe-Decke auf Blatt Radenthein-Ost (UTM 3106). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **155**, 121–145, Wien.
- HUET, B & IGLSEDER, C. (2015): WNW-gerichtete Überschiebungen und ESE-gerichtete Abschiebungen in den Gurktaler Alpen – Hinweise auf Eoalpine Tektonik (Drauzug-Gurktal-Deckensystem; Oberostalpin). – In: SCHUSTER, R. & ILICKOVIC, T. (Eds.): Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt Geologie der Kartenblätter GK 50 ÖK 103 Kindberg und ÖK 135 Birkfeld (Mitterdorf im Mürztal), 214, Wien.
- IGLSEDER, C. (2019): Geologische und Tektonische Karte der Gurktaler Alpen 1:250.000. – In: GRIESMEIER, G.E.U. & IGLSEDER, C. (Eds.): Arbeitstagung 2019 der Geologischen Bundesanstalt – Geologie des Kartenblattes GK25 Radenthein-Ost, 48–54, Wien.
- IGLSEDER, C. & HUET, B. (2015): Evidence for Eoalpine top to the WNW thrusting and top to the ESE normal faulting in the Gurktal nappes (Drauzug-Gurktal nappe system, Upper Austro-Alpine, Austria). – EGU series Emile Argand Conference – 12th Alpine Workshop, 13th–19th September 2015, Montgenèvre, Briançon, French Hautes-Alpes: Abstract Volume, 22–23, Montgenèvre.
- IGLSEDER, C. & SCHUSTER, R. (2013): Inside the Gurktal nappes – A modified tectonic and lithostratigraphic concept. – Emile Argand Conference (11th Workshop on Alpine Geological Studies) 7th – 14th September 2013 Schladming, Austria: Abstract Volume. – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **99**, 50, Wien.
- IGLSEDER, C. & SCHUSTER, R. (2015): Lithostratigraphy in low-grade metamorphic rocks – Examples from the Upper Austroalpine Stolzalpe Nappe and Bundschuh Nappe (Eastern Alps/Europe). – Berichte des Institutes für Erdwissenschaften der Karl-Franzens-Universität Graz, **21**, 173, Graz.
- IGLSEDER, C., SCHUSTER, R. & WEGNER, W. (2014): Structure and cooling ages in the Upper Austro-Alpine nappes in the Bundschuh area (Austria). – Berichte des Institutes für Erdwissenschaften der Karl-Franzens-Universität Graz, **20/1**, 103, Graz.
- IGLSEDER, C., HUET, B., RANTITSCH, G., RATSCHBACHER, L. & PFÄNDER, J. (2016): Age and structure of the Stolzalpe nappe – Evidence for Variscan metamorphism, Eoalpine top-to-the-WNW thrusting and top-to-the-ESE normal faulting (Gurktal Alps, Austria). – In: ORTNER, H. (Ed.): GeoTirol 2016: Annual Meeting DGGV: 25–28 September 2016, Innsbruck, Austria: Abstract Volume, 137, Innsbruck.
- IGLSEDER, C., HUET, B., SCHUSTER, R., RANTITSCH, G., DUNKL, I. & RATSCHBACHER, L. (2018): A section through the uppermost Upper Austroalpine – Insights from the Gstoder, Bundschuh, Königstuhl and Stolzalpe Nappes (Gurktal Alps, Austria). – In: KOUKAL, V. & WAGREICH, M. (Eds.): PANGEO AUSTRIA 2018 – Abstracts. – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **128**, 66, Wien.
- IGLSEDER, C., VAN HUSEN, D., HUET, B., KNOLL, T. & SCHÖNLAUB, H.P. (2019): Geologische Karte der Republik Österreich 1:25.000, Blatt Radenthein-Nordost. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- KABON, H. & IGLSEDER, C. (2019): Fossile Floren der Stangnock-Formation in den Gurktaler Alpen (Turracher Höhe, Nesselbachgraben, Reißbeck, Frauennock). – In: GRIESMEIER, G.E.U. & IGLSEDER, C. (Eds.): Arbeitstagung 2019 der Geologischen Bundesanstalt – Geologie des Kartenblattes GK25 Radenthein-Ost, 55–83, Wien.
- KAINDL, R. & ABART, R. (2002): Reequilibration of fluid inclusions in garnet and kyanite from metapelites of the Radenthein Complex, Austroalpine Basement, Austria. – Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, **82**, 467–486, Zürich.
- KLEINSCHMIDT, G. & WURM, F. (1966): Die geologische Neuaufnahme des Saualpenkristallins (Kärnten), X. – Paläozoikum und epizonale Serien zwischen St. Andrä im Lavanttal und Griffen. – Carinthia II, **156/76**, 108–140, Klagenfurt.
- KOBER, L. (1938): Der geologische Aufbau Österreichs. – 204 S., Wien (Springer).
- KOROKNAI, B., NEUBAUER, F., GENSER, J. & TOPA, D. (1999): Metamorphic and tectonic evolution of Austroalpine units at the western margin of the Gurktal nappe complex, Eastern Alps. – Schweizer Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, **79**, 277–295, Zürich.
- KRAINER, K. (1984): Sedimentologische Untersuchungen an permischen und untertriadischen Sedimenten des Stangalm-Mesozoikums (Kärnten/ Österreich). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **127/2**, 159–179, Wien.
- KRAINER, K. (1985): Zur Sedimentologie des Alpinen Buntsandsteins und der Werfener Schichten (Skyth) Kärntens. – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck **14/2**, 21–81, Innsbruck.
- KRAINER, K. (1987): Das Perm der Gurktaler Decke: eine sedimentologische Analyse. – Carinthia II, **177/97**, 49–92, Klagenfurt.
- KRAINER, K. (1992): Fazies, Sedimentationsprozesse und Paläogeographie im Karbon der Ost- und Südalpen – Neuergebnisse aus dem Paläozoikum der Ost- und Südalpen. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **135/1**, 99–193, Wien.
- KRAINER, K. (1996): Die Trias in Kärnten. – Carinthia II, **186/106**, 33–94, Klagenfurt.

- KRENN, K., KURZ, W., FRITZ, H. & HOINKES, G. (2011): Eoalpine tectonics of the Eastern Alps: implications from the evolution of monometamorphic Austroalpine units (Schneeberg and Radenthein Complex). – *Swiss Journal of Geosciences*, **104/3**, 471–491, Basel.
- KÜHN, O. (Ed.) (1962): *Lexique Stratigraphique International, Europe, Fascicule 8, Autriche*. – 646 S., CNRS, Paris.
- LIEGLER, K.L. (1970): Das Oberkarbon-Vorkommen in der Brunnachhöhe NW Bad Kleinkirchheim/Kärnten. – *Carinthia II*, **160/80**, 27–44, Klagenfurt.
- NEUBAUER, F.R. (1978): Geologische Untersuchungen am Nordrand der Gurktaler Decke im Bereich des Ostabschnittes der Paaler Konglomerate (Lorenzengraben südwestlich Murau, Steiermark). – Dissertation, Universität Graz, 263 S., Graz.
- NEUBAUER, F.R. (1979): Die Gliederung des Altpaläozoikums südlich und westlich von Murau (Steiermark/Kärnten). – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **122/2**, 455–511, Wien.
- NEUBAUER, F.R. (1980): Zur tektonischen Stellung des Ackerlkristallins (Nordrand der Gurktaler Decke). – *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft*, **73**, 39–53, Wien.
- NEUBAUER, F.R. (1987): The Gurktal Thrust System within the Austroalpine Region: Some Structural and Geometrical Aspects. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Eds.): *Geodynamics of the Eastern Alps*. 226–236, Wien (Deuticke).
- NEUBAUER, F.R. & DALLMEYER, R.D. (1994): The Ackerl Metamorphic Complex: A late Variscan Metamorphic Nappe within the Austroalpine Unit of the Eastern Alps – *Journal of the Czech Geological Society*, **39/1**, 77–78, Praha.
- NEUBAUER, F.R. & FRIEDL, G. (1997): Conodont preservation within the Gurktal nappe complex, Eastern Alps. – *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Teil I*, **1996/3–4**, 277–289, Stuttgart.
- NEUBAUER, F.R. & PISTOTNIK, J. (1984): Das Altpaläozoikum und Unterkarbon des Gurktaler Deckensystems (Ostalpen und ihre paläogeographischen Beziehungen). – *Geologische Rundschau*, **73/1**, 149–173, Stuttgart.
- NEUBAUER, F.R., KOROKNAI, B., GENSER, J., HANDLER, R. & TOPA, D. (1998): Middle and Upper Austroalpine units of Gurktal Mountains/Nock region. – *Karpato-Balkanische Geologische Assoziation Kongress (KBGA)*, **16.F.1**, 85–101, Salzburg.
- NEUBAUER, F.R., GENSER, J. & HANDLER, R. (2003): Tectonic Evolution of the western margin of the Gurktal nappe complex, Eastern Alps: Constraints from structural studies and ⁴⁰Ar/³⁹Ar white mica ages. – *Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft*, **148**, 240–241, Wien.
- PILLER, W.E., EGGER, H., ERHART, C. W., GROSS, M., HARZHAUSER, M., HUBMANN, B., VAN HUSEN, D., KRENMAYR, H., KRYSZYN, L. & LEIN, R. (2004): *Stratigraphische Tabelle von Österreich 2004 (sedimentäre Schichtfolgen)*. – Kommission für die paläontologische und stratigraphische Erforschung Österreichs, Österreichische Akademie der Wissenschaften und Österreichische Stratigraphische Kommission, Wien.
- PISTOTNIK, J. (1976): Ein Transgressionskontakt des Stangalm-Mesozoikums (Gurktaler Alpen, Kärnten/Österreich). – *Carinthia II*, **166/86**, 127–131, Klagenfurt.
- PISTOTNIK, J. (1980): Die westlichen Gurktaler Alpen (Nockgebiet). – In: OBERHAUSER, R. (Ed.): *Der Geologische Aufbau Österreichs*, 361–363, Wien (Springer).
- PISTOTNIK, J. (1996): *Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 183 Radenthein*. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- RANTITSCH, G. & RUSSEGGER, B. (2000): Thrust-related very low grade metamorphism within the Gurktal Nappe Complex (Eastern Alps). – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **142/2**, 219–225, Wien.
- RANTITSCH, G., IGLSEDER, C., HOLLINETZ, M.S., HUET, B., SCHUSTER, R. & WERDENICH, M. (in Vorb.): Organic metamorphism as a key for reconstructing pre-, syn- and post-orogenic processes: the Eoalpine upper plate (Eastern Alps) as a case study.
- SCHIMANA, R. (1986): *Geologische Entwicklung des Kristallins in der Umgebung von Radenthein (Nockgebiet/Kärnten)*. – Dissertation, Universität Wien, 172 S., Wien.
- SCHMID, S.M., FÜGENSCHUH, B., KISSLING, E. & SCHUSTER, R. (2004): Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. – *Eclogae Geologicae Helvetiae*, **97**, 93–117, Basel.
- SCHMID, S.M., BERNOULLI, D., FÜGENSCHUH, B., MATENCO, L., SCHEFER, S., SCHUSTER, R., TISCHLER, M. & USTASZEWSKI, K. (2008): The Alpine-Carpathian-Dinaridic orogenic system: correlation and evolution of tectonic units. – *Swiss Journal of Geosciences*, **101/1**, 139–183, Basel.
- SCHÖNENBERG, R. (1967): Über das Altpaläozoikum der südlichen Ostalpen (Karawanken – Klagenfurter Becken – Saualpenkristallin). – *Geologische Rundschau*, **56**, 473–480, Stuttgart.
- SCHÖNLAUB, H.P. (2014a): Stangnock-Formation. – In: PILLER, W.E. (Ed.): *The lithostratigraphic units of the Austrian Stratigraphic Chart 2004 (sedimentary successions), Volume I: The Paleozoic Era(them)*, 2nd Edition. – *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **66**, 39–40, Wien.
- SCHÖNLAUB, H.P. (2014b): „Oberkarbon von St. Paul“. – In: PILLER, W.E. (Ed.): *The lithostratigraphic units of the Austrian Stratigraphic Chart 2004 (sedimentary successions), Volume I: The Paleozoic*

- Era(them), 2nd Edition. – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **66**, 40, Wien.
- SCHÖNLAUB, H.P. (2014c): Werchzirm-Formation. – In: PILLER, W. E., et al. The lithostratigraphic units of the Austrian Stratigraphic Chart 2004 (sedimentary successions): Vol. I The Paleozoic Era(them): 2nd Edition. – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **66**, 40–41, Wien.
- SCHRAMM, J.-M., GOSEN, W. VON, SEEGER, M. & THIEDIG, F. (1982): Zur Metamorphose variszischer und postvariszischer Feinklastika in Mittel- und Ostkärnten (Österreich). – In: THIEDIG, F. (Ed.): Beiträge zur Stratigraphie, Metamorphose und Tektonik der Gurktaler Decken (Oberostalpin/ Österreich). – Mitteilungen aus dem Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Hamburg, **53**, 169–179, Hamburg.
- SCHUSTER, R. (2003): Das eo-Alpine Ereignis in den Ostalpen: Plattentektonische Situation und interne Struktur des Ostalpinen Kristallins. – In: ROCKENSCHAUB, M. (Ed.): „Brenner“: Arbeitstagung 2003, Trins im Gschnitztal, 1.–5. September 2003, Geologische Kartenblätter 1:50.000 148 Brenner, 175 Sterzing, 141–159, Wien.
- SCHUSTER, R. (2005a): Die Ostalpinen Einheiten auf Kartenblatt Spittal a.d. Drau. – In: SCHUSTER, R. (Ed.): Arbeitstagung 2005 der Geologischen Bundesanstalt – Blatt 182 Spittal an der Drau, 39–62, Wien.
- SCHUSTER, R. (2005b): Exkursion Nockalmstraße, Nöringsattel, Seeboden (15.09.2005) – In: SCHUSTER, R. (Ed.): Arbeitstagung 2005 der Geologischen Bundesanstalt – Blatt 182 Spittal an der Drau, 233–240, Wien.
- SCHUSTER, R. & FRANK, W. (1999): Metamorphic evolution of the Austroalpine units east of the Tauern Window: indications for Jurassic strike slip tectonics. – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten Österreichs, **42** (1999), 37–58, Wien.
- SCHUSTER, R., PESTAL, G. & REITNER, J.M. (2006): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 182 Spittal an der Drau. – 115 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- SCHWINNER, R. (1927): Der Bau des Gebirges östlich von der Lieser (Kärnten). – Sitzungsberichte der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse, Abteilung I, **136**, 333–383, Wien.
- STOWASSER, H. (1945): Zur Schichtfolge, Verbreitung und Tektonik des Stangalm-Mesozoikums (Gurktaler Alpen). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1945**, 199–214, Wien.
- STOWASSER, H. (1956): Zur Schichtfolge, Verbreitung und Tektonik des Stangalm-Mesozoikums (Gurktaler Alpen). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **99**, 75–199, Wien.
- SUTTNER, T.J. (2014a): Magdalensberg-Gruppe; Kaser-Gruppe; „Metadiabase“. – In: PILLER, W.E. (Ed.): The lithostratigraphic units of the Austrian Stratigraphic Chart 2004 (sedimentary successions), Volume I: The Paleozoic Era(them), 2nd Edition. – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **66**, 29–30, Wien.
- SUTTNER, T.J. (2014b): Murau-Gruppe. – In: PILLER, W.E. (Ed.): The lithostratigraphic units of the Austrian Stratigraphic Chart 2004 (sedimentary successions), Volume I: The Paleozoic Era(them), 2nd Edition. – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **66**, 37, Wien.
- THEYER, P. (1969): Zur Geologie des Gebietes zwischen Paal- und Lorenzgraben (Oberes Murtal, Steiermark). – Dissertation, Universität Wien, 147 S., Wien.
- THIEDIG, F. (2005): Geologie und Tektonik des Magdalensbergs und Verbreitung des Alt-Paläozoikums in Mittelkärnten (Österreich). – Carinthia II, **195/115**, 97–156, Klagenfurt.
- THIEDIG, F., VAN HUSEN, D. & PISTOTNIK, J. (1999): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 186 Sankt Veit an der Glan. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- THURNER, A. (1958): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 158 Stadl an der Mur-159 Murau. – Geologische Bundesanstalt, 106 S., Wien.
- TOLLMANN, A. (1958): Das Stangalm-Mesozoikum (Gurktaler Alpen). – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Wien, **9**, 57–74, Wien.
- TOLLMANN, A. (1959): Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neuuntersuchungen des zentralalpiner Mesozoikums. – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Wien, **10**, 3–62, Wien.
- TOLLMANN, A. (1975): Die Bedeutung des Stangalm-Mesozoikums in Kärnten für die Neugliederung des Oberostalpins in den Ostalpen. – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie: Abhandlungen, **150**, 19–43, Stuttgart.
- TOLLMANN, A. (1977): Geologie von Österreich, Band I: Die Zentralalpen, 190–196, 309–329, Wien (Deuticke).
- VAN HINTE, J.E. (1963): Zur Stratigraphie und Mikropaläontologie der Oberkreide und des Eozäns des Krappfeldes (Kärnten). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, Sonderband **8**, 1–147, Wien.
- WEISSENBACH, N. & PISTOTNIK, J. (2000): Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 187 Bad Sankt Leonhard im Lavanttal. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- WERDENICH, M., HOLLINETZ, M.S., GRASEMANN, B., RANTITSCH, G., IGLSEDER, C. & HUET, B. (2018): The tectonic contact between the Bundschuh und Murau Nappes (Upper Austroalpine Unit, Stadl an der Mur, Austria). – In: KOUKAL, V. & WAGREICH, M. (Eds.): PANGEO AUSTRIA 2018 – Abstracts. – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **128**, 168, Wien.

Lithostratigrafische und lithodemische Einheiten auf GK25 Blatt Radenthein-Ost

CHRISTOPH IGLSEDER*

* Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien. christoph.iglseder@geologie.ac.at

Dieser Beitrag beschreibt die lithostratigrafischen und lithodemischen Einheiten und deren Zugehörigkeit zu tektonischen Einheiten auf GK25 Blatt Radenthein-Ost (IGLSEDER et al., 2019; SCHÖNLAUB et al., 2019). Die Beschreibungen beziehen sich ausschließlich auf Einheiten des Kartenblattes Radenthein-Ost und erläutern für diese Einheiten untersuchte charakteristische Details (auch außerhalb des Kartenblattes). Zum besseren regionalgeologischen Verständnis wird auf die Geologische und Tektonische Karte der Gurktaler Alpen 1:250.000 (IGLSEDER, 2019) verwiesen, um die räumliche Verbreitung dieser Einheiten besser fassen zu können.

Lithostratigrafische und lithodemische Einheiten stellen an der Geologischen Bundesanstalt bei der Gliederung von Legenden und in Datenmodellen eine Basiseinheit dar. Die hier verwendeten Begriffe für sedimentäre stratigrafische Einheiten basieren auf der Stratigraphischen Tabelle von Österreich mit Erläuterungen zum Paläozoikum (PILLER et al., 2004; PILLER, 2014). Manche Einheiten sind mangels brauchbarer Fossilien nur schlecht chronostratigrafisch eingestuft und selten sind Typusprofile beschrieben. Für Einheiten, welche nur noch teilweise dem Gesetz der Überlagerung folgen, durch Deformationsprozesse ihre primäre Stratifikation verloren haben, komplizierte strukturelle Beziehungen zeigen oder durch metamorphe Überprägung ihre ursprünglichen lithologischen Merkmale verändert haben, scheint es sinnvoller, sie in lithodemische Einheiten (z.B. Komplex, Lithodem) zu gliedern (NORTH AMERICAN COMMISSION ON STRATIGRAPHIC NOMENCLATURE, 2005; IGLSEDER & SCHUSTER, 2015; SCHUSTER & IGLSEDER, 2015).

Die lithostratigrafischen (Kapitel 1) und lithodemischen Einheiten (Kapitel 2) werden vom Hangenden in das Liegende beschrieben. Synonyme und historische Begriffe werden in Tabellen oder eckigen Klammern mit Referenzen dargestellt. Weiters werden stratigrafische und tektonische Einheiten auf Kartenblatt Radenthein-Ost in fetter Schrift hervorgehoben. Koordinaten sind im Koordinatensystem WGS 84/UTM 33N angegeben.

1. Lithostratigrafische Einheiten

Im Folgenden werden die auf dem Kartenblatt Radenthein-Ost auftretenden lithostratigrafischen Einheiten vom Hangenden in das Liegende beschrieben.

1.1. Werchzirm-Formation

Die Werchzirm-Formation (SYLVESTER 1989a, b; PISTOTNIK, 1996; PILLER et al., 2004; SCHÖNLAUB, 2014c) [Synonyme und historische Begriffe, siehe Tabelle 1] baut den obersten Anteil der **Königstuhl-Decke** (siehe IGLSEDER & HUET, 2019: Kapitel 1.3.; IGLSEDER et al., 2018, 2019) und Vorkommen in der östlichen **Stolzalpe-Decke** (siehe IGLSEDER & HUET, 2019: Kapitel 1.2) auf. Namensgebend ist die Region der Werchzirbenalm westsüdwestlich des Ortes Turrach (BMN 183 Blatt Radenthein, BMN 184 Blatt Ebene Reichenau, UTM 3106 Radenthein, 0411170/5200200). Auch die Vorkommen westlich der Rosenkranzhöhe (2.118 m), nordwestlich des Kreischberges (1.981 m) und der Anthoferhütte (THEYER, 1969; NEUBAUER, 1978; FRIMMEL, 1987), im Krappfeld, beim Magdalensberg, um St. Veit an der Glan sowie südlich Sankt Paul im Lavanttal bei Wunderstätten werden zur Werchzirm-Formation gezählt. Sie überlagert die **Stangnock-Formation** (Kapitel 1.2) und wird von Gesteinen des oberen Perm und der unteren Trias (Gröden-Formation, Alpiner Buntsandstein, Werfen-Formation) überlagert.

Die lithologischen und sedimentologischen Verhältnisse sowie das Ablagerungsmilieu der Werchzirm-Formation werden detailliert in RIEHL-HERWIRSCH (1965), KRAINER (1987), SYLVESTER (1989a, b, 1991) sowie FRITZ & KRAINER (2007) beschrieben. KRAINER (1987) und SYLVESTER (1989a) unterscheiden verschiedene Lithofaziestypen einer ca. 100 m mächtigen Schichtfolge von Konglomerat, Sandstein, Siltstein und Tonschiefer. Diese werden als Ablagerungen in Muren

oder als fluviatile Ablagerungen in Rinnen und Schuttfächern interpretiert (KRAINER, 1987 und Referenzen darin). Obwohl für die Werchzirm-Formation am Typusprofil nur spärlicher Pflanzenfossilinhalt beschrieben ist, wird aufgrund von ähnlichen Ablagerungen im Bereich Krappfeld, Ulrichsberg, Christophberg und Griffener-Sankt Pauler Berge ein analoges Sedimentationsalter des Cisuraliums (unteres Perm; ca. 298–272 Ma) angenommen (KRAINER, 1987 und Referenzen darin).

Auf Kartenblatt Radenthein-Nordost wird die Werchzirm-Formation von rot gefärbten, niedriggradig metamorphen, siliziklastischen Sedimentgesteinen (Metasandstein, Metasiltstein, Tonschiefer mit zwischengeschalteten polymikten Metakonglomeraten und Metabrekzien) aufgebaut. Auffallend sind karbonatische Gerölle und Komponenten, in denen anhand von Conodonten obersilurische bis unterdevonische Fossilalter nachgewiesen werden konnten (KRAINER, 1987 und Referenzen darin).

Die Metasedimente der Werchzirm-Formation in der Königstuhl-Decke zeigen eoalpidische, schwach bis niedriggradige Metamorphosebedingungen, vergleichbar den Metasedimenten der Stangnock-Formation von ca. 250–300° C (SCHRAMM et al., 1982; GOSEN et al., 1987; IGLSEDER et al., 2018; RANTITSCH et al., in Vorb.).

Lokalität	Synonyme und/oder historische Begriffe (mit Referenz)
Werchzirbenalm	Konglomerate der Werchzirmalpe nach SCHWINNER (1927)
	Werchzirm-Schichten, Werchzirmschichten nach SCHWINNER (1931, 1932, 1938), STOWASSER (1956), KÜHN (1962), THEYER (1969), PISTOTNIK (1971, 1974), TOLLMANN (1977), KRAINER (1984, 1987), GOSEN et al. (1985) und SYLVESTER (1989a)
	Werchzirm-Schiefer nach SCHWINNER (1931, 1932), STOWASSER (1956)
	Werchzirmschichten und Werchzirm-Perm/Werchzirmperm nach STOWASSER (1945)
	Schiefer der Werchzirmalpe/Werchzirmschiefer und Werchzirmkonglomerat nach STOWASSER (1956)
	Rote klastische Serie nach PISTOTNIK (1971)
	Rot-(Werchzirm)-Schichten nach PISTOTNIK (1974)
Krappfeld	Perm vom Christophberg nach RIEHL-HERWIRSCH (1962)
	Christophberg-Schichten nach TOLLMANN (1972)
	Freudenberg(er)-Schichten nach RIEHL-HERWIRSCH & WASCHER (1972)
	Werchzirmschichten des Ulrichsberges nach FRITZ & BOERSMA (1988)
Sankt Paul im Lavanttal	Unterrotliegendes nach THIEDIG et al. (1975), SEEGER & THIEDIG (1982)

Tab. 1: Tabelle synonymen und historischer Begriffe der Werchzirm-Formation.

1.2. Stangnock-Formation

Die Stangnock-Formation (KRAINER, 1989b; SCHÖNLAUB, 2014a) [Synonyme und historische Begriffe siehe Tabelle 2] baut den größten Anteil der **Königstuhl-Decke** (siehe IGLSEDER & HUET, 2019: Kapitel 1.3) und kleinere Vorkommen der **Stolzalpe-Decke** (siehe IGLSEDER & HUET, 2019: Kapitel 1.2) und **Pfannock-Decke** (siehe IGLSEDER & HUET, 2019: Kapitel 1.4) auf. Namensgebend sind der Stangnock (2.316 m) (BMN 183 Blatt Radenthein, UTM 3106 Radenthein, 0408220/5198640) sowie Typlokalitäten in der Nähe des Königstuhls (2.336 m). Auch die Vorkommen im Bereich der Brunnachhöhe, des Paalbachgrabens und Kreischberges werden zur Stangnock-Formation gezählt. Isolierte Vorkommen im Ostabschnitt der Gurktaler Alpen, das „Karbon“ vom Christophberg (TOLLMANN, 1977) und das „Oberkarbon von St. Paul“ (SCHÖNLAUB, 2014b) zeigen von ihrer kontinental-klastischen Entwicklung und ihrem Pflanzendetritus Ähnlichkeiten zur Stangnock-Formation. In den genannten Teilvorkommen gibt es Analogien bzw. Unterschiede bezüglich des Aufbaus, Führung von „Kristallin“-Komponenten in den basalen Konglomeraten, der permischen Überlagerung, der Fossilführung und Alterseinstufung sowie der metamorphen Überprägung und Deformation. Von Interesse ist das Vorkommen von Karbon am Nösslachjoch westlich des Tauernfensters mit Analogien zur Stangnock-Formation (KRAINER, 1990, 1992). Im Gegensatz dazu könnte das „Karbon von Oberhof“ (BECK-MANNAGETTA, 1959; HAIGES, 1984; GOSEN et al., 1985) nach neuesten

Untersuchungen (HOLLINETZ, 2018; HOLLINETZ et al., 2018) einem hochgradig metamorphen Äquivalent der Stangnock-Formation, dem Oberhof-Lithodem der Bundschuh-Decke zugeordnet werden.

Lokalität	Synonyme und/oder historische Begriffe (mit Referenz)
Stangnock	Anthrazitformation der Stangalpe nach STUR (1871)
	(Ober-)Karbon der Stangalpe nach HERITSCH (1926), JONGMANS (1938a) sowie STOWASSER (1945, 1956)
	Karbonschiefer nach SCHWINNER (1927)
	Karbonkonglomerat nach SCHWINNER (1927, 1932), STOWASSER (1956)
	Karbonebiet der Stangalpe nach SCHWINNER (1938)
	Stangalm-Karbon/Stangalmkarbon nach STOWASSER (1956), TOLLMANN (1959, 1977), PISTOTNIK (1980), FRIMMEL (1986b, 1987) und KRAINER (1989a)
Stangnock/Turrach	Oberkarbon der Stangalpe und von Turrach nach STOWASSER (1945), KÜHN (1962)
	Stangnock/Turrach-Karbon in EBNER et al. (1991)
Königstuhl	Königstuhl-Karbon nach STOWASSER (1945, 1956), PISTOTNIK (1971, 1974) sowie FRIMMEL (1984, 1986b, 1987)
	Königstuhlkarbon/Karbon des Königstuhls nach STOWASSER (1945, 1956)
	Königstuhleinheit nach STOWASSER (1945)
Königstuhl/Turrach	Königstuhl-Turrach-Karbon nach PISTOTNIK (1996)
Turrach	Turracher Karbon nach SCHWINNER (1927), STOWASSER (1956), TOLLMANN (1959), PISTOTNIK (1980), FRIMMEL (1984, 1986b, 1987)
	Oberkarbon der „Grauwacke“ von Turrach nach SCHWINNER (1932)
	Karbon von Turrach nach STOWASSER (1945, 1956)
	Steinturracherkarbon und Winklalm-Karbon nach STOWASSER (1956)
Gurktaler Alpen	Oberkarbon-Konglomerat nach FRIMMEL (1986a)
	postvariszische Transgressionsserie des Oberkarbons nach FRIMMEL (1987)
Krappfeld	„Karbon“ vom Christophberg (TOLLMANN, 1977)
	„Oberkarbon von St. Paul“ (SCHÖNLAUB, 2014b)
Brunnachhöhe/Pfannock	(Ober-)Karbon der Brunnachhöhe nach SCHWINNER (1938), STOWASSER (1945, 1956), LIEGLER (1970), PISTOTNIK (1980, 1996), FRIMMEL (1986b)
	Oberkarbon am Pfannock nach JONGMANS (1938a), STOWASSER (1956)
	Pfannockkarbon nach PISTOTNIK (1980)
Paalgraben/Kreischberg	Paaler Karbon nach HERITSCH (1926), THURNER (1935), STOWASSER (1945, 1956) und FRIMMEL (1986b, 1987)
	Karbon der Paal nach HERITSCH (1926), STOWASSER (1945)
	Paaler Konglomerat nach THURNER (1958), BECK-MANNAGETTA (1959), KÜHN (1962), THEYER (1969) und PISTOTNIK (1980)
	Paaler Oberkarbonmasse nach FRIMMEL (1987)
Nösslacherjoch	Nösslacher Karbon nach JONGMANS (1938b)
	Nösslach-Konglomerat nach KARL (1956)
	(Ober-)Karbon der Steinacher Decke nach KRAINER (1990, 1992)
	Karbon des Nösslacher Joches nach KRAINER (1990)

Tab. 2: Tabelle synonymmer und historischer Begriffe der Stangnock-Formation.

Die lithologischen und sedimentologischen Verhältnisse sowie das Ablagerungsmilieu der Stangnock-Formation werden detailliert in KRAINER (1989b, 1992), LIEGLER (1970) sowie FRITZ & KRAINER (2007) beschrieben. KRAINER (1989b, 1992) unterscheidet eine Basis-, Haupt- und Hangendserie mit ca. 400 m mächtigen Schichtfolgen von Konglomerat, Sandstein und Tonschiefer. Es handelt sich dabei um fluviatile Ablagerungen, welche von einem verzweigten bis mäandrierenden Flusssystem in Becken des einstigen variszischen Gebirges abgelagert

wurden. Die fossilreichen Tonschiefer wurden im Bereich von Überflutungsebenen und „Totarmen“ abseits der Hauptrinne(n) abgelagert. Hier sind Ablagerungsalter des oberen Pennsylvaniums (Moskovium–Gzhelium, ca. 310–305 Ma) durch gut dokumentierte Vergesellschaftungen von Pflanzenfossilien belegt (JONGMANS, 1938a, b; LIEGLER, 1970; SCHÖNLAUB, 1979; TENCHOV, 1978a, b, 1980; FRITZ & BOERSMA, 1983, 1984; KRAINER, 1989b, 1992; FRITZ et al., 1990; FRITZ, 1991; FRITZ & KRAINER, 1997, 2006, 2007; KABON & IGLSEDER, 2019).

Auf Kartenblatt Radenthein-Nordost (IGLSEDER et al., 2019) überlagert die Stangnock-Formation transgressiv den **Spielriegel-** und **Kaser-Komplex** (Kapitel 2.2 bzw. 2.1) und wird transgressiv von Metasedimenten der **Werchzirm-Formation** (Kapitel 1.1) überlagert. Tektonische Kontakte bestehen zum unterlagernden **Bundschuh-Priedröf-Komplex** (Kapitel 2.9) und **Leckenschober-Lithodem** (Kapitel 2.4) der Bundschuh-Decke sowie zum überlagernden **Spielriegel-** und **Kaser-Komplex** der Stolzalpe-Decke. Sie wird von niedriggradig metamorphen siliziklastischen Sedimentgesteinen (Metakonglomerat, Metasandstein, Phyllit, Tonschiefer) aufgebaut. Diese sind geschiefert und Richtung Osten stark mylonitisch überprägt und isoklinal verfault. Die teils mächtigen Vorkommen von Anthrazit und untergeordnet Grafit werden auf eoalpidische Metamorphoseprägung zurückgeführt (IGLSEDER et al., 2018). Von besonderer Bedeutung sind Metavulkanit-Metasediment-, respektive Gneis-Komponenten führende Metakonglomerate meist an der Basis der Stangnock-Formation (FRIMMEL, 1984, 1987, 1988; IGLSEDER et al., 2019). Sowohl geochemische Vergleiche (FRIMMEL, 1988), als auch U-Pb Zirkon-Altersdatierungen zeigen Ähnlichkeiten zwischen den Orthogneis-Komponenten im Raum Turrach–Blumbühel (in der Königstuhl-Decke) und dem Bundschuh-Orthogneis-Lithodem sowie Orthogneis-Komponenten beim Oswalder-Bock und dem Pfannock-Orthogneis (in der Pfannock-Decke) (IGLSEDER et al., 2018).

Abhängig von ihrem Vorkommen in verschiedenen tektonischen Einheiten zeigt die Stangnock-Formation eoalpidische, schwach bis niedriggradige Metamorphosebedingungen. Vom Liegenden zum Hangenden zeigen die Metasedimente der Stangnock-Formation in der Königstuhl-Decke metamorphe Bedingungen von ca. 250–330° C mit einer Temperaturzunahme Richtung Osten (GOSEN et al., 1987; RANTITSCH & RUSSEGGER, 2000; RANTITSCH et al., in Vorb.), in der Pfannock-Decke Maximaltemperaturen von 200–250° C (GOSEN et al., 1987; RANTITSCH & RUSSEGGER, 2000; RANTITSCH et al., in Vorb.) und in der Stolzalpe-Decke einen Metamorphosehöhepunkt von maximal 250° C (SCHRAMM et al., 1982; GOSEN et al., 1987; RANTITSCH & RUSSEGGER, 2000; RANTITSCH et al., in Vorb.).

2. Lithodemische Einheiten

Im Folgenden werden die auf dem Kartenblatt Radenthein-Ost auftretenden lithodemischen Einheiten vom Hangenden in das Liegende beschrieben.

2.1. Kaser-Komplex

Der Kaser-Komplex (IGLSEDER et al., 2019) [Synonyme und historische Begriffe siehe Tabelle 3] baut einen großen Bereich der **Stolzalpe-Decke** (siehe IGLSEDER & HUET, 2019: Kapitel 1.2) und das kristalline Basement der **Königstuhl-Decke** (siehe IGLSEDER & HUET, 2019: Kapitel 1.3) in den Gurktaler Alpen auf. Namensgebend sind Bereiche nordöstlich der Niederkaser-Alm und östlich der Kaserhöhe (2.318 m) (BMN 184 Blatt Ebene Reichenau, UTM 3106 Radenthein, 0418440/5200400). Weitere Vorkommen befinden sich auf BMN 183 Blatt Radenthein, BMN 185 Blatt Straßburg (UTM 4101 Gurk) und BMN 159 Blatt Murau (UTM 4225 Murau).

Er umfasst vorwiegend (meta-)vulkanische Elemente der Kaser-Gruppe (SUTTNER, 2014a). Auch die bisher separat abgetrennte Einheit der Eisenhut-Gruppe (HUBMANN, 2014c) werden nun zum Kaser-Komplex gezählt. Metavulkanische Gesteine der Metadiabasserie (THURNER, 1935), Falkertserie und Höselhüttenserie (KLEFE, 1988), der „vulkanogenen Basisfolgen“ (NEUBAUER & PISTOTNIK, 1984) bzw. „vulkanogenen Schichtfolgen der Stolzalpendecke“ (SCHNEPF, 1989) sowie Teile der Nock-Gruppe (HUBMANN, 2014a) und der Rosental-Formation (HUBMANN, 2014b) werden dem Kaser-Komplex zugeordnet. Analogien zu (meta-)vulkanischen Gesteinen mit basischer und intermediärer Zusammensetzung in der Magdalensberg-Gruppe (REITZ, 1994; SUTTNER, 2014a) [Synonyme und historische Begriffe siehe Tabelle 3] werden angenommen.

Lokalität	Synonyme und/oder historische Begriffe (mit Referenz)
Kaser	Kaser-Gruppe nach SUTTNER (2014a)
	Kaser-Serie nach GIESE (1988a, b), LOESCHKE (1989a)
	Kaserserie nach MULFINGER (1988), HOLZER & GORITSCHNIG (1997)
Kaser/Eisenhut	Kaser-Eisenhut-Komplex nach IGLSEDER & HUET (2015), HUET (2015), IGLSEDER et al. (2016)
Eisenhut/Turracher Höhe	Eisenhut-Gruppe nach HUBMANN (2014c)
	Eisenhut-Schieferserie nach PETERS (1855), HÖLL (1970)
	Eisenhutschiefer nach SCHWINNER (1931, 1932, 1938), SCHÖNLAUB (1979), KERNER & LOESCHKE (1991)
	„Eisenhutschiefer der Turracher Höhe“ nach SCHÖNLAUB (1979)
	Eisenhutschiefer-Serie nach GIESE (1988a, b), LOESCHKE (1989a)
	Eisenhutschieferserie nach MULFINGER (1988), HOLZER & GORITSCHNIG (1997)
	Eisenhut-Metavulkanite nach KERNER (1990)
	„volcanoclastic Eisenhut Group“ nach SCHÖNLAUB & HEINISCH (1993)
Gurktaler Alpen/allgemein	Metadiabasserie nach THURNER (1935)
	Metadiabas-Serie nach BECK-MANNAGETTA (1959)
	Metadiabas-Gruppe nach NEUBAUER (1979)
	Falkertserie und Höselhüttenserie nach KLEFE (1988)
	„vulkanogene Basisfolgen“ nach NEUBAUER & PISTOTNIK (1984)
	„vulkanogene Schichtfolgen der Stolzalpendecke“ nach SCHNEPF (1989)
Gurktaler Alpen/Nockberge	Nock-Gruppe nach HUBMANN (2014a)
	Nockserie nach MULFINGER (1986), GIESE (1988a, b)
	Nock-Serie nach GIESE (1988a), LOESCHKE (1989a)
Gurktaler Alpen/Rosental	Rosental-Formation nach HUBMANN (2014b)
	Rosentalserie nach MULFINGER (1986)
	Rosental-Serie nach GIESE (1988a, b)
Magdalensberg	Magdalensberg-Gruppe (REITZ, 1994; SUTTNER, 2014a)
	Vulkanite der Magdalensberg-Serie nach LOESCHKE (1989b)
	Magdalensbergserie nach KAHLER (1953) und RIEHL-HERWIRSCH (1970)
	Magdalensberg-Formation, Obere und Untere Magdalensbergserie nach RIEHL-HERWIRSCH (1970) und REITZ (1994)
	Magdalensberg-Folge nach THIEDIG (2005)

Tab. 3: Tabelle synonymmer und historischer Begriffe des Kaser-Komplexes.

Die Abtrennung des Kaser-Komplexes und die damit verbundene Zusammenfassung von vielen (meta-)vulkanischen Gesteinen im Bereich der Gurktaler Alpen erfolgte aufgrund ihrer gleichen stratigrafischen Position, derselben Gesteinsinhalte und Sedimentationsalter (Alter vom Oberordovizium bis Unterdevon) sowie anhand gleicher Ablagerungs- und Bildungsenviroments. Auch zeigen sie einen gleichen variszischen Metamorphosehöhepunkt und gleiche Deformationsabfolge (HUET, 2015; SCHNEPF, 1989). Strukturgeologische Untersuchungen (HUET, 2015) ergaben, dass bisherige Interpretationen von Metavulkaniten des Kaser-Komplexes im Liegenden von Metasedimenten (**Spielriegel-Komplexes**, Kapitel 2.2) durch komplizierte isoklinale Faltenstrukturen entstanden und somit der Kaser-Komplex immer im Hangenden der Metasedimente mit Übergängen aufgeschlossen ist. Auch eoalpidisch werden die Metavulkanite derselben tektonischen Einheit (Stolzalpe-Decke) und dem damit verbundenen maximal erreichten Metamorphosehöhepunkt und der Abkühlgeschichte zugeordnet.

Der Kaser-Komplex befindet sich auf Kartenblatt Radenthein immer im Hangenden des **Spielriegel-Komplexes** (Kapitel 2.2) und wird von Sedimentgesteinen der **Stangnock-Formation** (Kapitel 1.2) transgressiv überlagert.

Die lithologischen Rahmenbedingungen, die Bildungsbedingungen und geochemischen Zusammenhänge werden detailliert in GIESE (1988a, b), SCHNEPF (1989), KERNER (1990) sowie

KERNER & LOESCHKE (1991) beschrieben. Die basalen Anteile sind dominiert von Pyroxen führendem Pillowbasalt, Metabasalt und Metadolerit („Metadiabas“), Grünschiefer sowie Metalapillituff, Metabombentuff und Metatuff-Brekzie. In den mittleren Anteilen kommt es zum vermehrten Auftreten von meist basisch bis intermediären metapyroklastischen Gesteinen, charakterisiert durch violett-grau-grünlichen Metatuffit, dunkel-hellgrünen Metahyaloklastit, grünen Metatuff (Metalapillituff und Metatuff-Brekzie) sowie Einlagerungen von hellem bis rosafarbenem, eisenführendem Dolomitmarmor („Eisendolomit“), rhyolitisch-trachytischem Metatuff, karbonatreichem Metatuff mit Hämatiteisenerzlinen und oft als Grünschiefer ausgeprägtem Metabasalt. In den hangenden Bereichen ist ein Zurücktreten der metavulkanischen und metapyroklastischen Gesteine auffallend und ein vermehrtes Auftreten und eine teilweise Wechsellagerung mit chloritreichem Metasandstein, (Quarz-)Phyllit und grauem Tonschiefer beobachtbar. Hier treten vergrünte, metadioritische Gänge mit porphyrischer Textur und basaltisch-trachyandesitische Zusammensetzung die Einheit durchschlagend bzw. konkordant in die Schieferung eingelagert auf.

Im Basement der Königstuhl-Decke ist der Kaser-Komplex in den liegenden Bereichen von teils stark verfaltetem und mylonitischem Metatuff, Metatuffit und Chloritschiefer aufgebaut. In den hangenden Teilen folgen hell-grau-roströter Dolomitmarmor mit Phyllitlagen und unreiner, meist mylonitischer, weißgrau gebänderter Kalzitmarmor mit teilweise Quarzit- und Chloritlagen.

Anhand chronostratigrafischer Untersuchungen in Tonschiefern und Dolomitmarmoren wird ein ?mittel-/oberordovizisches bis silurisches Bildungs- und Sedimentationsalter angenommen (SCHÖNLAUB, 1979; SCHNEPF, 1989 und Referenzen darin; PILLER, 2014 und Referenzen darin). Eine Sedimentation ab dem Obersilur bis Unterdevon wurde von HÖLL (1970) anhand von Conodonten in Dolomitmarmoren um die Turracher Höhe beschrieben. LA-ICPMS U/Pb Zirkonalter an zwei Proben in Metatuff mit rhyolitische Zusammensetzung ergaben Alter des Oberordoviziums (452 ± 5 Ma, IGLSEDER et al., 2016).

Der Kaser-Komplex zeigt eine mehrphasige metamorphe und strukturelle Prägung unter schwachen bis niedriggradigen Metamorphosebedingungen. Ein erster Metamorphosehöhepunkt (vergleichbar dem **Spielriegel-Komplex**) mit Bedingungen von ca. 300–330° C (SCHNEPF, 1989; RANTITSCH et al., in Vorb.) wird dem Variszischen Ereignis zugeordnet. Für die eoalpidische Gebirgsbildung wird ein Metamorphosehöhepunkt von maximal 250° C (SCHRAMM et al., 1982; GOSEN et al., 1987; RANTITSCH & RUSSEGER, 2000; RANTITSCH et al., in Vorb.) angenommen. Detaillierte strukturgeologische Untersuchungen (SCHNEPF, 1989; HUET, 2015) zeigen eine polyphase Entwicklungsgeschichte.

2.2. Spielriegel-Komplex

Der Spielriegel-Komplex (IGLSEDER & HUET, 2015) [Synonyme und historische Begriffe siehe Tabelle 4] baut einen großen Bereich der **Stolzalpe-Decke** (siehe IGLSEDER & HUET, 2019: Kapitel 1.2) in den Gurktaler Alpen auf. Namensgebend ist der Spielriegel (2.176 m) (BMN 184 Blatt Ebene Reichenau, UTM 3106 Radenthein, 0419936/5197366). Weitere Vorkommen befinden sich auf BMN 183 Blatt Radenthein, BMN 185 Blatt Straßburg (UTM 4101 Gurk) und BMN 159 Blatt Murau (UTM 4225 Murau).

Er umfasst vorwiegend (meta-)sedimentäre Elemente des „Gurktaler Quarzphyllit-Komplexes“ (SCHÖNLAUB, 1979; HUBMANN, 2014e), die Arkoseschiefer (THURNER, 1935), Golzeck-Formation (SUTTNER, 2014b), Schattloch-Phyllite (SUTTNER, 2014d), Pranker Metaklastika (SUTTNER, 2014e), Klastische Gruppe (HUBMANN, 2014d) und Steinnockserie (KLEFE, 1988). Auch metasedimentäre Gesteine sowie Teile der Nock-Gruppe (HUBMANN, 2014a) und der Rosental-Formation (HUBMANN, 2014b) werden dem Spielriegel-Komplex zugeordnet. Analogien zu (meta-)vulkanischen Gesteinen mit basischer und intermediärer Zusammensetzung in der Magdalensberg-Gruppe (REITZ, 1994; SUTTNER, 2014a) [Synonyme und historische Begriffe siehe Tabelle 4] werden angenommen.

Die Abtrennung des Spielriegel-Komplexes und die damit verbundene Zusammenfassung von vielen (meta-)vulkanischen Gesteinen im Bereich der Gurktaler Alpen erfolgte aufgrund ihrer gleichen stratigrafischen Position, derselben Gesteinsinhalte und Sedimentationsalter (Alter vom Oberordovizium bis Unterdevon) sowie anhand gleicher Ablagerungs- und Bildungsenviroments. Auch zeigen sie einen gleichen variszischen Metamorphosehöhepunkt und gleiche Deformationsabfolge (HUET, 2015; SCHNEPF, 1989).

Der Spielriegel-Komplex befindet sich auf Kartenblatt Radenthein-Ost immer im Liegenden des **Kaser-Komplexes** (Kapitel 2.1) und wird von Sedimentgesteinen der **Stangnock-Formation** (Kapitel 1.2) transgressiv überlagert.

Lokalität	Synonyme und/oder historische Begriffe (mit Referenz)
Gurktaler Alpen/allgemein	„ Gurktaler Quarzphyllit-Komplex “ nach SCHÖNLAUB (1979), HUBMANN (2014e)
	Gurktal Quartzphyllite Complex nach SCHÖNLAUB & HEINISCH (1993)
	Gurktaler Phyllit nach SCHWINNER (1932, 1936), HOLZER & GORITSCHNIG (1997)
	(Quarz-)Phyllitserie nach BECK-MANNAGETTA (1959)
	Phyllit i.a. (Quarzphyllit) nach ANDERLE et al. (1964)
	Gurktaler Quarzphyllit nach ANDERLE et al. (1964), KERNER (1990), KERNER & LOESCHKE (1991)
	Gurktaler und Mittelkärntner Quarzphyllite nach SCHÖNLAUB (1979)
	Quarzphyllit-Gruppe/ Quarzphyllitgruppe nach GOSEN (1982)
	Altpaläozoischer Phyllit i.a. nach FLÜGEL & NEUBAUER (1984)
	Arkoseschiefer nach THURNER (1935)
	Arkosen mit Tonschieferlagen nach THURNER (1958)
	Arkosenschieferlagen nach THURNER (1961)
	Golzeck-Formation nach SUTTNER (2014b)
	Golzeck-Schiefer nach NEUBAUER (1979)
	Schattloch-Phyllite nach SUTTNER (2014d)
	Graue bis schwarzgraue Phyllite nach THURNER (1961)
	Pranker Metaklastika nach SUTTNER (2014e)
	Pranker-Metapsammit und Schattloch-Phyllite der Pranker-Gruppe nach NEUBAUER (1979)
Gurktaler Alpen/Nockberge	Quarzphyllite und Bunte Phyllite nach MULFINGER (1986) und GIESE (1988a, b)
	Quarzphyllite nach ANTONITSCH (1991)
	Klastische Gruppe nach HUBMANN (2014d)
	Klastische Serie nach MULFINGER (1986), GIESE (1988a, b), LOESCHKE (1989a) sowie HOLZER & GORITSCHNIG (1997)
	Steinnockserie nach KLEFE (1988)
	Nock-Gruppe nach HUBMANN (2014a)
	Nockserie nach MULFINGER (1986) und GIESE (1988a, b)
	Nock-Serie nach GIESE (1988a) und LOESCHKE (1989a)
Gurktaler Alpen/Rosental	Rosental-Formation nach HUBMANN (2014b)
	Rosentalserie nach MULFINGER (1986)
	Rosental-Serie nach GIESE (1988a, b)
Magdalensberg	Magdalensberg-Gruppe (REITZ, 1994; SUTTNER, 2014a)
	Magdalensbergserie nach KAHLER (1953) und RIEHL-HERWIRSCH (1970)
	Magdalensberg-Formation, Obere und Untere Magdalensbergserie nach RIEHL-HERWIRSCH (1970) und REITZ (1994)
	Magdalensberg-Folge nach THIEDIG (2005)

Tab. 4: Tabelle synonymmer und historischer Begriffe des Spielriegel-Komplexes.

Die lithologischen Rahmenbedingungen und Bildungsbedingungen werden in MULFINGER (1986, 1988), GIESE (1988a, b), KERNER (1990) und HOLZER & GORITSCHNIG (1997) beschrieben. Die basalen Anteile sind dominiert von zum Teil grobkörnigem, massigem Metasandstein, der meist mit violett-grünlich-grauem Metasiltstein und (Quarz-)Phyllit wechsellagert. Die Metasandsteine sind meist als leicht farbliche Metaarkose, feldspatreicher, feinkörniger, grau bis grünlicher Metasandstein und leicht gefärbter Metaarenit ausgeprägt. Die Phyllite sind vielseitig gestaltet

und variieren von grauen Phylliten zu typischen Quarz-Phylliten mit schieferungsparallelen Quarzlagen. Manchmal sind Grafitschiefer, Chloritphyllit, Chloritschiefer, untergeordnet Grünschiefer, Metatuff-Metatuffitlagen und helle, „sandige“ Quarzite zwischengelagert. Auf dem Südostblatt ist im Raum Görzwinkel-Kotzgraben in die Metasedimente ein ca. 100 m mächtiger, gelbgrüner Maignimbrit („Porphyroid“) mit größeren Quarz- und Feldspat-Einsprenglingen und rhyolitischer Zusammensetzung aufgeschlossen. Vergleiche mit dem Golzeck-Porphyroid (SUTTNER, 2014c; NEUBAUER, 1979) sind auffallend, jedoch zeigt der Maignimbrit im Görzwinkel ältere Bildungsalter. In den hangenden Anteilen des Spielriegel-Komplexes ist in den Metasedimenten ein gehäuftes Auftreten von dunkel-hellgrauem, Eisenerz führendem, gebändertem, selten mylonitischem Dolomitmarmor („Eisendolomit“) und vereinzelt feinkörnigem, weißgrau gebändertem, mylonitischem Kalzitmarmor charakteristisch. Zusätzlich sind mächtigere Lagen von violetter Metatuff und grünlich-grauem Metatuff mit basisch-intermediärer Zusammensetzung sowie massige, pyroxenreiche Metabasalte und gangförmige Metadolerite, selten Grünschiefer eingelagert. Vergleichbar dem Kaser-Komplex sind vergrünte metadioritische Gänge mit porphyrischer Textur und basaltisch-trachyandesitische Zusammensetzung die Einheit durchschlagend bzw. konkordant in die Schieferung eingelagert beobachtbar. Vorwiegend in den tektonisch stärker beanspruchten Bereichen kommt es weiters zum vermehrten Auftreten von Chloritschiefer, Chloritphyllit und nördlich bzw. westlich des Eisenhuts von (dunkel-)grauem, Chlorit und Serizit führendem, teilweise mylonitischem Quarz-Phyllit.

Anhand chronostratigrafischer Untersuchungen und Vergleichen mit der Unteren Magdalensberg-Gruppe wird ein unter-oberordovizisches Sedimentationsalter angenommen (SCHÖNLAUB, 1979; PILLER, 2014 und Referenzen darin). Ein LA-ICPMS U/Pb Zirkonalter an einem Maignimbrit mit rhyolitischer Zusammensetzung ergab ein Alter an der Grenze zwischen Unter- und Mittelordovizium (470 ± 8 Ma, IGLSEDER et al., 2018). Zu erwähnen sind biostratigrafische Untersuchungen aus dem Schattloch-Phyllit und den Pranker Metaklastika, welche im Vergleich zum Spielriegel-Komplex wesentlich jüngere Alter bis zum Unterdevon (vergleichbar dem Kaser-Komplex) zeigen.

Der Spielriegel-Komplex zeigt eine mehrphasige metamorphe und strukturelle Prägung unter schwachen bis niedriggradigen Metamorphosebedingungen. Die variszische Metamorphose erreichte Temperaturen von ca. 300–320° C in Grafitschiefern (RANTITSCH et al. in Vorb.), abgeleitet anhand eines $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Alters an Muskovit in Dolomitmarmor von ca. 317 Ma (IGLSEDER et al., 2016). Für die eoalpidische Gebirgsbildung wird ein Metamorphosehöhepunkt von maximal 250° C (SCHRAMM et al., 1982; GOSEN et al., 1987; RANTITSCH & RUSSEGGER, 2000, RANTITSCH et al., in Vorb.) angenommen. Detaillierte strukturelle geologische Untersuchungen (HUET, 2015) zeigen eine polyphase Entwicklungsgeschichte.

2.3. Stangalm-Mesozoikum sensu lato (s.l.)

Das Stangalm-Mesozoikum s.l. (PISTOTNIK, 1980; IGLSEDER et al., 2019) [Synonyme und historische Begriffe siehe Tabelle 5] repräsentiert die permo-mesozoischen, metasedimentären und metakarbonatischen Gesteine der **Bundschuh-Decke** (siehe IGLSEDER & HUET, 2019: Kapitel 2.1). Dabei kommt der stratigrafischen und tektonischen Stellung von Einheiten und deren (Neu-)Definition eine entscheidende Rolle zu. Entgegen der Interpretation von PISTOTNIK (1980) werden Gesteine der „Pfannock-Trias“ (PISTOTNIK, 1980, 1996) in der **Pfannock-Decke** (siehe IGLSEDER & HUET, 2019: Kapitel 1.4) nicht zum Stangalm-Mesozoikum s.l. gezählt. Hingegen Schiefer, Phyllit, Radiolarien führender Kalzitmarmor und Quarzit der **„Phyllonitzzone“** (siehe IGLSEDER & HUET, 2019: Kapitel 1.7) explizit dem Stangalm-Mesozoikum s.l. zugeordnet. Nach neuestem Erkenntnisstand repräsentiert das Stangalm-Mesozoikum s.l. eine tektonisch stark beeinflusste und intensiv deformierte, mehr oder weniger zusammenhängende Schichtfolge von stratigrafischen Einheiten des obersten Perm bis zum Oberjura bzw. ?Unterkreide. Lithologisch beinhaltet sie karbonatische und klastische Metasedimente, wie Metakonglomerat, Quarzit, Dolomitmarmor, Kalzitmarmor, Phyllit, Glimmerschiefer, Quarz-Phyllit und untergeordnet Kalkschiefer, Chloritschiefer und Metatuffit. Besonders erwähnenswert ist der stratigrafische Nachweis von Fossilien (Bivalven, Cidariden, Korallen) der Obertrias nördlich des Leckenschobers (ANDERLE et al., 1964; IGLSEDER et al., 2019) und von Radiolarien des Oberjura am Leckenschober und südsüdöstlich der Erlacher Hütte (STOWASSER, 1945, 1956).

Lokalität	Synonyme und/oder historische Begriffe (mit Referenz)
Stangalm	Stangalmmesozoikum nach HOLDHAUS (1921), STOWASSER (1945), TOLLMANN (1959)
	Stangalm-Mesozoikum nach STOWASSER (1945, 1956), TOLLMANN (1958, 1959, 1975, 1977), KRISTAN-TOLLMANN & TOLLMANN (1963), PISTOTNIK (1971, 1980, 1996), KRAINER (1984, 1996) und KERNER (1990)
	Stangalm-Trias nach STOWASSER (1945)
	Stangalpen-Trias (-Mesozoikum) nach KÜHN (1962 und Referenzen darin)
	Melitzenscholle und Karlwandschuppe nach TOLLMANN (1977)
	Stangalm-Mesozoikum s.str. nach PISTOTNIK (1980), FRIMMEL (1987), GOSEN (1989)
	Stangalm-Einheit nach FRIMMEL (1987)
Turrach	Turracherflügel des „Liegendkalkzuges“ in SCHWINNER (1932)
	Stangalm-Flattnitzer-Mesozoikum, Triaszug bei Turrach nach HOLDHAUS (1932)
Turrach/Flattnitz	Kalk-Dolomitschichtstoß und „Bänderserie“ Flattnitz-Turrach-Innerkrems nach THURNER (1935)
	Kalkzug Turrach-Flattnitz nach STOWASSER (1956)
	Flattnitztrias in BECK-MANNAGETTA (1959)
	Flattnitz-Serie nach BECK-MANNAGETTA (1959)
	Flattnitzer Mesozoikum nach TOLLMANN (1959, 1977), PISTOTNIK (1980), FRIMMEL (1987)
	Flattnitzer Trias nach GOSEN et al. (1985)
	Flattnitzmesozoikum nach FRIMMEL (1987)
Hansenock	Serien am Hansenock nach THURNER (1958)
	Mesozoikum am Hansenock nach THEYER (1969)
Gurktaler Alpen/allgemein	Gesteine der Basalen Schuppenzone und Phyllonitzzone nach PISTOTNIK (1980, 1996)
	Gesteine der Phyllonitzzone nach GOSEN et al. (1985)
	Gesteine der Nesselbach-Teildecke nach IGLSEDER & HUET (2015)

Tab. 5: Tabelle synonymer und historischer Begriffe des Stangalm-Mesozoikums s.l.

In der vorliegenden Arbeit wird anhand von Neukartierungen, Vergleichsbegehungen und Neuuntersuchungen ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Heliumalter, $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ -Biotitalter, Raman-Mikrospektroskopie, Geochemie und Strukturgeologie) des Stangalm-Mesozoikums s.l. eine Untergliederung der Schichtfolge in Lithodeme vorgeschlagen (NORTH AMERICAN COMMISSION ON STRATIGRAPHIC NOMENCLATURE, 2005; IGLSEDER & SCHUSTER, 2015; SCHUSTER & IGLSEDER, 2015). Dies nicht zuletzt, da sich die Lithologien des Stangalm-Mesozoikums s.l. stark von Typlokalitäten in den „Kalkalpen“ unterscheiden. Nach neuer Nomenklatur untergliedert sich das Stangalm-Mesozoikum s.l. vom Hangenden zum Liegenden in das **Leckenschober-Lithodem** (metamorphes Äquivalent der Allgäu-Formation, Ruhpolding-Formation und Ammergau-Formation; Kapitel 2.4), das **Karnerboden-Lithodem** (metamorphes Äquivalent von Hauptdolomit, Plattenkalk und Kössen-Formation; Kapitel 2.5), das **Bockbühel-Lithodem** (metamorphes Äquivalent der Partnach-Formation und Teilen der Reifling-Formation; Kapitel 2.6), das **Weißwände-Lithodem** (metamorphes Äquivalent von Reichenhall-Formation, Alpiner Muschelkalk-Gruppe, Teilen der Reifling-Formation und dem Wettersteinkalk/-dolomit; Kapitel 2.7) sowie den **Lantschfeldquarzit** (metamorphes Äquivalent von Alpinem Buntsandstein; Kapitel 2.8).

Das Stangalm-Mesozoikum s.l. wurde unter Bedingungen der obersten Grünschieferfazies bei ca. 450–530° C mit in das Hangende und von Ost nach West abnehmenden Temperaturen einer aufrechten Metamorphose überprägt (IGLSEDER et al., 2018; RANTITSCH et al., in Vorb.). Anhand von $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Altern an Muskovit zwischen 87 und 99 Ma (NEUBAUER et al., 1998; IGLSEDER et al., 2018) sowie einem $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ -Abkühlalter an Biotit bei ca. 83 Ma (IGLSEDER et al., 2018) wird diese Prägung dem Eoalpidischen Ereignis zugeordnet.

In letzter Zeit wurde eine Neufassung des Stangalm-Mesozoikums als Gruppe, respektive Suite

diskutiert und teilweise umgesetzt. Eine neue Nomenklatur und Gliederung (Lithodem/Formation-Suite/Gruppe-Komplex/Supergruppe) für metamorph überprägte und teilweise vergleichbare Schichtglieder (z.B. Brenner-Mesozoikum nach BRANDNER et al., 2003; metamorphe „Anteile der Karbonatplattformen der Trias“ in OBERHAUSER, 1980; Radstädter-(Permo-)Mesozoikum nach TOLLMANN, 1977) ist derzeit in Aufbau und Entwicklung. Zur Vereinfachung sollte nicht ein „Wildwuchs“ von neuen (Typ-)Lokalitäten entstehen, sondern ein einheitliches und überschaubares Konzept für die am besten geeigneten und vor allem am besten vergleichbaren Profile/Einheiten in diesem Bereich des Ostalpins entwickelt und gefunden werden. Deshalb sollten zum gegenwärtigen Zeitpunkt und zum besseren Verständnis tradierte und gut definierte Begriffe (z.B. Stangalm-Mesozoikum) weiter fortgeführt werden.

Lithostratigraphische Einheit	Synonyme und/oder historische Begriffe (mit Referenz)
Ammergau-Formation	Ammergauer Schichten nach TOLLMANN (1976)
Ruhpolding-Formation	Ruhpoldinger Radiolarit nach TOLLMANN (1976)
Allgäu-Formation	Allgäuschichten nach TOLLMANN (1976)
Kössen-Formation	Kössener Schichten nach TOLLMANN (1976)
Bockbühel-Lithodem	Bockbühelschiefer („Pyritschiefer“) und Bockbühel-Schiefer nach STOWASSER (1945, 1956)
	Schwarzschiefer nach KRAINER (1996)
	Tonschiefer nach JAVANMARDI (1991)
	Schieferlagen nach PISTOTNIK (1974)
	Mergel- und Tufflage nach PISTOTNIK (1996)
Nordalpine Raibler Schichten	Raibl-Gruppe nach BECHSTÄDT & SCHWEIZER (1991)
	Raibl-Formation nach PISTOTNIK (1996)
Partnach-Formation	Partnachschichten nach TOLLMANN (1976)
Weißwände-Lithodem	„Bänderdolomit“ und Wettersteindolomit nach PESTAL et al. (2009)
Reichenhall-Formation	Reichenhaller Schichten nach TOLLMANN (1976), SCHENK (1967) sowie FRISCH (1975)
Lantschfeldquarzit	Semmering-Lantschfeld-Quarzit nach THEYER (1969), TOLLMANN (1977)

Tab. 6: Tabelle synonymmer und historischer Begriffe in Einheiten des Stangalm-Mesozoikums s.l. und der „Kalkalpen“.

2.4. Leckenschober-Lithodem

Das Leckenschober-Lithodem (IGLSEDER et al., 2019) bildet die hangendste Einheit des Stangalm-Mesozoikums s.l. und reicht vom Jura bis zur ?Unterkreide. Stratigrafisch überlagert es das **Weißwände-Lithodem** (Kapitel 2.7) und **Karnerboden-Lithodem** (Kapitel 2.5) und wird tektonisch von Einheiten der Pfannock-Decke („Pfannock-Trias“), Königstuhl-Decke (Kaser-Komplex, Stangnock-Formation) und Stolzalpe-Decke (Spielriegel-Komplex) überlagert. Es stellt einen durchgehend verfolgbaren Gesteinszug vom Hochalmköpfel im Westen bis zur Bruggerhütte östlich des Blumbühels, weiter durch Störungen versetzt vom Guttenbrunnertal über den Hirnkopf und Kuster bis zum Flattnitzer See dar. Es bildet einen Großteil des Stangalm-Mesozoikums s.l. im tektonischen Fenster vom Nesselbachgraben sowie der „**Phyllonitzone**“ (siehe IGLSEDER & HUET, 2019: Kapitel 1.7) auf BMN 183 Blatt Radenthein. Namensgebend ist der Leckenschober (1.996 m) (BMN 184 Blatt Ebene Reichenau, UTM 3106 Radenthein, 0420170/5201250). Es ist ein metamorphes Äquivalent von Allgäu-Formation (JACOBSHAGEN, 1965; GERMANN, 1972; EBLI, 1997) [Tab. 6], Ruhpolding-Formation (GARRISON & FISCHER, 1969; DIERSCHKE, 1980; GAWLICK & DIERSCHKE, 2000) [Tab. 6] und Ammergau-Formation (PLÖCHINGER, 1976; SCHÜTZ, 1979; STEIGER, 1981; BRAUN, 1998; RASSER et al., 2003) [Tab. 6].

Das Leckenschober-Lithodem umfasst lithologisch „Kalkschiefer, Mergelschiefer, Kieselkalkschiefer und Kalkschiefer“ nach STOWASSER (1956), Teile des „oberen Kalkschiefers, Kalkphyllit, phyllitischen Kieselkalk, Karbonatquarzit und Kalkphyllit mit braunen Krusten“ nach ANDERLE et al. (1964) und „Aptychen-Kalkschiefer“ nach TOLLMANN (1977). Weiters umfasst es „Kalk mit Mergellagen, Kalkschiefer, kieseligen Kalkschiefer, Radiolarit und mergeligen Kalk (Aptychenkalk)“ nach JAVANMARDI (1991) sowie „phyllonitischen Schiefer und Karbonatgestein, Hornsteinkalkmarmor und roten, kieseligen Radiolarienkalk“ nach PISTOTNIK (1996).

Auf Kartenblatt Radenthein-Nordost wird das Leckenschober-Lithodem von unreinem, mittel-dunkelgrauem, in das Hangende teilweise grau-weiß-bunt gebändertem, mylonitischem Kalzitmarmor aufgebaut. An der Basis sind mylonitisch elongierte, ehemals brekziierte Dolomitkomponenten in grauem Kalzitmarmor beobachtbar und als Liasbrekzien (TOLLMANN, 1976) interpretiert. Mächtiger karbonatischer, selten grafitischer, teilweise Biotit-Serizit führender Glimmerschiefer, Chloritschiefer, Chloritphyllit und Quarzit im Nesselbachgraben werden Tonschiefer, Mergel und Kieselkalke der metamorphen Allgäu-Formation zugeordnet. Um den Gipfel des Leckenschobers ist in den Kalzitmarmor grau-grün-gelb-weißer, Chlorit-Serizit führender, quarzitischer und mylonitischer Metaradiolarit eingeschaltet. Hier sind Radiolarien des Oberjura (STOWASSER, 1945, 1956) und Mangankrusten belegt.

2.5. Karnerboden-Lithodem

Das Karnerboden-Lithodem (IGLSEDER et al., 2019) bildet eine hangende Einheit des Stangalm-Mesozoikums s.l. und reicht vom Norium bis zum Rhätium. Stratigrafisch überlagert es das **Weißwände-Lithodem** (Kapitel 2.7) und wird vom **Leckenschober-Lithodem** (Kapitel 2.4) überlagert. Namensgebend ist das Gebiet südlich des Karnerbodens (BMN 184 Blatt Ebene Reichenau, UTM 3106 Radenthein, 0418035/5202785). Es ist ein metamorphes Äquivalent von Hauptdolomit (MÜLLER-JUNGBLUTH, 1971; TOLLMANN, 1976; FRUTH & SCHERREIKS, 1984; BLAU & SCHMIDT, 1990; DONOFRIO et al., 2003), Plattenkalk (CZURDA & NICKLAS, 1971; TOLLMANN, 1976; KERN & HÜSSNER, 1999), Kössen-Formation [Tab. 6] und Oberrhätalkalk (FABRICIUS, 1966; TOLLMANN, 1976; PILLER, 1981; KUSS, 1983; GOLEBIOWSKI, 1991; STANTON & FLÜGEL, 1995; HILLEBRANDT et al., 2013).

Das Karnerboden-Lithodem umfasst den „Oberen Dolomit“ nach STOWASSER (1956), „Knollenbreccie, Cidariskalk, oberen Dolomit und oberen Knollendolomit“ nach ANDERLE et al. (1964) sowie „hellen brecciösen Dolomit (Hauptdolomit)“ nach JAVANMARDI (1991).

Auf Kartenblatt Radenthein-Nordost ist das Karnerboden-Lithodem in zwei Gebieten (südlich Karnerboden sowie am Sattel zwischen Weißwände und Leckenschober) aufgeschlossen. Es wird von dunkelgrau gebändertem, Serizitlagen und Kalzitadern führendem, teils massigem als auch mylonitischem Dolomitmarmor aufgebaut (Äquivalent des Hauptdolomits). In das Hangende, an der Grenze zum Leckenschober-Lithodem ist der Dolomitmarmor kataklastisch und eisenerzführend. In das Liegende wird unreiner, hellgrau-gelblicher, mylonitischer Kalzitmarmor mit Chlorit-Serizitlagen und Dolomit-Komponenten als Äquivalent des Plattenkalks interpretiert. Weiters findet man schwarzgrauen, mylonitischen und grafitischen Kalzitmarmor mit Schieferlagen als Äquivalent der Kössen-Formation. Im Karnerboden-Lithodem sind Fossilien der Obertrias (Bivalven, Cidariden, Korallen) belegt (ANDERLE et al., 1964; IGLSEDER et al., 2019).

2.6. Bockbühel-Lithodem

Das Bockbühel-Lithodem (WEISSENBACHER, 2015; IGLSEDER & SCHUSTER, 2015; IGLSEDER et al., 2019) [Synonyme und historische Begriffe siehe Tabelle 6] bildet eine dem **Weißwände-Lithodem** (Kapitel 2.7) eingelagerte Einheit des Stangalm-Mesozoikums s.l. und reicht vom Ladinium bis in das Karnium. Namensgebend ist der Gipfel des Bockbühels (1.678 m) (BMN 184 Blatt Ebene Reichenau, UTM 4101 Gurk, 0424735/5200700). Es ist ein metamorphes Äquivalent der Partnach-Formation (BECHSTÄDT & MOSTLER, 1974; DONOFRIO et al., 1980) [siehe Tabelle 6] und von Teilen der Reiffling-Formation (BECHSTÄDT & MOSTLER, 1974; NITTEL, 2006; BRÜHWILER et al., 2007). Die Definition nach STOWASSER (1956) fasst alle phyllitischen (und phyllonitischen) Gesteine des Stangalm-Mesozoikums (anisischer Kalkschiefer, ladinischer und karnischer Tonschiefer, (Serizit-)Phyllit, Phyllonit, Tuffit sowie rhätische und liassische Kalkschiefer) im Begriff der Bockbühelschiefer zusammen.

Das Bockbühel-Lithodem beinhaltet ein bereits von HOLDHAUS (1921) vermutetes und später der „**Phyllonitzone**“ (siehe IGLSEDER & HUET, 2019: Kapitel 1.7) zugeordnetes, metamorphes Äquivalent der Nordalpinen Raibler Schichten (ANGERMEIER et al., 1963; JERZ, 1966; HARSCH, 1970; BEHRENS, 1972; TOLLMANN, 1976; KRÄINER, 1985b; BRANDNER & POLESCHINSKI, 1986; HAGEMEISTER, 1988; KISTEN et al., 1990; HORNING et al., 2007) [siehe Tabelle 6]. Wegen fehlender Aufschlüsse eines metamorphen Äquivalents der Nordalpinen Raibler Schichten auf Blatt Radenthein-Nordost wird diese Thematik hier nicht behandelt (siehe STOWASSER, 1956).

Die Hauptvorkommen des Bockbühel-Lithodems am Bockbühel, Schafferkogel und südöstlich der Sumperhöhe werden detailliert in WEISSENBACHER (2015) beschrieben. Er unterscheidet feinkörnigen, grauschwarzen, teilweise bläulich-grünlichen Phyllit, Glimmerschiefer und (Quarz)-Phyllit. Von besonderem Interesse sind plagioklasreicher Chlorit-Biotit-Glimmerschiefer südwestlich des Schafferkogels, welcher als Metatuffit interpretiert wird. In BECK-MANNAGETTA (1959) beschriebener Chloritoid wurde nicht gefunden.

Die Gesteine des Bockbühel-Lithodems sind stark deformiert und mit einer gegen Westen durch seitenverschiebende Scherzonen bedingten abnehmenden Mächtigkeit mylonitisiert und isoklinal verfaltet. Die westlichsten Vorkommen auf Blatt Radenthein-Nordost sind im Steinbachgraben aufgeschlossen.

2.7. Weißwände-Lithodem

Das Weißwände-Lithodem (IGLSEDER et al., 2019) [Synonyme und historische Begriffe siehe Tabelle 6] bildet eine liegende Einheit im Stangalm-Mesozoikums s.l. und reicht vom Anisium über das Ladinium bis zum Karnium. Stratigrafisch überlagert es teilweise tektonisch den **Bundschuh-Priedröf-Komplex** (Kapitel 2.9) und den **Lantschfeldquarzit** (Kapitel 2.8), verzahnt mit dem **Bockbühel-Lithodem** (Kapitel 2.6) und wird vom **Karnerboden-** (Kapitel 2.5) und **Leckenschober-Lithodem** (Kapitel 2.4) überlagert. Namensgebend sind der hier weiß verwitternde Dolomitmarmor der Weißwände (Kote 1.915 m) südlich der Allachhütte und südwestlich des Allachbaches (BMN 184 Blatt Ebene Reichenau, UTM 3106 Radenthein, 0420190/5191990). Das Weißwände-Lithodem ist ein metamorphes Äquivalent der Reichenhall-Formation (SPÖTL, 1988) [siehe Tabelle 6], der Alpinen Muschelkalk-Gruppe (BECHSTÄDT & MOSTLER, 1974; NITTEL, 2006), Teilen der Reifling-Formation (BECHSTÄDT & MOSTLER, 1974; NITTEL, 2006; BRÜHWILER et al., 2007) sowie des Wettersteinkalks/-dolomits (OTT, 1972; BECHSTÄDT, 1975; BRANDNER, 1978; BRANDNER & RESCH, 1981; NITTEL, 2006).

Das Weißwände-Lithodem umfasst lithologisch „Rauchwacke, gröbere phyllitische Kalk- und Dolomitbreccie, Kalkschiefer, dunklen Mergel und Dolomit der Basalgruppe, als auch den Unteren Dolomit“ nach STOWASSER (1956) sowie „Rauhwacke, Anisischen Schiefer, Kalk, Bänderkalk, Hornsteinkalk, Dolomitschlierenkalk, Dolomit und Wettersteindolomit“ nach TOLLMANN (1958). Weiters umfasst es „Rauhwacke, Serizitschiefer, Dolomitschiefer, vererzten Dolomit, dunklen Dolomit mit Hornstein, Kalkphyllit, gebänderten Kalk und (Wetterstein-)Dolomit“ nach PISTOTNIK (1971, 1974, 1996), als auch „Rauhwacke, Anis-Basisschiefer, Bänderkalk, hornsteinführenden Kalk, dunklen Dolomit und Wettersteindolomit“ nach KRAINER (1996).

Auf Kartenblatt Radenthein-Nordost bildet das Weißwände-Lithodem die Hauptmasse im Stangalm-Mesozoikum s.l. mit einer gegen Westen durch seitenverschiebende Scherzonen bedingte, abnehmende Mächtigkeit. Es zeigt im Liegenden selten quarzitisches, teils mylonitisches Rauhwacke, Phyllit und dunkelgrauen, Biotit führenden Metamergelstein und dunkelgrauen Dolomitmarmor als Äquivalent der Reichenhall-Formation und Alpinen Muschelkalk-Gruppe. Darüber folgt grauweiß gebänderter, weiß verwitternder, Serizit und Kalzitadern führender, mylonitischer Dolomitmarmor (Äquivalent von Wettersteinkalk/-dolomit). In den liegenden Bereichen findet man metermächtige Lagen von weiß-gelblich gebändertem, serizitreichem, zum Teil Hornstein führendem, mylonitischem Kalzitmarmor und Dolomitmarmor mit Talkbildung um die Hornsteinknollen (Äquivalent der Reifling-Formation).

2.8. Lantschfeldquarzit

Der Lantschfeldquarzit (KÜHN, 1962 und Referenzen darin) [Synonyme und historische Begriffe siehe Tabelle 6] bildet die liegendsten Anteile des Stangalm-Mesozoikums s.l. und reicht vom Lopingium (oberes Perm) bis Olenekium (Untertrias). Stratigrafisch überlagert er teilweise winkeldiskordant den **Bundschuh-Priedröf-Komplex** (Kapitel 2.9) (PISTOTNIK, 1976) und wird selbst vom **Weißwände-Lithodem** (Kapitel 2.7) überlagert. Namensgebend ist die Typlokalität bei der Unteren Zehneralm (1.395 m) im Tal des Lantschfeldbaches (BMN 156 Blatt Muhr, 0389465/5230585, auf aktuellen UTM-Karten des BEV wird die Zehneralm als Zechneralm geschrieben). Der Lantschfeldquarzit ist ein metamorphes Äquivalent des Alpinen Buntsandsteins (TOLLMANN, 1976; KRAINER, 1985a, 1987; STINGL, 1987). Er umfasst „Skyth-Quarzit“ nach TOLLMANN (1958), „Arkosequarzite der Basalgruppe“ nach STOWASSER (1956) sowie ca. 10 m mächtigen „Quarzit und Metakonglomerat“ (PISTOTNIK, 1971, 1974, 1976, 1996),

als auch „Konglomerat führenden, sandigen, karbonatischen Quarzit und Serizitschiefer“ (KRAINER, 1984, 1996).

Auf Kartenblatt Radenthein-Nordost ist der Lantschfeldquarzit südlich des Schober (1.822 m) sowie nördlich und westlich der Allachhütte aufgeschlossen. Er zeigt unreinen, zum Teil gebänderten hellweißen-graubraunen Quarzit mit detritärem Hellglimmer und in die Streckungslineation eingeregelt teilweise zerbrochenen Turmalin. Dynamisch rekristallisierter Quarz mit Lagen von feinkörnigem Serizit bildet die mylonitische Schieferung.

Vorkommen von mylonitischem, quarzitischem Metapsammit im Bereich des Paal- und Kreischberggrabens südlich von Stadl an der Mur (FRIMMEL, 1987) und Quarzite westlich des Hansennocks (THEYER, 1969) (BMN 158 Blatt Stadl an der Mur) werden zu dieser Einheit gezählt.

2.9. Bundschuh-Priedröf-Komplex

Der Bundschuh-Priedröf-Komplex (PISTOTNIK, 1996; SCHUSTER, 1998, 2005; EXNER et al., 2005; HEJL, 2005; PESTAL et al., 2006, 2009; SCHUSTER et al., 2006) [Synonyme und historische Begriffe siehe Tabelle 7] bildet die liegende lithostratigrafische Einheit und Hauptmasse der **Bundschuh-Decke** (siehe IGLSEDER & HUET, 2019: Kapitel 2.1).

Der Bundschuh-Priedröf-Komplex wird teilweise stratigrafisch vom **Stangalm-Mesozoikum s.l.** (Kapitel 2.3) überlagert. Tektonische Grenzen bestehen zum unterlagernden Katschberg-Komplex (Radstadt-Deckensystem) und **Radenthein-Komplex** (Kapitel 2.11) (Gstoder-Decke) sowie den überlagernden Einheiten der Murau-Decke. Der Bundschuh-Priedröf-Komplex umrahmt das tektonische Fenster von Ramingstein zwischen Tamsweg, Stadl an der Mur, Grünbühel (2.172 m), Turrach, Kilnprein, dem Bundschuh-Gebiet und Thomatal. Weiters baut er den größten Teil der Nockberge vom Kremsbachtal bis zum Hochpalfenock (2.099 m) und nach Osten von der Hohen Pressing (2.370 m) über den Rosenock (2.440 m) und Priedröf (1.963 m) bis zum Kolmnock (1.845 m) auf. Namensgebend ist die Region und der Ort Bundschuh (BMN 157 Blatt Tamsweg, UTM 3230 Blatt Tamsweg, 0402300/521900) sowie der Gipfel des Priedröf (BMN 183 Blatt Radenthein, UTM 3106 Blatt Radenthein, 0403970/5185940).

Die lithologischen Rahmenbedingungen sowie Bildungsbedingungen des Bundschuh-Priedröf-Komplexes werden detailliert in FRIMMEL (1984, 1987), SCHUSTER (1994, 2005), KOROKNAI et al. (1999), HEJL (2005) und SCHUSTER et al. (2006) beschrieben. Die tieferen Anteile des Bundschuh-Priedröf-Komplexes bestehen aus Paragneis (Priedröf-Paragneis) in das Hangende mit Einschaltungen von hellem Orthogneis (**Bundschuh-Orthogneis-Lithodem**, Kapitel 2.10). Der höhere Teil, welcher im Zentrum einer großräumigen, offenen Synform erhalten ist, besteht aus (Granat-)Glimmerschiefer, der Richtung Westen immer mächtiger wird und oft nur einphasiges Granatwachstum zeigt (EXNER, 1991; HEJL, 2005). Vor allem im hangenden Teil ist oft mächtiger Amphibolit eingelagert. Weiters findet sich Aplitgneis, während Marmor (extrem) selten auftritt. Im Bereich des Tschierwegernockes (BMN 182) sind Gänge aus Metagabbro anzutreffen (PESTAL et al., 2006; SCHUSTER et al., 2006).

LA-ICPMS U/Pb Zirkonalter im Bundschuh-Orthogneis-Lithodem vom Mittel- bis Oberordovizium (IGLSEDER et al., 2018) und ererbten neoproterozoischen Zirkon(kernen) um ca. 600 Ma sind konsistent mit einem Ablagerungsalter der Metasedimente vom Neoproterozoikum bis Ordovizium. Quarzit-Glimmerschiefer-Wechselagerungen zeigen Ähnlichkeiten mit vormals turbiditischen Ablagerungsprozessen.

Auf Kartenblatt Radenthein-Nordost wird der Bundschuh-Priedröf-Komplex von quarzitischem und biotitreichem (Biotit-Blasten-) Paragneis und Glimmerschiefer aufgebaut. Häufig treten Grafit-schiefer und Granat führende Lagen auf. Auffallend ist massiger Paragneis mit Plagioklas-Blasten, welcher als Metaarkose oder Metagrauwacke interpretiert wird und durch den Kompetenzkontrast zu glimmerreicherem Paragneis und Glimmerschiefer in Richtung der Streckungslineation boudiniert ist. An der Basis, im Übergangsbereich zum Radenthein-Komplex des „Ramingstein-Fensters“, als auch an der Grenze zu Orthogneis sind Mylonitisierung und teilweise Phyllonitisierung beobachtbar.

Lokalität	Synonyme und/oder historische Begriffe (mit Referenz)
Gurktaler Alpen/allgemein	Einachgneis nach HERITSCH (1924)
	Bundschuh-Komplex nach SCHUSTER & FRANK (1999), SCHUSTER (2003)
	Bundschuhmasse und Meroxengneis nach THURNER (1927)
	Priedröf-Schiefergneis nach SCHWINNER (1927), STOWASSER (1956) und FRIMMEL (1984, 1987)
	hangende Teile der „Radentheiner Serie“, Priedröf-Gneis mit Bundschuh-Orthogneis-Lagen nach SCHWINNER (1927)
	Bundschuhmasse, Bundschuhkristallin und Priedröf-Gneis nach BECK-MANNAGETTA (1959)
	Glimmerschiefer-Paragneisserie nach PISTOTNIK (1971)
	Priedröfgneisserie, Paragneisserie und Orthogneise nach TOLLMANN (1977)
	Priedröf Serie/Priedröfserie nach PISTOTNIK (1980), SCHIMANA (1986), BELOCKY (1987) und THEINER (1987)
	Bundschuhparagneis/Bundschuh-Paragneis nach EXNER (1990, 1991)
	Bundschuhkristallin ohne Autochthones Mesozoikum, Priedröf Schiefergneis (Komplex) nach SCHUSTER (1994)

Tab. 7: Tabelle synonymer und historischer Begriffe des Bundschuh-Priedröf-Komplexes.

Der Bundschuh-Priedröf-Komplex zeigt eine mehrphasige metamorphe und strukturelle Prägung unter amphibolitfaziellen Metamorphosebedingungen und zum Teil Migmatisierung (PISTOTNIK, 1996). Die variszische Metamorphose erreichte Maximalbedingungen von ca. 600–650° C und 10–11 kbar (KOROKNAI et al., 1999; SCHUSTER & FRANK 1999) mit einer Temperaturabnahme von Nord nach Süd (SCHIMANA, 1986; KOROKNAI et al., 1999; SCHUSTER & FRANK 1999). Anhand von Raman-Mikrospektroskopie Maximaltemperaturen im Stangalm-Mesozoikum s.l. (IGLSEDER et al., 2018; RANTITSCH et al., in Vorb.) und Untersuchungen an Granatglimmerschiefern mit einphasigem Granatwachstum (HOLLINETZ et al., 2018, 2019; WERDENICH et al., 2018) in hangenden und möglichen Anteilen des Bundschuh-Priedröf-Komplexes wird ein eoalpidischer Metamorphosehöhepunkt von 520–560° C bei 10 kbar angenommen. ⁴⁰Ar/³⁹Ar-Hellglimmeralter von 140–156 Ma an Granatglimmerschiefern mit erhaltener variszischer Paragenese zeigen eine Teilverjüngung und werden als Mischalter interpretiert (IGLSEDER et al., 2018). ⁴⁰Ar/³⁹Ar- und ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr-Alter an Muskovit und Biotit aus Paragneisen und Glimmerschiefern des Bundschuh-Priedröf-Komplexes ergaben kretazische Alter zwischen 81 und 100 Ma (NEUBAUER et al., 1998; SCHUSTER & FRANK, 1999; IGLSEDER et al., 2018). Strukturgeologische Untersuchungen zeigen eine polyphase Entwicklungsgeschichte (IGLSEDER & HUET, 2019).

2.10. Bundschuh-Orthogneis-Lithodem

Das Bundschuh-Orthogneis-Lithodem (IGLSEDER et al., 2018, 2019) [Synonyme und historische Begriffe siehe Tabelle 8] tritt im mittleren Bereich des **Bundschuh-Priedröf-Komplexes** (Kapitel 2.9) der **Bundschuh-Decke** (siehe IGLSEDER & HUET, 2019: Kapitel 2.1) in Paragneisen und Glimmerschiefern auf. Er bildet langgezogene, größere (km²) Körper vom Kremstal, entlang des Steinbachgrabens bis zum Grobensteineck (1.914 m) sowie nordöstlich Kaning, dem Wiesernock (1.974 m) und vom Priedröf zum Kolmnock. Weitere (teilweise kleinere) Körper sind im Bereich des Kamschitzbaches, westlich des Tschirnocks (2.088 m) und westlich Brugg im Liesertal aufgeschlossen.

Die Orthogneise werden sowohl aufgrund ihrer geochemischen Signatur bzw. ihrer Altersinformation, als auch wegen ihrer regionalen Verbreitung zum Bundschuh-Orthogneis-Lithodem zusammengefasst. Analogien zum Pfannock-Orthogneis (GOSEN et al., 1985; FRIMMEL, 1988; GRUBER, 2012), Oberhof-Orthogneis (GOSEN et al., 1985; HOLLINETZ, 2018 und Referenzen darin) und Villacher Granitgneis (GÖD, 1976; EXNER, 1976) werden aufgrund ähnlicher Zusammensetzung und Alter angenommen. Der Orthogneis ist siliziumreich (ca. 75 Gew.-%) und lässt sich chemisch als peraluminöser Granit klassifizieren. Auffallend sind niedrige Gehalte an Strontium, Rubidium, Barium und Zirconium. Aufgrund der Spurenelementverteilung handelt es sich sehr wahrscheinlich um einen S-Typ-Granit (FRIMMEL, 1988; SCHUSTER, 2005; SCHUSTER et

al., 2006). LA-ICPMS U/Pb Zirkonalter liegen im Mittel-Oberordovizium (460–445 Ma, IGLSEDER et al., 2018) und ererbte Zirkon(kern)e sind ca. 600 Ma alt.

Lokalität	Synonyme und/oder historische Begriffe (mit Referenz)
Gurktaler Alpen/allgemein	Bundschuh-Orthogneis und Bundschuh-Granite nach SCHWINNER (1927)
	Orthogneisserie und Mikroklin-Augengneis, kataklastischer Granitgneis, Granitgneismylonit, Feldspat-führender Quarzit nach THURNER (1927)
	Bundschuh-Orthogneis nach STOWASSER (1945, 1956), PISTOTNIK (1980), FRIMMEL (1984, 1987), SCHIMANA (1986), EXNER (1991), PISTOTNIK (1996), SCHUSTER (2005), EXNER et al. (2005) und HEJL (2005)
	Bundschuh-Augengneis und Bundschuh-Gneis nach BECK-MANNAGETTA (1959)
	Mikroklinaugengneis, Granitgneis nach EXNER (1967, 1990)
	Orthogneise nach PISTOTNIK (1971)
	Orthogneis und Granitgneis nach THEINER (1987)
	Bundschuh Orthogneis (Komplex) nach SCHUSTER (1994)

Tab. 8: Tabelle synonymmer und historischer Begriffe des Bundschuh-Orthogneis-Lithodems.

Auf Kartenblatt Radenthein-Nordost wird der Orthogneis von hellen, teils massigen Augengneisen mit weißem-rosa Kalifeldspat, grau-durchscheinendem Quarz sowie grünlich-grauem Hellglimmer aufgebaut. Selten sind Linsen von metermächtigem Biotit-Chlorit-Schiefer und Granatglimmerschiefer beobachtbar. In den liegenden Bereichen ist der Orthogneis stark deformiert mit teils (ultra-)mylonitischen Quarzmobilisatlagen, dynamisch rekristallisiertem Feldspat und Isoklinalfalten.

2.11. Radenthein-Komplex

Der Radenthein-Komplex (PISTOTNIK, 1996; KAINDL & ABART, 2002; SCHUSTER, 2003; FROITZHEIM et al., 2008; KRENN et al., 2011) [Synonyme und historische Begriffe siehe Tabelle 9] bildet die lithostratigrafische Einheit der **Gstoder-Decke** (siehe IGLSEDER & HUET, 2019: Kapitel 3.2). Der Radenthein-Komplex überlagert tektonisch den Katschberg-Komplex (Radstadt-Deckensystem), Schladming-Komplex (Weißpriach-Decke) und Komplexe im Koralpe-Wölz-Deckensystem (Plankogel-Komplex, Millstatt-Komplex, Lessach-Phyllonit-Komplex). Er wird tektonisch vom **Bundschuh-Priedröf-Komplex** (Kapitel 2.9), der Glimmerschiefergruppe („Glimmerschiefer-Decken“) und Einheiten der Murau-Decke überlagert. Der Radenthein-Komplex bildet das tektonische Fenster von Ramingstein und Teile der tektonischen Fenster von Oberhof und Wimitz, auch baut er einen großen Bereich vom Stubeck (2.370 m), der Karlhöhe (2.218 m) im Südwesten zum Aineck (2.210 m) und Teuerlnock (2.145 m) auf, weiters das Gebiet von St. Margareten im Lungau über St. Andrä im Lungau zum Waidsober (1.789 m) und Krakaudorf, anschließend nach Süden über den Gipfel des Gstoder (2.140 m) bis Lutzmannsdorf. Der südwestliche Anteil ist von Lieserhofen über die Millstätter Alpe (2.091 m), Radenthein, Arriach bis Liebetig (südwestlich Feldkirchen in Kärnten) sowie um Landskron (südwestlich des Ossiachersees) aufgeschlossen. Namensgebend ist die Stadtgemeinde Radenthein (BMN 183 Blatt Radenthein, UTM 3106 Blatt Radenthein, 0401300/5184000). Analogien zum Schneeberg-Komplex (KONZETT & HOINKES, 1996; KRENN et al., 2011) werden aufgrund gleicher Lithologien, Metamorphosegeschichte und Tektonik angenommen.

Die lithologischen Rahmenbedingungen sowie Bildungsbedingungen des Radenthein-Komplexes werden detailliert in FRIMMEL (1984), SCHUSTER (1994, 2005), KOROKNAI et al. (1999), KAINDL & ABART (2002), HEJL (2005), SCHUSTER et al. (2006) und KRENN et al. (2011) beschrieben. Die prägende Lithologie des Radenthein-Komplexes ist hellglimmerreicher Granatglimmerschiefer. Darin eingelagert ist ein breites Spektrum an Ca-Amphibol führenden Gesteinen (Hornblende führender Gneis, Hornblendegarben-Schiefer, Amphibolit, Granatamphibolit). Auch findet sich teils unreiner Kalzitmarmor und Dolomitmarmor (Ramingstein-Marmor-Lithodem; PUHR, 2012), ein Magnesitvorkommen, Grafitschiefer sowie Paragneis. Isotopenchemische Signaturen und Korrelationen mit Sr-Werten der

Meerwasserkurve im Ramingstein-Marmor-Lithodem und ähnlichen Marmorvorkommen in Komplexen des Koralpe-Wölz-Deckensystems zeigten Ablagerungsalter vom Silur bis Devon (PUHR, 2012; SCHUSTER, 2015). Untersuchungen an detritären Zirkonen im Rappold- und Saualpe-Koralpe-Komplex (FRANK et al., 2018, 2019) lieferten Sedimentationsalter vom Neoproterozoikum bis in das späte Karbon. Für die Ablagerung der Metasedimente im Radenthein-Komplex werden vergleichbare Eduktalter angenommen.

Lokalität	Synonyme und/oder historische Begriffe (mit Referenz)
Gurktaler Alpen/allgemein	liegende Teile der „Radentheiner Serie“, Radentheiner Glimmerschiefer(serie) nach SCHWINNER (1927)
	Radentheiner Glimmerschieferserie nach SCHWINNER (1927) und in TOLLMANN (1977)
	Radentheiner Glimmerschiefer nach SCHWINNER (1927), STOWASSER (1956), PISTOTNIK (1980) und FRIMMEL (1984)
	Teile der Granatglimmerschiefer-Serie nach BECK-MANNAGETTA (1959)
	Radentheiner Serie nach PISTOTNIK (1980), SCHIMANA (1986), BELOCKY (1987)
	Aineck-Teuerlnock Serie nach THEINER (1987)
	Granatglimmerschiefer von Ramingstein/Ramingsteiner Granatglimmerschiefer nach EXNER (1991)
	Radenthein-Komplex inklusive „Aineck-Teuerlnockserie“ nach SCHUSTER (2005), PESTAL et al. (2006) und SCHUSTER et al. (2006)
	Wölz-Komplex inklusive Aineck-Teuerlnock-Komplex nach EXNER et al. (2005), HEJL (2005)

Tab. 9: Tabelle synonymmer und historischer Begriffe des Radenthein-Komplexes.

Auf Kartenblatt Radenthein-Nordost wird der Radenthein-Komplex von quarzitischem, teilweise Stauolith, Disthen und Großgranat führendem Granatglimmerschiefer gebildet. In diesen sind grobkörniger, zum Teil gebänderter und Grafit führender weiß-grau-gelb-rosa Kalzitmarmor, Amphibolit, Granatamphibolit, Hornblendegarben-Schiefer teilweise mit Biotit-Pseudomorphosen, Grafitschiefer und selten Lagen von Paragneis eingelagert. In das Hangende, an der Grenze zum Bundschuh-Priedröf-Komplex, ist der Granatglimmerschiefer meist stärker deformiert und phyllonitisch überprägt. Ähnliche phyllonitisierte Bereiche sind im Hangenden des tektonischen Fensters von Oberhof beobachtbar (HOLLINETZ, 2018). Im Gegensatz dazu steht die retrograde Überprägung des Radenthein-Komplexes in das Liegende Richtung Katschberg-Komplex (THURNER, 1958; MEYER, 1977; SCHIMANA, 1986; BELOCKY, 1987; EXNER et al., 2005; HEJL, 2005; SCHUSTER, 2005; PESTAL et al., 2006; SCHUSTER et al., 2006), welche mit der Subduktion des Unterostalpins oder nealpidischer Exhumation von Penninischen Einheiten im Tauernfenster korreliert wird.

Der Radenthein-Komplex zeigt eine mehrphasige eoalpidische Metamorphosegeschichte mit einem Metamorphosehöhepunkt bei ca. 550–600° C und 9–11 kbar (KOROKNAI et al., 1999; KAINDL & ABART, 2002; HOINKES et al., 2010; KRENN et al., 2011; HOLLINETZ et al., 2018; IGLSEDER et al., 2018) um ca. 84–100 Ma ($^{144}\text{Sm}/^{143}\text{Nd}$ -Granatalter, SCHUSTER & FRANK, 1999). Niedrigere Drücke um 5,5–8 kbar (KAINDL & ABART, 2002; HOINKES et al., 2010) wurden als Indikatoren einer isothermalen Dekompression nach der Hauptmetamorphose interpretiert. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ - und $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ -Alter an Muskovit und Biotit aus Glimmerschiefern ergaben kretazische Alter zwischen 72 und 86 Ma (SCHUSTER & FRANK, 1999; HOLLINETZ et al., 2018; IGLSEDER et al., 2018).

Danksagung

Den Kollegen BENJAMIN HUET, MARTIN REISER und RALF SCHUSTER ist für viele fachliche Diskussionen und Unterstützung bei der Konzipierung dieses Werkes gedankt!

Literatur

- ANDERLE, N., BECK-MANNAGETTA, P., STOWASSER, H., THURNER, A. & ZIRKL, E. (1964): Exkursion III/5: Murau – Gurktal – Villach (Altkristallin, Paläozoikum, Mesozoikum). – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, **57/1**, 291–330, Wien.
- ANGERMEIER, H.-O., PÖSCHL, A. & SCHNEIDER, H.J. (1963): Die Gliederung der Raibler Schichten und die Ausbildung ihrer Liegendgrenze in der „Tirolischen Einheit“ der östlichen Chiemgauer Alpen. – Mitteilungen der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und Historische Geologie, **3**, 83–105, München.
- ANTONITSCH, W. (1991): Bericht 1990 über geologische Aufnahmen in der Gurktaler Decke auf Blatt 184 Ebene Reichenau. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **134/3**, 543–544, Wien.
- BECHSTÄDT, T. (1975): Zyklische Sedimentation im erzführenden Wettersteinkalk von BleibergKreuth (Kärnten, Österreich). – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie: Abhandlungen, **149**, 73–95, Stuttgart (Schweizerbart).
- BECHSTÄDT, T. & MOSTLER, H. (1974): Mikrofazies und Mikrofauna mitteltriadischer Beckensedimente der Nördlichen Kalkalpen Tirols. – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **4/5–6**, 1–74, Innsbruck.
- BECHSTÄDT, T. & SCHWEIZER, T. (1991): The carbonate-clastic cycles of the East-Alpine Raibl Group: result of third-order sea-level fluctuations in the Carnian. – Sedimentary Geology, **70**, 241–270, Amsterdam.
- BECK-MANNAGETTA, P. (1959): Übersicht über die östlichen Gurktaler Alpen. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **102**, 313–352, Wien.
- BEHRENS, M. (1972): Schwermineralverteilungen und Sedimentstrukturen in den Lunzer Schichten (Karn, Trias, Österreich). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **116**, 51–83, Wien.
- BELOCKY, R. (1987): Strukturgeologische Untersuchungen in Kristallin und Gurktaler Decke im Raum Radenthein – Bad Kleinkirchheim (Nockgebiet, Kärnten, Österreich): Ein Computerprogramm zur Verrechnung und graphischen Darstellung von Strukturdaten. – Diplomarbeit, Universität Wien, 133 S., Wien.
- BLAU, W. & SCHMIDT, T. (1990): Zur Stratigraphie des Oberen Hauptdolomits (Nor) der Lienzer Dolomiten (Osttirol, Österreich). – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **17**, 1–23, Innsbruck.
- BRANDNER, R. (1978): Tektonisch kontrollierter Sedimentationsablauf im Ladin und Unterkarn der westlichen Nördlichen Kalkalpen. – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **8**, 317–354, Innsbruck.
- BRANDNER, R. & POLESCHINSKI, W. (1986): Stratigraphie und Tektonik am Kalkalpensüdrand zwischen Zirl und Seefeld in Tirol (Exkursion D am 3. April 1986). – Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen Geologischen Vereines: Neue Folge, **68**, 67–92, Stuttgart.
- BRANDNER, R. & RESCH, W. (1981): Reef development in the middle triassic (Ladinian and Cordevolian) of the Northern Limestone Alps near Innsbruck, Austria. – SEPM Special Publication, **30**, 203–231, Tulsa.
- BRANDNER, R., RESCH, W. & REITER, F. (2003): Das Brennermesozoikum. Sedimentäre Faziesentwicklungen in metamorphen Gesteinen und tektonische Konsequenzen. – In: ROCKENSCHAUB, M. (Ed.): „Brenner“: Arbeitstagung 2003, Trins im Gschnitztal, 1.–5. September 2003: Geologische Kartenblätter 1:50.000 148 Brenner, 175 Sterzing, 95–98, Wien.
- BRAUN, R. (Ed.) (1998): Die Geologie des Hohen Gölls: Torrener-Joch-Zone/Jenner/Hoher Göll eine durch Kontinent/Kontinent-Kollision ausgelöste Gleitdecke in den Tauglbodenschichten (mittlerer Oberjura) der Berchtesgadener Alpen. – Nationalpark Berchtesgaden Forschungsbericht, **40**, 192 S., Berchtesgaden.
- BRÜHWILER, T., HOCHULI, P.A., MUNDIL, R., SCHATZ, W. & BRACK, P. (2007): Bio- and chronostratigraphy of the Middle Trassic Reifling Formation of the westernmost Northern Calcareous Alps. – Swiss Journal of Geosciences, **100**, 443–455, Basel.
- CZURDA, K., NICKLAS, L. (1971): Zur Mikrofazies und Mikrostratigraphie des Hauptdolomites und Plattenkalk-Niveaus der Klostertaler Alpen und des Rhätikon. – Beiträge zur Mikrofazies und Stratigraphie von Tirol und Vorarlberg, **1971**, 165–253, Innsbruck.
- DIERSCHKE, V. (Ed.) (1980): Die Radiolarite des Mittelabschnittes der Nördlichen Kalkalpen. – Geotektonische Forschungen, **58**, 217 S., Stuttgart.
- DONOFRIO, D.A., HEISSEL, G. & MOSTLER, H. (1980): Beiträge zur Kenntnis der Partnachsichten (Trias) des Tor- und Rontales und zum Problem der Abgrenzung der Lechtaldecke im Nordkarwendel (Tirol). – Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **73**, 55–94, Wien.
- DONOFRIO, D.A., BRANDNER, R. & POLESCHINSKI, W. (2003): Conodonten der Seefeld-Formation: Ein Beitrag zur Bio- und Lithostratigraphie der Hauptdolomitplattform (Obertrias, westliche Nördliche Kalkalpen, Tirol). – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **26**, 91–107, Innsbruck.

- EBLI, O. (Ed.) (1997): Sedimentation und Biofazies an passiven Kontinentalrändern: Lias und Dogger des Mittelabschnitts der Nördlichen Kalkalpen und des frühen Atlantik (DSDP site 547B, offshore Marokko). – Münchner Geowissenschaftliche Abhandlungen: Reihe A – Geologie und Paläontologie, **32** (1997), 255 S., München.
- EBNER, F. KOVÁCS, S. & SCHÖNLAUB, H.P. (1991): Das klassische Karbon in Österreich und Ungarn – ein Vergleich der sedimentären fossilführenden Vorkommen. – In: LOBITZER, H. & CSASZAR, G. (Eds.): Jubiläumsschrift 20 Jahre geologische Zusammenarbeit Österreich-Ungarn: Teil **1**, 289–294, Wien.
- EXNER, C. (1967): Stauolith und Polymetamorphose im Umkreis der östlichen Hohen Tauern. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1967**, 98–108, Wien.
- EXNER, C. (1976): Die geologische Position der Magmatite des periadriatischen Lineamentes. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1976/2**, 3–64, Wien.
- EXNER, C. (1990): Erläuterungen zur geologischen Karte des mittleren Lungaus. – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich, **36**, 1–38, Wien.
- EXNER, C. (1991): Bundschuhgneis und Granatglimmerschiefer bei Ramingstein (Lungau, Salzburg). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **134/1**, 15–25, Wien.
- EXNER, C., HEJL, E. & MANDL, G.W. (2005): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000 Blatt 157 Tamsweg. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- FABRICIUS, F. (Ed.) (1966): Beckensedimentation und Riffbildung an der Wende Trias/Jura in den Bayrisch-Tiroler Kalkalpen. – International Sedimentary Petrographical Series, **9** (1966), 143 S., Leiden.
- FLÜGEL, H.W. & NEUBAUER, F.R. (1984): Geologische Karte der Steiermark 1:200.000. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- FRANK, N., HAUZENBERGER, C., KURZ, W. & DONG, Y. (2018): Detrital U/Pb zircon age distribution in Alpine metasedimentary rocks of the Koralpe-Wölz nappe system (Eastern Alps). – In: KOUKAL, V. & WAGREICH, M. (Eds.): PANGEO AUSTRIA 2018 – Abstracts. – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **128**, 25, Wien.
- FRANK, N., KURZ, W., HE, D., SCHUSTER, R., DONG, Y & HAUZENBERGER, C. (2019): Detrital U/Pb zircon age distribution in metasedimentary units of the Eastern Alps. – Geophysical Research Abstracts, **21**, 17014, Vienna.
- FRIMMEL, H.E. (1984): Kristallin- und Strukturgeologische Untersuchungen im Raume westlich von Turrach (Steiermark/Salzburg) mit besonderer Berücksichtigung von Kristallin-Geröllen im Oberkarbon-Konglomerat der Gurktaler Decke. – Vorarbeit zur Dissertation, Universität Wien, 151 S., Wien.
- FRIMMEL, H.E. (1986a): Petrographie, Gefügemerkmale und geochronologische Daten von Kristallingeröllen aus dem Oberkarbon der Gurktaler Decke im Vergleich zum benachbarten Altkristallin. – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten Österreichs, **32** (1986), 39–65, Wien.
- FRIMMEL, H.E. (1986b): Isotopengeologische Hinweise für die paläogeographische Nachbarschaft von Gurktaler Decke (Ostalpin) und dem Altkristallin östlich der Hohen Tauern (Österreich). – Schweizer Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, **66**, 193–208, Zürich.
- FRIMMEL, H.E. (1987): Strukturgeologische, geochemische und geochronologische Untersuchungen zur Entwicklungsgeschichte des NW-Randes der Gurktaler Decke (Oberostalpin). – Dissertation, Universität Wien, 199 S., Wien.
- FRIMMEL, H.E. (1988): Metagranitoide am Westrand der Gurktaler Decke (Oberostalpin): Genese und paläotektonische Implikationen. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **131/4**, 575–592, Wien.
- FRISCH, J. (1975): Sedimentologische, lithofazielle und paläogeographische Untersuchungen in den Reichenhaller Schichten und im Alpinen Muschelkalk der Nördlichen Kalkalpen zwischen Lech und Inn. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **118**, 75–117, Wien.
- FRITZ, A. (1991): Zur Altersfrage der jungpaläozoischen Megafloren im Süden Österreichs. – Carinthia II, **181/101**, 393–401, Klagenfurt.
- FRITZ, A. & BOERSMA, M. (1983): Fundberichte über Pflanzenfossilien aus Kärnten – Beiträge 3 und 4. – Carinthia II, **173/93**, 19–41, Klagenfurt.
- FRITZ, A. & BOERSMA, M. (1984): Beitrag zur Oberkarbonflora der Königstuhl-Nordwand, Aufsammlung Dr. E. Ebermann. – Carinthia II, **174/94**, 267–286, Klagenfurt.
- FRITZ, A. & BOERSMA, M. (1988): Fundbericht über Pflanzenfossilien aus Kärnten 1988 Beitrag 17 Ulrichsberg (Unterperm) Kärnten. – Carinthia II, **178/98**, 437–446, Klagenfurt.
- FRITZ, A. & KRAINER, K. (1997): Eine oberkarbone Megafloren von der Nordseite des Stangnocks, Gurktaler Alpen. – Carinthia II, **187/107**, 325–356, Klagenfurt.
- FRITZ, A. & KRAINER, K. (2006): Vegetationsgeschichtliche und florenstratigraphische Untersuchungen im Oberkarbon und Unterperm der Ost- und Südalpen (Teil 1). – Carinthia II, **196/116**, 93–120, Klagenfurt.

- FRITZ, A. & KRAINER, K. (2007): Vegetationsgeschichtliche und florenstratigraphische Untersuchungen im Oberkarbon und Unterperm der Ost- und Südalpen (Teil 2). – *Carinthia II*, **197/117**, 91–148, Klagenfurt.
- FRITZ, A., BOERSMA, M. & KRAINER, K. (1990): Steinkohlenzeitliche Pflanzenfossilien aus Kärnten. – Sonderheft der *Carinthia II*, **49**, 189 S., Klagenfurt.
- FROITZHEIM, N., PLAŠIENKA, D. & SCHUSTER, R. (2008): Alpine tectonics of the Alps and Western Carpathians. – In: MCCANN, T. (Ed.): *The Geology of Central Europe: Mesozoic and Cenozoic*. – Volume 2: Mesozoic and Cenozoic, 1141–1232, London (Geological Society of London).
- FRUTH, I. & SCHERREIKS, R. (1984): Hauptdolomit – Sedimentary and Paleogeographic Models (Norian, Northern Calcareous Alps). – *Geologische Rundschau*, **73/1**, 305–319, Stuttgart.
- GARRISON, R.E. & FISCHER, A.G. (1969): Deep-Water Limestones and Radiolarites of the Alpine Jurassic. – SEPM Special Publication, **14**, 20–56, Tulsa.
- GAWLICK, H.J. & DIERSCHKE, V. (2000): Die Radiolaritbecken in den Nördlichen Kalkalpen (hoher Mittel-Jura, Ober-Jura). – *Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten Österreichs*, **44**, 97–156, Wien.
- GERMANN, K. (1972): Verbreitung und Entstehung manganreicher Gesteine im Jura der Nördlichen Kalkalpen. – *Tschermak's mineralogische und petrographische Mitteilungen*, **17/3**, 123–150, Wien.
- GIESE, U. (1988a): Lower Paleozoic volcanic evolution at the northwestern border of the Gurktal nappe, Upper Austroalpine, Eastern Alps. – *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, **68**, 381–396, Zürich.
- GIESE, U. (1988b): Altpaläozoischer Vulkanismus am NW-Rand der Gurktaler Decke. – *Geologie, Petrologie, Geochemie*. – Dissertation, Universität Tübingen, 227 S., Tübingen.
- GÖD, R.R. (1976): Petrologische Untersuchungen an einem alpinotypen Granitgneis und seinen Hüllgesteinen („Villacher Granitgneis“, Kärnten, Österreich). – *Tschermak's mineralogische und petrographische Mitteilungen*, **23/3**, 251–273, Wien.
- GOLEBIEWSKI, R. (1991): Becken und Riffe der alpinen Obertrias: Lithostratigraphie und Biofazies der Kössener Formation. – In: NAGEL, D. & RABEDER, G. (Eds.): *Exkursionen im Jungpaläozoikum und Mesozoikum*, 79–119, Wien.
- GOSEN, W. VON (1982): Geologie und Tektonik am Nordostrand der Gurktaler Decken (Steiermark/Kärnten – Österreich). – In: THIEDIG, F. (Ed.): *Beiträge zur Stratigraphie, Metamorphose und Tektonik der Gurktaler Decken (Oberostalpin/ Österreich)*. – *Mitteilungen aus dem Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Hamburg*, **53**, 33–149, Hamburg.
- GOSEN, W. VON (1989): Gefügeentwicklungen, Metamorphosen und Bewegungen der ostalpinen Baueinheiten zwischen Nockgebiet und Karawanken (Österreich). – *Geotektonische Forschungen*, **72**, Habilitationsschrift, Universität Erlangen, 247 S., Stuttgart (Schweizerbart).
- GOSEN, W. VON, HAIGES, K.H., NEUBAUER, F., PISTOTNIK, J. & THIEDIG, F. (1985): Die tektonischen Einheiten am Nord- und Westrand der Gurktaler Decke (Österreich). – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **127/4**, 693–699, Wien.
- GOSEN, W. VON, PISTOTNIK, J. & SCHRAMM, J.-M. (1987): Schwache Metamorphose in Gesteinsserien des Nockgebietes und im Postvariszikum des Karawankenvorlandes (Ostalpen, Kärnten). – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **130/1**, 31–36, Wien.
- GRUBER, C. (2012): Structural and AMS investigations in rocks of the Austroalpine units in the Nock Mountains. – Master Thesis, Universität Graz, 129 S., Graz.
- HAGEMEISTER, A. (1988): Zyklische Sedimentation auf einer stabilen Karbonatplattform: die Raibler Schichten (Kam) des Drauzuges/Kärnten (Österreich). – *Facies*, **18**, 83–122, Erlangen.
- HAIGES, K.H. (1984): Geologie und Tektonik des Oberhofer Fensters und seiner Umrahmung im Norden der Gurktaler Alpen (Nordkärnten, Österreich). – Dissertation, Universität Hamburg, 254 S., Hamburg.
- HARSCH, W. (1970): Zur Sedimentologie und Paläogeographie der Raibler Schichten (Ober-Trias) im Westteil der Nördlichen Kalkalpen. – *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, **121** (1969), 253–272, Hannover.
- HEJL, E. (2005): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 157 Tamsweg. – *Geologische Bundesanstalt*, 83 S., Wien.
- HERITSCH, F. (1924): Beiträge zur geologischen Kenntnis der Steiermark: XIV. Gesteine aus dem oberen Murgebiete. – *Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark*, **60**, 12–24, Graz.
- HERITSCH, F. (Ed.) (1926): *Geologischer Führer durch die Zentralalpen östlich von Katschberg und Radstädter Tauern*. – 156 S., Berlin (Gebrüder Borntraeger).
- HILLEBRANDT, A. VON, KRYSZYN, L., KÜRSCHNER, W.M., BONIS, N.R., RUHL, M., RICHOSZ, S., SCHOBEN, M.A.N., URLICHS, M., BOWN, P.R., KMENT, K., MCROBERTS, C.A., SIMMS, M. & TOMASOVYCH, A. (2013): The Global Stratotype Sections and Point (GSSP) for the base of the Jurassic System at Kuhjoch (Karwendel Mountains, Northern Calcareous Alps, Tyrol, Austria). – *Episodes*, **36/3**, 162–198, Beijing.

- HOINKES, G., KOLLER, F., DEMÉNY, A., SCHUSTER, R., MILLER, C., THÖNI, M., KURZ, W., KRENN, K. & WALTER, F. (2010): Metamorphism in the eastern Alps. – *Acta Mineralogica-Petrographica, Field Guide Series*, **1**, 1–47, Szeged.
- HOLDHAUS, K. (1921): Über den geologischen Bau des Königstuhlgebietes in Kärnten. – *Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien*, **14**, 85–103, Wien.
- HOLDHAUS, K. (1932): Neue Untersuchungen über den geologischen Bau des Königstuhlgebietes in Kärnten. – *Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien*, **25**, 177–194, Wien.
- HÖLL, R. (1970): Die Zinner-Vorkommen im Gebiet der Turracher Höhe (Nock-Gebiet/Österreich) und das Alter der Eisenhut-Schieferserie. – *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie: Monatshefte*, **1970**, 201–224, Stuttgart (Schweizerbart).
- HOLLINETZ, M.S. (2018): Tectono-metamorphic evolution of the upper part of the Eo-Alpine extrusion wedge. A case study from the Oberhof window (Carinthia, Austria). – *Diplomarbeit, Universität Wien*, 100 S., Wien.
- HOLLINETZ, M.S., IGLSEDER, C., SCHUSTER, R., HUET, B., RANTITSCH, G. & GRASEMANN, B. (2018): Tectono-metamorphic evolution of the Eo-Alpine extrusion wedge in the Eastern Alps (Oberhof window, Carinthia, Austria). – In: KOUKAL, V. & WAGREICH, M. (Eds.): *PANGEO AUSTRIA 2018 – Abstracts*. – *Berichte der Geologischen Bundesanstalt*, **128**, 58, Wien.
- HOLLINETZ, M.S., WERDENICH, M., IGLSEDER, C., HUET, B., REISER, M., SCHUSTER, R., TROPPER, P., RANTITSCH, G. & GRASEMANN, B. (2019): Bundschuh or not Bundschuh? Discussing criteria defining the Bundschuh Nappe in the light of new P-T-t data from two localities in the Gurktal Alps (Upper Austroalpine Unit, Eastern Alps). – In: GRIESMEIER, G.E.U. & IGLSEDER, C. (Eds.): *Arbeitstagung 2019 der Geologischen Bundesanstalt – Geologie des Kartenblattes GK25 Radenthein-Ost*, 87–95, Wien.
- HOLZER, R. & GORITSCHNIG, C. (1997): Bericht 1996 über geologische Aufnahmen in der Gurktaler Decke auf Blatt 184 Ebene Reichenau. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **140/3**, 348–349, Wien.
- HORNUNG, T., BRANDNER, R., KRYSZYN, L., JOACHIMSKI, M.M. & KEIM, L. (2007): Multistratigraphic constraints on the NW Tethyan „Carnian Crisis“. – In: LUCAS, S.G. & SPIELMANN, J.A. (Eds.): *The Global Triassic*. – *New Mexico Museum of Natural History and Science Bulletin*, **41**, 59–67, Albuquerque.
- HUBMANN, B. (2014a): Nock-Gruppe. – In: PILLER, W.E. (Ed.): *The lithostratigraphic units of the Austrian Stratigraphic Chart 2004 (sedimentary successions), Vol. I: The Paleozoic Era(them): 2nd Edition*. – *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **66**, 35–36, Wien.
- HUBMANN, B. (2014b): Rosental-Formation. – In: PILLER, W.E. (Ed.): *The lithostratigraphic units of the Austrian Stratigraphic Chart 2004 (sedimentary successions), Vol. I: The Paleozoic Era(them): 2nd Edition*. – *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **66**, 36, Wien.
- HUBMANN, B. (2014c): Eisenhut-Gruppe. – In: PILLER, W.E. (Ed.): *The lithostratigraphic units of the Austrian Stratigraphic Chart 2004 (sedimentary successions), Vol. I: The Paleozoic Era(them): 2nd Edition*. – *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **66**, 36, Wien.
- HUBMANN, B. (2014d): „Klastische Gruppe“. – In: PILLER, W.E. (Ed.): *The lithostratigraphic units of the Austrian Stratigraphic Chart 2004 (sedimentary successions), Vol. I: The Paleozoic Era(them): 2nd Edition*. – *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **66**, 36–37, Wien.
- HUBMANN, B. (2014e): „Gurktaler Quarzphyllit-Komplex“. – In: PILLER, W.E. (Ed.): *The lithostratigraphic units of the Austrian Stratigraphic Chart 2004 (sedimentary successions), Vol. I: The Paleozoic Era(them): 2nd Edition*. – *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **66**, 39, Wien.
- HUET, B. (2015). Strukturgeologie der Stolzalpe-Decke auf Blatt Radenthein-Ost (UTM 3106). – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **155**, 121–145, Wien.
- IGLSEDER, C. (2019): Geologische und Tektonische Karte der Gurktaler Alpen 1:250.000. – In: GRIESMEIER, G.E.U. & IGLSEDER, C. (Eds.): *Arbeitstagung 2019 der Geologischen Bundesanstalt – Geologie des Kartenblattes GK25 Radenthein-Ost*, 48–54, Wien.
- IGLSEDER, C. & HUET, B. (2015): Evidence for Eoalpine top to the WNW thrusting and top to the ESE normal faulting in the Gurktal nappes (Drauzug-Gurktal nappe system, Upper Austro-Alpine, Austria). – *EGU series Emile Argand Conference – 12th Alpine Workshop, 13th – 19th September 2015, Montgenevre, Briancon, French Hautes-Alpes: Abstract Volume*, 22–23.
- IGLSEDER, C. & HUET, B. (2019): Tektonische Einheiten auf GK25 Blatt Radenthein-Ost und angrenzenden Gebieten. – In: GRIESMEIER, G.E.U. & IGLSEDER, C. (Eds.): *Arbeitstagung 2019 der Geologischen Bundesanstalt – Geologie des Kartenblattes GK25 Radenthein-Ost*, 5–18, Wien.
- IGLSEDER, C. & SCHUSTER, R. (2015): Lithostratigraphy in low-grade metamorphic rocks – Examples from the Upper Austroalpine Stolzalpe Nappe and Bundschuh Nappe (Eastern Alps/Europe). – *Berichte des Institutes für Erdwissenschaften Karl-Franzens-Universität Graz*, **21**, 173, Graz.

- IGLSEDER, C., HUET, B., RANTITSCH, G., RATSCHBACHER, L. & PFÄNDER, J. (2016): Age and structure of the Stolzalpe nappe – Evidence for Variscan metamorphism, Eoalpine top-to-the-WNW thrusting and top-to-the-ESE normal faulting (Gurktal Alps, Austria). – In: ORTNER, H. (Ed.): GeoTirol 2016: Annual Meeting DGGV: 25-28 September 2016, Innsbruck, Austria: Abstract Volume, 137, Innsbruck.
- IGLSEDER, C., HUET, B., SCHUSTER, R., RANTITSCH, G., DUNKL, I. & RATSCHBACHER, L. (2018): A section through the uppermost Upper Austroalpine – Insights from the Gstoder, Bundschuh, Königstuhl and Stolzalpe Nappes (Gurktal Alps, Austria). – In: KOUKAL, V. & WAGREICH, M. (Eds.): PANGEO AUSTRIA 2018 – Abstracts. – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **128**, 66, Wien.
- IGLSEDER, C., VAN HUSEN, D., HUET, B., KNOLL, T. & SCHÖNLAUB, H.P. (2019): Geologische Karte der Republik Österreich 1:25.000, Blatt Radenthein-Nordost. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- JACOBSHAGEN, V. (1965): Die Allgäu-Schichten (Jura-Fleckenmergel) zwischen Wettersteingebirge und Rhein. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **108**, 1–114, Wien.
- JAVANMARDI, M.R. (1991): Kristallineologische Untersuchungen am NW-Rand der Gurktaler Decke (Oberostalpin) NW Flattnitz (Kärnten/Steiermark, Österreich). – Dissertation, Universität Wien, 209 S., Wien.
- JERZ, H. (1966): Untersuchungen über Stoffbestand, Bildungsbedingungen und Paläogeographie der Raibler Schichten zwischen Lech und Inn (Nördliche Kalkalpen). – *Geologica Bavarica*, **56**, 3–100, München.
- JONGMANS, W.J. (1938a): Die Flora „Stangalpe“ Gebietes in Steiermark. – Deuxieme Congres pour l'Avancement des Etudes de Stratigraphie Carbonifere Heerlen, Septembre 1935. – *Compte Rendu Tome III*, 1259–1298, Maastricht (Gebrs. Van Aelst).
- JONGMANS, W.J. (1938b): Paläobotanische Untersuchungen im österreichischen Karbon. – *Berg- und Hüttenmännische Monatshefte*, **86**, 97–104, Wien.
- KABON, H. & IGLSEDER, C. (2019): Fossile Floren der Stangnock-Formation in den Gurktaler Alpen (Turracher Höhe, Nesselbachgraben, Reißeck, Frauennock). – In: GRIESMEIER, G.E.U. & IGLSEDER, C. (Eds.): Arbeitstagung 2019 der Geologischen Bundesanstalt – Geologie des Kartenblattes GK25 Radenthein-Ost, 55–83, Wien.
- KAHLER, F. (1953): Der Bau der Karawanken und des Klagenfurter Beckens. – Sonderheft der *Carinthia II*, **16**, 1–78, Klagenfurt.
- KAINDL, R. & ABART, R. (2002): Reequilibration of fluid inclusions in garnet and kyanite from metapelites of the Radenthein Complex, Austroalpine Basement, Austria. – *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, **82**, 467–486, Zürich.
- KARL, F. (1956): Die Komponenten des oberkarbonen Nößlach-Konglomerates (Tirol). – R. v. Klebelsberg-Festschrift der Geologischen Gesellschaft in Wien, 71–97, Wien.
- KERN, A. & HÜSSNER, H. (1999): Der Übergang Plattenkalk/Kössener Schichten: Sedimentäre Analyse der Entstehung eines Intraplattform-Beckens (Obertrias, Nördliche Kalkalpen). – *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie: Teil I*, **1997/7–9**, 1117–1136, Stuttgart.
- KERNER, F. (1990): Petrographie, Geochemie und Röntgenographie altpaläozoischer Vulkanite in den Gurktaler Alpen. – Diplomarbeit, Universität Tübingen, 105 S., Tübingen.
- KERNER, F. & LOESCHKE, J. (1991): Zur Petrographie, Röntgenographie und Geochemie der Eisenhutschiefer (Gurktaler Alpen). – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **134/1**, 53–64, Wien.
- KISTEN, C., KUSS, J. & HENDRIKS, F. (1990): Sedimentologische Untersuchungen der Raibler Schichten (Karn) in den Nordkarawanken/Kärnten. – *Carinthia II*, **180/100**, 603–631, Klagenfurt.
- KLEFE, P. (1988): Stratigraphie, Petrographie und Geochemie am Westrand der Gurktaler Decke – Das Falkertgebiet/Kärnten/Österreich. – Diplomarbeit, Universität Tübingen, 139 S., Tübingen.
- KONZETT, J. & HOINKES, G. (1996). Paragonite-hornblende assemblages and their petrological significance: An example from the Austroalpine Schneeberg Complex, Southern Tyrol, Italy. – *Journal of Metamorphic Geology*, **14**, 85–101, Oxford.
- KOROKNAI, B., NEUBAUER, F., GENSER, J. & TOPA, D. (1999): Metamorphic and tectonic evolution of Austroalpine units at the western margin of the Gurktal nappe complex, Eastern Alps. – *Schweizer Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, **79**, 277–295, Zürich.
- KRAINER, K. (1984): Sedimentologische Untersuchungen an permischen und untertriadischen Sedimenten des Stangalm-Mesozoikums (Kärnten/ Österreich). – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **127/2**, 159–179, Wien.
- KRAINER, K. (1985a): Zur Sedimentologie des Alpinen Buntsandsteins und der Werfener Schichten (Skyth) Kärntens. – *Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck*, **14/2**, 21–81, Innsbruck.
- KRAINER, K. (1985b): Beitrag zur Mikrofazies, Geochemie und Paläogeographie der Raibler Schichten der östlichen Gailtaler Alpen (Raum Bleiberg-Rubland) und des Karwendel (Raum Lafatsch/Tirol). – *Archiv für Lagerstättenforschung der Geologischen Bundesanstalt*, **6**, 129–142, Wien.

- KRAINER, K. (1987): Das Perm der Gurktaler Decke: eine sedimentologische Analyse. – *Carinthia II*, **177/97**, 49–92, Klagenfurt.
- KRAINER, K. (1989a): Das Karbon in Kärnten. – *Carinthia II*, **179/99**, 59–109, Klagenfurt.
- KRAINER, K. (1989b): Die fazielle Entwicklung der Oberkarbonsedimente (Stangnock-Formation) am NW-Rand der Gurktalerdecke. – *Carinthia II*, **179/99**, 563–601, Klagenfurt.
- KRAINER, K. (1990): Ein Beitrag zum Oberkarbon der Steinacher Decke („Karbon des Nößbacher Joches“, Tirol). – *Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten Österreichs*, **36** (1990), 87–99, Wien.
- KRAINER, K. (1992): Fazies, Sedimentationsprozesse und Paläogeographie im Karbon der Ost- und Südalpen. – *Neuergebnisse aus dem Paläozoikum der Ost- und Südalpen*. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **135/1**, 99–193, Wien.
- KRAINER, K. (1996): Die Trias in Kärnten. – *Carinthia II*, **186/106**, 33–94, Klagenfurt.
- KRENN, K., KURZ, W., FRITZ, H. & HOINKES, G. (2011): Eoalpine tectonics of the Eastern Alps: implications from the evolution of monometamorphic Austroalpine units (Schneeberg and Radenthein Complex). – *Swiss Journal of Geosciences*, **104/3**, 471–491, Basel.
- KRISTAN-TOLLMANN, E. & TOLLMANN, A. (1963): Das mittelostalpine Rhät-Standardprofil aus dem Stangalm-Mesozoikum (Kärnten). – *Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien*, **56/2**, 539–589, Wien.
- KÜHN, O. (Ed.) (1962): *Lexique Stratigraphique International, Europe, Fascicule 8, Autriche*. – 646 S., Paris (CNRS).
- KUSS, J. (1983): Faziesentwicklung in proximalen Intraplattformbecken: Sedimentation, Palökologie und Geochemie der Kössener Schichten (Obertrias, Nördliche Kalkalpen). – *Facies*, **9**, 61–172, Erlangen.
- LIEGLER, K.L. (1970): Das Oberkarbon-Vorkommen in der Brunnachhöhe NW Bad Kleinkirchheim/Kärnten. – *Carinthia II*, **160/80**, 27–44, Klagenfurt.
- LOESCHKE, J. (1989a): Lower Palaeozoic volcanism of the Eastern Alps and its geodynamic implications. – *Geologische Rundschau*, **78/2**, 599–616, Stuttgart.
- LOESCHKE, J. (1989b): Die paläotektonische Stellung der Vulkanite der Magdalensberg-Serie (Ober-Ordovizium, Gurktaler Decke, Kärnten, Österreich). – *Carinthia II*, **179/99**, 491–507, Klagenfurt.
- MEYER, J.W. (1977): *Geologie des mittleren Liesertales mit Gmeineck und Tschiernock (Kärnten)*. – Dissertation, Universität Wien, 138 S., Wien.
- MULFINGER, H. (1986): *Zur Geologie des Westrandes der Gurktaler Decke – Das Klomnockgebiet/ Kärnten/Österreich*. – Diplomarbeit, Universität Tübingen, 138 S., Tübingen.
- MULFINGER, H. (1988): Bericht 1987 über geologische Aufnahmen in der Gurktaler Decke auf Blatt 184 Ebene Reichenau. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **131/3**, 467–468, Wien.
- MÜLLER-JUNGBLUTH, W.U. (1971): *Sedimentologische Untersuchungen des Hauptdolomits der östlichen Lechtaler Alpen, Tirol*. – Beiträge zur Mikrofazies und Stratigraphie von Tirol und Vorarlberg, **1971**, 255–308, Innsbruck.
- NEUBAUER, F.R. (1978): *Geologische Untersuchungen am Nordrand der Gurktaler Decke im Bereich des Ostabschnittes der Paaler Konglomerate (Lorenzengraben südwestlich Murau, Steiermark)*. – Dissertation, Universität Graz, 263 S., Graz.
- NEUBAUER, F.R. (1979): Die Gliederung des Altpaläozoikums südlich und westlich von Murau (Steiermark/Kärnten). – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **122/2**, 455–511, Wien.
- NEUBAUER, F.R. & PISTOTNIK, J. (1984): Das Altpaläozoikum und Unterkarbon des Gurktaler Deckensystems (Ostalpen und ihre paläogeographischen Beziehungen). – *Geologische Rundschau*, **73/1**, 149–173, Stuttgart.
- NEUBAUER, F.R., KOROKNAI, B., GENSER, J., HANDLER, R. & TOPA, D. (1998): Middle and Upper Austroalpine units of Gurktal Mountains/Nock region. – *Karpato-Balkanische Geologische Assoziation Kongress (KBGA)*, **16.F.1**, 85–101, Salzburg.
- NITTEL, P. (2006): Beiträge zur Stratigraphie und Mikropaläontologie der Mitteltrias der Innsbrucker Nordkette (Nördliche Kalkalpen, Austria). – *Geo.Alp*, **3**, 93–145, Innsbruck.
- NORTH AMERICAN COMMISSION ON STRATIGRAPHIC NOMENCLATURE (NACSN) (2005): *North American Stratigraphic Code*. – AAPG (Advancing the World of Petroleum Geosciences) Bulletin, **89/11**, 1547–1591, Tulsa.
- OBERHAUSER, R. (Ed.) (1980): *Der geologische Aufbau Österreichs*. – 699 S., Wien (Springer).
- OTT, E. (1972): Mitteltriadische Riffe der Nördlichen Kalkalpen und altersgleiche Bildungen auf Karaburun und Chios (Ägäis). – *Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten Österreichs*, **21/1**, 251–276, Wien.
- PESTAL, G., RATAJ, W., REITNER, M.J. & SCHUSTER, R. (2006): *Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 182 Spittal an der Drau*. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- PESTAL, G., HEJL, E., BRAUNSTINGL, R. & SCHUSTER, R. (2009): *Erläuterungen zur Geologischen Karte von Salzburg 1:200.000*. – Geologische Bundesanstalt, 162 S., Wien.

- PETERS, K. (1855): Bericht über die geologische Aufnahme in Kärnten 1854. – Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **6**, 508–580, Wien.
- PILLER, W. (1981): The Steinplatte Reef complex, part of an Upper Triassic carbonate Platform near Salzburg, Austria. – In: TOOMEY, D.F. (Ed.): European Fossil Reef Models. – SEPM Special Publication, **30** (1981), 261–290, Tulsa.
- PILLER, W.E. (Ed.) (2014): PILLER, W.E. (Ed.): The lithostratigraphic units of the Austrian Stratigraphic Chart 2004 (sedimentary successions), Vol. I: The Paleozoic Era(them): 2nd Edition. – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **66**, 136 S., Wien.
- PILLER, W.E., EGGER, H., ERHART, C. W., GROSS, M., HARZHAUSER, M., HUBMANN, B., VAN HUSEN, D., KRENMAYR, H., KRZYSTYN, L. & LEIN, R. (2004): Stratigraphische Tabelle von Österreich 2004 (sedimentäre Schichtfolgen). – Kommission für die paläontologische und stratigraphische Erforschung Österreichs, Österreichische Akademie der Wissenschaften und Österreichische Stratigraphische Kommission, Wien.
- PISTOTNIK, J. (1971): Zur Geologie der Umgebung von Innerkrems. – Dissertation, Universität Wien, 147 S., Wien.
- PISTOTNIK, J. (1974): Zur Geologie des NW-Randes der Gurktaler Masse (Stangalm-Mesozoikum, Österreich). – Eberhard Clar-Festschrift der Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, 127–141, Wien.
- PISTOTNIK, J. (1976): Ein Transgressionskontakt des Stangalm-Mesozoikums (Gurktaler Alpen, Kärnten/Österreich). – Carinthia II, **166/86**, 127–131, Klagenfurt.
- PISTOTNIK, J. (1980): Die westlichen Gurktaler Alpen (Nockgebiet). – In: OBERHAUSER, R. (Ed.): Der Geologische Aufbau Österreichs, 361–363, Wien (Springer).
- PISTOTNIK, J. (1996): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 183 Radenthein. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- PLÖCHINGER, B. (1976): Die Oberalmer Schichten und die Platznahme der Hallstätter Masse in der Zone Hallein-Berchtesgaden. – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie: Abhandlungen, **151/3**, 304–324, Stuttgart.
- PUHR, B.J. (2012): Metamorphic Evolution and Geochemistry of Metacarbonate Rocks of the Austroalpine Basement (Eastern Alps). – Dissertation, Universität Graz, 149 S., Graz.
- RANTITSCH, G. & RUSSEGGER, B. (2000): Thrust-related very low grade metamorphism within the Gurktal Nappe Complex (Eastern Alps). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **142/2**, 219–225, Wien.
- RANTITSCH, G., IGLSEDER, C., HOLLINETZ, M.S., HUET, B., SCHUSTER, R. & WERDENICH, M. (in Vorb.): Organic metamorphism as a key for reconstructing pre-, syn- and post-orogenic processes: the Eoalpine upper plate (Eastern Alps) as a case study.
- RASSER, M.W., VASICEK, Z., SKUPIEN, P., LOBITZER, H. & BOOROVA, D. (2003): Die Schrambach-Formation an ihrer Typlokalität (Unter-Kreide, Nördliche Kalkalpen, Salzburg): Lithostratigraphische Formalisierung und "historische Irrtümer". – In: PILLER, W.E. (Ed.): Stratigraphia Austriaca. – Österreichische Akademie der Wissenschaften, Schriftenreihe der Erdwissenschaftlichen Kommissionen, **16** (2003), 193–216, Wien.
- REITZ, E. (1994): Unterordovizische Acritarchen aus der Magdalensberg-Gruppe in Ostkärnten und aus der Salzburger Grauwackenzone. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **137/4**, 661–668, Wien.
- RIEHL-HERWIRSCH, G. (1962): Vorläufige Mitteilungen über einen Fund von pflanzenführendem Oberkarbon im Bereich des Christophberges (Mittelkärnten). – Der Karinthin, **45/46**, 244–246, Knappenberg.
- RIEHL-HERWIRSCH, G. (1965): Die postvariscische Transgressionsserie im Bergland östlich vom Magdalensberg (Umgebung des Christophberges) Kärnten – Österreich. – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten Österreichs, **14–15** (1965), 229–266, Wien.
- RIEHL-HERWIRSCH, G. (1970): Zur Altersstellung der Magdalensbergserie Mittelkärnten Österreich. – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten Österreichs, **19** (1970), 195–214, Wien.
- RIEHL-HERWIRSCH, G. & WASCHER, W. (1972): Die postvariscische Transgressionsserie im Bergland vom Magdalensberg (Basis der Krappfeldtrias, Kärnten). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **20**, 127–138, Wien.
- SCHENK, V. (1967): Die Faziesentwicklung der Reichenhaller Schichten und die Tektonik im Süden des Achensees, Tirol. – Geologische Rundschau, **56**, 464–473, Stuttgart.
- SCHIMANA, R. (1986): Geologische Entwicklung des Kristallins in der Umgebung von Radenthein (Nockgebiet/Kärnten). – Dissertation, Universität Wien, 172 S., Wien.
- SCHNEPF, H.G. (1989): Vulkanismus und Sedimentologie im Murauer Paläozoikum (Gurktaler Decke/Oberostalpin/Österreich). – Dissertation, Universität Tübingen, 183 S., Tübingen.
- SCHÖNLAUB, H.P. (Ed.) (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. (2014a): Stangnock-Formation. – In: PILLER, W.E. (Ed.): The lithostratigraphic units of the Austrian Stratigraphic Chart 2004 (sedimentary successions), Vol. I: The Paleozoic Era(them): 2nd Edition. – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **66**, 39–40, Wien.
- SCHÖNLAUB, H.P. (2014b): „Oberkarbon von St. Paul“. – In: PILLER, W.E. (Ed.): The lithostratigraphic units of the Austrian Stratigraphic Chart 2004 (sedimentary successions), Vol. I: The Paleozoic Era(them): 2nd Edition. – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **66**, 40, Wien.
- SCHÖNLAUB, H.P. (2014c): Werchzirm-Formation. – In: PILLER, W.E. (Ed.): The lithostratigraphic units of the Austrian Stratigraphic Chart 2004 (sedimentary successions), Vol. I: The Paleozoic Era(them): 2nd Edition. – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **66**, 40–41, Wien.
- SCHÖNLAUB, H.P. & HEINISCH, H. (1993): The classic fossiliferous Palaeozoic units of the Eastern and Southern Alps. – In: RAUMER, J.F. VON & NEUBAUER, F. (Eds.): Pre-Mesozoic Geology in the Alps, 395–422, Berlin–Heidelberg–New York (Springer).
- SCHÖNLAUB, H.P., VAN HUSEN, D., HUET, B. & IGLSEDER, C. (2019): Geologische Karte der Republik Österreich 1:25.000, Blatt Radenthein-Südost. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- SCHRAMM, J.-M., GOSEN W. VON, SEEGER, M. & THIEDIG, F. (1982): Zur Metamorphose variszischer und postvariszischer Feinklastika in Mittel- und Ostkärnten (Österreich). – In: THIEDIG, F. (Ed.): Beiträge zur Stratigraphie, Metamorphose und Tektonik der Gurktaler Decken (Oberostalpin/Österreich). – Mitteilungen aus dem Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Hamburg, **53**, 169–179, Hamburg.
- SCHUSTER, R. (1994): Die alpine Großüberschiebung an der Basis des Bundschuhkristallins Steiermark, Kärnten, Salzburg. – Diplomarbeit, Universität Wien, 131 S., Wien.
- SCHUSTER, R. (1998): Bericht 1997 über geologische Aufnahmen im Kristallin auf Blatt 182 Spittal a.d. Drau. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **141/3**, 323–325, Wien.
- SCHUSTER, R. (2003): Das eo-Alpine Ereignis in den Ostalpen: Plattentektonische Situation und interne Struktur des Ostalpinen Kristallins. – In: ROCKENSCHAUB, M. (Ed.): „Brenner“: Arbeitstagung 2003, Trins im Gschnitztal, 1.–5. September 2003: Geologische Kartenblätter 1:50.000 148 Brenner, 175 Sterzing, 141–159, Wien.
- SCHUSTER, R. (Ed.) (2005): Arbeitstagung 2005 der Geologischen Bundesanstalt – Blatt 182 Spittal an der Drau, 254 S., Wien.
- SCHUSTER, R. (2015): Zur Geologie der Ostalpen. – In: SCHUBERT, G. (Ed.): Trinkbare Tiefengrundwässer in Österreich. – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **64**, 143–165, Wien.
- SCHUSTER, R. & FRANK, W. (1999): Metamorphic evolution of the Austroalpine units east of the Tauern Window: indications for Jurassic strike slip tectonics. – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten Österreichs, **42** (1999), 37–58, Wien.
- SCHUSTER, R. & IGLSEDER, C. (2015): Lithostratigraphy in crystalline rocks – experiences from the Eastern Alps. – Berichte des Institutes für Erdwissenschaften der Karl-Franzens-Universität Graz, **21**, 344, Graz.
- SCHUSTER, R., PESTAL, G. & REITNER, J.M. (2006): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000 Blatt 182 Spittal an der Drau. – Geologische Bundesanstalt, 115 S., Wien.
- SCHÜTZ, K.I. (1979): Die Aptychenschichten der Thiersee- und der Karwendel-Mulde. – Geotektonische Forschungen, **57**, 1–84, Stuttgart.
- SCHWINNER, R. (1927): Der Bau des Gebirges östlich von der Lieser (Kärnten). – Sitzungsberichte der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, Abteilung I, **136**, 333–383, Wien.
- SCHWINNER, R. (1931): Geologische Karte und Profile der Umgebung von Turrach im Steyerisch-Kärnthnerischen Nockgebiet (Steinkohlenformation der „Stangalpe“), Maßstab 1:25.000. – 11 S., Graz (Leuschner & Lubensky).
- SCHWINNER, R. (1932): Geologische Aufnahmen bei Turrach (Steiermark). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1932**, 65–75, Wien.
- SCHWINNER, R. (1936): Zur Gliederung der phyllitischen Serien der Ostalpen. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1936**, 117–124, Wien.
- SCHWINNER, R. (1938): Das Karbon-Gebiet der Stangalpe. – Deuxieme Congres pour l'Avancement des Etudes de Stratigraphie Carbonifere Heerlen, Septembre 1935. – Comptes Rendu, Tome **III**, 1171–1257, Maastricht (Gebrs. Van Aelst).
- SEEGER, M. & THIEDIG, F. (1982): Alpidischer Überschiebungsbau in den St. Pauler und Griffener Bergen (Ostkärnten/Österreich). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **30/3**, 269–284, Wien.
- SPÖTL, C. (1988): Evaporitische Fazies der Reichenhaller Formation (Skyth / Anis) im Haller Salzberg (Nördliche Kalkalpen, Tirol). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **131**, 153–168, Wien.
- STANTON, R.J. JR. & FLÜGEL, E. (1995): An accretionary distally steepened ramp at an intraplatform basin margin: an alternative explanation for the Upper Triassic Steinplatte “reef” (Northern Calcareous Alps, Austria). – Sedimentary Geology, **95**, 269–286, Amsterdam.

- STEIGER, T. (1981): Kalkturbidite im Oberjura der Nördlichen Kalkalpen (Barmsteinkalke, Salzburg, Österreich). – *Facies*, **4**, 215–348, Erlangen.
- STINGL, V. (1987): Die fazielle Entwicklung des Alpinen Buntsandsteins (skyth) im Westabschnitt der Nördlichen Kalkalpen. – *Geologische Rundschau*, **76**, 647–664, Stuttgart.
- STOWASSER, H. (1945): Zur Schichtfolge, Verbreitung und Tektonik des Stangalm-Mesozoikums (Gurktaler Alpen). – *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **1945**, 199–214, Wien.
- STOWASSER, H. (1956): Zur Schichtfolge, Verbreitung und Tektonik des Stangalm-Mesozoikums (Gurktaler Alpen). – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **99**, 75–199, Wien.
- STUR, D. (Ed.) (1871): *Geologie der Steiermark: Erläuterungen zur geologischen Uebersichtskarte des Herzogthumes Steiermark*. – 654 S., Graz (Verlag des geognostisch-montanistischen Vereines für Steiermark).
- SUTTNER, T.J. (2014a): Magdalensberg-Gruppe; Kaser-Gruppe; „Metadiabase“. – In: PILLER, W.E. (Ed.): *The lithostratigraphic units of the Austrian Stratigraphic Chart 2004 (sedimentary successions), Vol. I: The Paleozoic Era(them): 2nd Edition*. – *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **66**, 29–30, Wien.
- SUTTNER, T.J. (2014b): Golzeck-Formation. – In: PILLER, W.E. (Ed.): *The lithostratigraphic units of the Austrian Stratigraphic Chart 2004 (sedimentary successions), Vol. I: The Paleozoic Era(them): 2nd Edition*. – *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **66**, 30, Wien.
- SUTTNER, T.J. (2014c): Golzeck-Porphyr. – In: PILLER, W.E. (Ed.): *The lithostratigraphic units of the Austrian Stratigraphic Chart 2004 (sedimentary successions), Vol. I: The Paleozoic Era(them): 2nd Edition*. – *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **66**, 30–31, Wien.
- SUTTNER, T.J. (2014d): Schattloch-Phyllit. – In: PILLER, W.E. (Ed.): *The lithostratigraphic units of the Austrian Stratigraphic Chart 2004 (sedimentary successions), Vol. I: The Paleozoic Era(them): 2nd Edition*. – *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **66**, 33, Wien.
- SUTTNER, T.J. (2014e): Pranker Metaklastika. – In: PILLER, W.E. (Ed.): *The lithostratigraphic units of the Austrian Stratigraphic Chart 2004 (sedimentary successions), Vol. I: The Paleozoic Era(them): 2nd Edition*. – *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **66**, 33, Wien.
- SYLVESTER, H. (1989a): Vorbericht über sedimentologisch-sedimentpetrographische Untersuchungen in den Perm/Skyth-Siliziklastika der ostalpinen Decken (Kärnten/Österreich). – *Carinthia II*, **179/99**, 401–424, Klagenfurt.
- SYLVESTER, H. (1989b): Vergleich von Perm/Skyth-Profilen des Ober-, Mittel- und Unterostalpins. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **132/4**, 791–821, Wien.
- SYLVESTER, H. (1991): Vorbericht über sedimentologisch-sediment-petrographische Untersuchungen in den Perm I Skyth-Siliziklastika der ostalpinen Decken (Kärnten/Österreich) – Nachtrag. – *Carinthia II*, **181/101**, 605–608, Klagenfurt.
- TENCHOV, Y.G. (1978a): Carboniferous Flora from Brunnachhöhe, Kärnten, Austria. – *Geologica Balcanica*, **8.2**, 89–91, Sofia.
- TENCHOV, Y.G. (1978b): Stratigraphy of the carboniferous from Stangalps, Austria. – *Geologica Balcanica*, **8.1**, 105–110, Sofia.
- TENCHOV, Y.G. (1980): Die paläozoische Megaflora von Österreich: Eine Übersicht. – *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **1980**, 161–174, Wien.
- THEINER, U. (1987): *Das Kristallin der NW-Nockberge: Eine kristalline geologische Neuuntersuchung*. – Dissertation, Universität Wien, 153 S., Wien.
- THEYER, P. (1969): *Zur Geologie des Gebietes zwischen Paal- und Lorenzgraben (Oberes Murtal, Steiermark)*. – Dissertation, Universität Wien, 147 S., Wien.
- THIEDIG, F. (2005): *Geologie und Tektonik des Magdalensbergs und Verbreitung des Alt-Paläozoikums in Mittelkärnten (Österreich)*. – *Carinthia II*, **195/115**, 97–156, Klagenfurt.
- THIEDIG, F., MEHIMED, C., DENSCH, P., KLUSMANN, D. & SEEGER, M. (1975): Jungpaläozoikum und Trias in den St. Pauler und Griffener Bergen Ostkärntens – Österreich. – *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **1974/2–3**, 269–279, Wien.
- TURNER, A. (1927): *Geologie der Berge um Innerkrems bei Gmünd in Kärnten*. – *Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark*, **63**, 26–44, Graz.
- TURNER, A. (1935): *Zur Klärung der Verhältnisse um Innerkrems in Kärnten*. – *Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien*, **28**, 73–91, Wien.
- TURNER, A. (1958): *Erläuterungen zur Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 158 Stadl an der Mur – 159 Murau*. – 106 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- TURNER, A. (1961): *Das Phyllitgebiet südlich Murau*. – *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **1961**, 134–155, Wien.
- TOLLMANN, A. (1958): *Das Stangalm-Mesozoikum (Gurktaler Alpen)*. – *Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Wien*, **9**, 57–74, Wien.

- TOLLMANN, A. (1959): Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neuuntersuchungen des zentralalpiner Mesozoikums. – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Wien, **10**, 3–62, Wien.
- TOLLMANN, A. (1972): Alter und Stellung des Alpenen Verrucano in den Ostalpen. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **20**, 83–95, Wien.
- TOLLMANN, A. (1975): Die Bedeutung des Stangalm-Mesozoikums in Kärnten für die Neugliederung des Oberostalpins in den Ostalpen. – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie: Abhandlungen, **150**, 19–43, Stuttgart.
- TOLLMANN, A. (Ed.) (1976): Analyse des klassischen nordalpiner Mesozoikums. – 580 S., Wien (Deuticke).
- TOLLMANN, A. (Ed.) (1977): Geologie von Österreich, Band I: Die Zentralalpen. – 766 S., Wien (Deuticke).
- WEISSENBACHER, M. (2015): Strukturen der Bundschuh- und Murau Decke im Raum Flattnitz (Kärnten, Österreich). – Masterarbeit, Universität Graz, 121 S., Graz.
- WERDENICH, M., HOLLINETZ, M.S., GRASEMANN, B., RANTITSCH, G., IGLSEDER, C. & HUET, B. (2018): The tectonic contact between the Bundschuh and Murau Nappes (Upper Austroalpine Unit, Stadl an der Mur, Austria). – In: KOUKAL, V. & WAGREICH, M. (Eds.): PANGEO AUSTRIA 2018 – Abstracts. – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **128**, 168, Wien.

Eiszeitliche Entwicklung im Gebiet der Turrach zwischen dem Mur- und Draugletscher

DIRK VAN HUSEN*

* Rustonstraße 7/4, 4810 Gmunden. dirk.van-husen@aon.at

Das Ostende der Hohen Tauern um die Ankogelgruppe ist das Ursprungsgebiet des Murgletschers sowie auch der nördlichen Anteile des Draugletschers. Von dort flossen die Eismassen einerseits nach Osten über den Lungau in Richtung Murtal, andererseits nach Südosten über Lieser- und Maltatal zum Nordrand des Draugletschers ab. War anfänglich zwischen den beiden Richtungen in den Nockbergen ein geschlossenes Eisstromnetz vorhanden, das in den Tälern je nach dem Gefälle dem einen oder anderen Gletschersystem tributär war, so änderte sich das weiter östlich, ab dem Gebiet der Turrach, grundsätzlich.

Dadurch, dass auch aus den hochgelegenen Nährgebieten der Niederen Tauern ein starker Eiszufluss erfolgte, füllten sich das Becken des Lungaus und der Talzug Krakau–Oberwölz sowie das Murtal mit mächtigen Eismassen, die stark nach Süden drängten. Das führte zu den Abflüssen der Eismassen über die Sättel bei St. Lambrecht sowie über den Neumarkter Sattel in das Metnitztal, das sonst nicht vergletschert gewesen wäre, und letztendlich über den Perchauer Sattel in das Görtschitztal (Abb. 1).

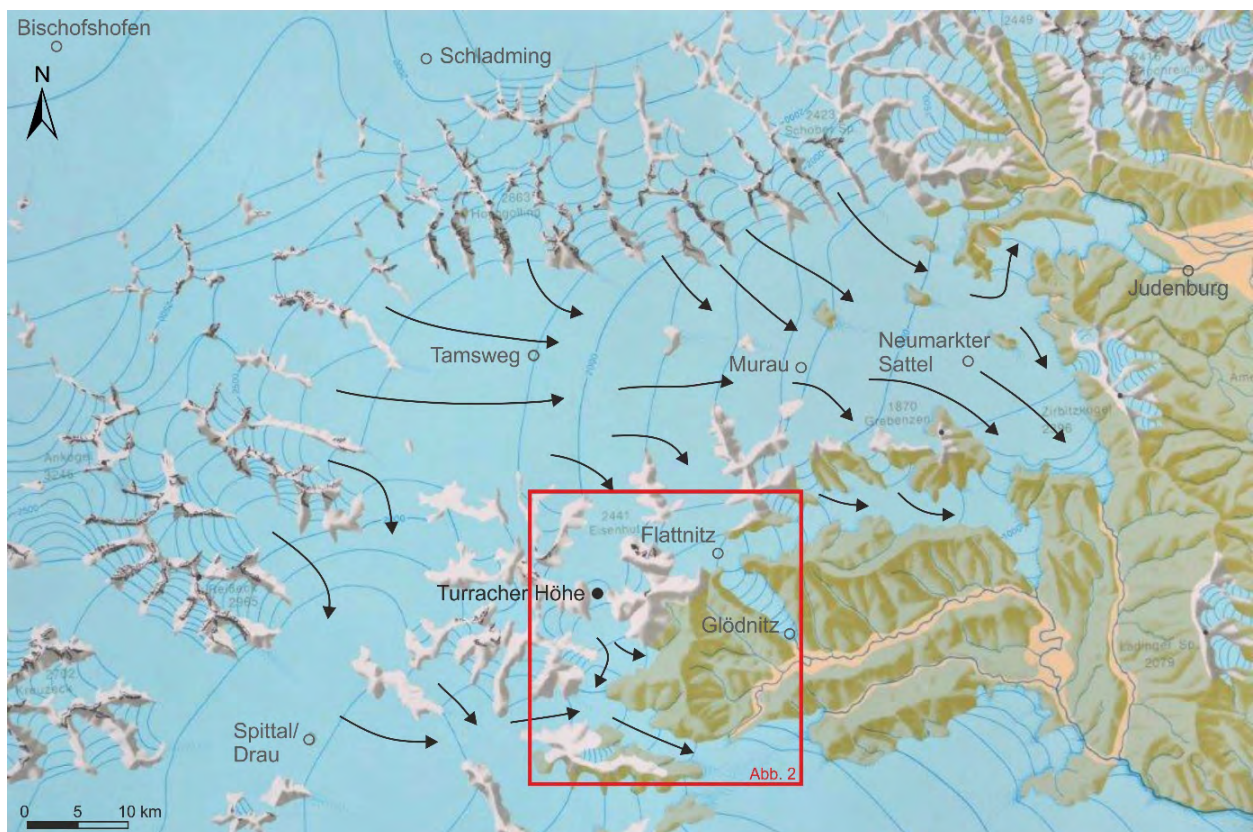


Abb. 1: Das Gletschersystem des Murgletschers zur letzten Eiszeit (Würm). Schwarzer Punkt: Turracher Höhe; die Pfeile geben die Eisflussrichtung an, das rote Viereck markiert die Position von Abbildung 2 (verändert nach VAN HUSEN, 1987).

Im Fall des Turrachtals und Paalgrabens bewirkte der Druck, dass der Eisfluss nach Norden nicht möglich war und sich die Täler bis in große Höhe mit Eis füllten. Diese flossen dadurch verstärkt über Flattnitz, Turracher Höhe und Pregartscharte westlich des Rinsennocks mit steilen Eisströmen nach Süden in das wesentlich tiefer liegende Talnetz des Draugletschers ab. So war der Eisstrom über die Turracher Höhe 1.500 m breit und 300 m mächtig, Pregartscharte 1.700 m

bei ca. 150 m und Flattnitz 3.500 m bei rund 400 bis 500 m Mächtigkeit.

Diese Situation, die wohl zu allen Eiszeiten in dieser Dimension bestand, führte zu starker Eiserosion und Tieferlegung der Talböden im Glödnitz- und oberen Gurktal, wodurch unmittelbar südlich der Übergänge Steilstufen von mehreren 100 Metern geformt wurden. Diese überwand die Eisströme in mächtigen Gletscherbrüchen (Abb. 2). Eine weitere Folge dieser rasch fließenden Eisströme ist eine starke glaziale Erosion der Talböden nebst Übersteilung der Flanken und daraus resultierenden ausgedehnten Massenbewegungen (Abb. 2). Ein Maß der durch die Gletschererosion eingetretenen Tieferlegung der Talböden kann im Gurktal der deutliche Gefällsknick südöstlich unterhalb von St. Lorenzen geben. Fließt die Gurk bis dorthin mit einem moderaten Gefälle in einem breiten Tal, tritt sie dann in einen schluchtartigen, sehr steilen Abschnitt ein, in dem sie rasch an Höhe verliert. Der auffällige Gefällsknick befindet sich in dem Bereich, bis zu dem sich die Eiszunge von Westen im Tal ausgebreitet hat (Abb. 2). Dafür, dass sie sich in früheren Eiszeiten darüber hinaus ausgebereitet hat, sind keinerlei Hinweise zu finden gewesen. Eine adäquate Situation findet sich an der Mündung des Saureggentals, das ebenso in einer steilen Schlucht in das Haupttal mündet. Eine ähnliche Hängetalsituation mit rund 300 m Höhenunterschied ist an der Mündung des Seebaches zu finden. Somit kann von einer rund 300 m betragenden glazialen Tieferlegung des Talbodens um Ebene Reichenau ausgegangen werden, der durch die wiederkehrenden Vergletscherungen der Eiszeiten verursacht ist.

Würm Hochglazial

Während der Würmeiszeit führte der Rückstau im Norden zu einem Abfluss von Eismassen aus dem Turrachtal zum Paalgraben hin und zum Abfluss über die Flattnitz (Abb. 2). Er wird durch Rundhöcker und die Verteilung von Erratika belegt. Ein starker Abfluss fand auch nach Süden statt. Durch die großen Mengen des aus dem Einzugsgebiet der Turrach nach Süden abfließenden Eises bildete sich der Gletscherstrom, der das Gurktal füllte, sodass hier besser vom Gletscher im Gurktal gesprochen werden sollte. Als eigentlicher Gurkgletscher ist nur die kleine lokale Gletscherzunge im Kar unterhalb der Bretthöhe anzusehen, in dem die Gurk entspringt.

Der Eisfluss aus Norden über die beiden Übergänge beeinflusste das Gurktal nicht nur durch eine starke glaziale Erosion, sondern blockierte auch dessen obersten Abschnitt. Die Eismassen drangen gurkaufwärts bis St. Lorenzen vor und erfüllten das Tal in großer Breite bis knapp 1.500 m Höhe. Dabei dämmte der Gletscher den obersten Teil des Gurktals ab, sodass ein See mit einer maximal erreichten Spiegelhöhe von 1.460 m entstand (Abb. 2). Der ebenfalls im Andertal gestaute kleinere See wies mehr oder weniger dieselbe Pegelhöhe auf, die offensichtlich vom hydraulischen System innerhalb der Gletscherzunge gesteuert wurde. Ob die Seen längerfristig Bestand hatten, oder, wie bei Eisstauseen häufig, wiederkehrende Erscheinungen waren, ist unklar (VAN HUSEN, 2012).

Die Gletscherzunge bildete eine 20 bis 30 m hohe Kalbungsfront, an der größere Eisberge gebildet wurden. Diese transportierten neben vielen kleineren auch bis mehrere Kubikmeter große Blöcke der Stangnock-Formation, die, auf dem Hangschutt aus Phylliten abgelagert, Driftblöcke darstellen. Diese kleineren Brocken und großen Blöcke stammen aus dem Raum der Turracher Höhe und wurden durch den Eisstrom, abgedrängt durch den aus dem Winkltal, nur an den Flanken des Gurktals um St. Lorenzen abgelagert. Als völliges Fremdmaterial in großer Zahl und eben auch als Driftblöcke sind sie ein auffälliges Element in der Landschaft. Weiter gurkabwärts von Ebene Reichenau finden sich diese Erratika kaum mehr.

Würm Spätglazial

Nach dem Abschmelzen der würmzeitlichen Eisströme entwickelten sich um die Turrach nochmals kleine Gletscher in besonders günstig exponierten Karen (Nordausrichtung, erhöhte Niederschläge in Leelage und Wechtenbildung). Schöne Beispiele sind die größeren Eiszungen bei der Pernerhütte aus dem weitläufigen Kar an der Ostseite des Eisenhuts und die bei der Hanserhütte nördlich der Bretthöhe oder die kleinen Eisfelder nördlich des Kornocks oberhalb der Turracher Höhe (Abb. 2). Diese Gletscherzungen und Eisfelder sind entsprechend ihrer Höhenlage am ehesten dem Gschnitz-Stadium zwischen 17.000 bis 16.500 Jahren vor heute zuzuordnen.

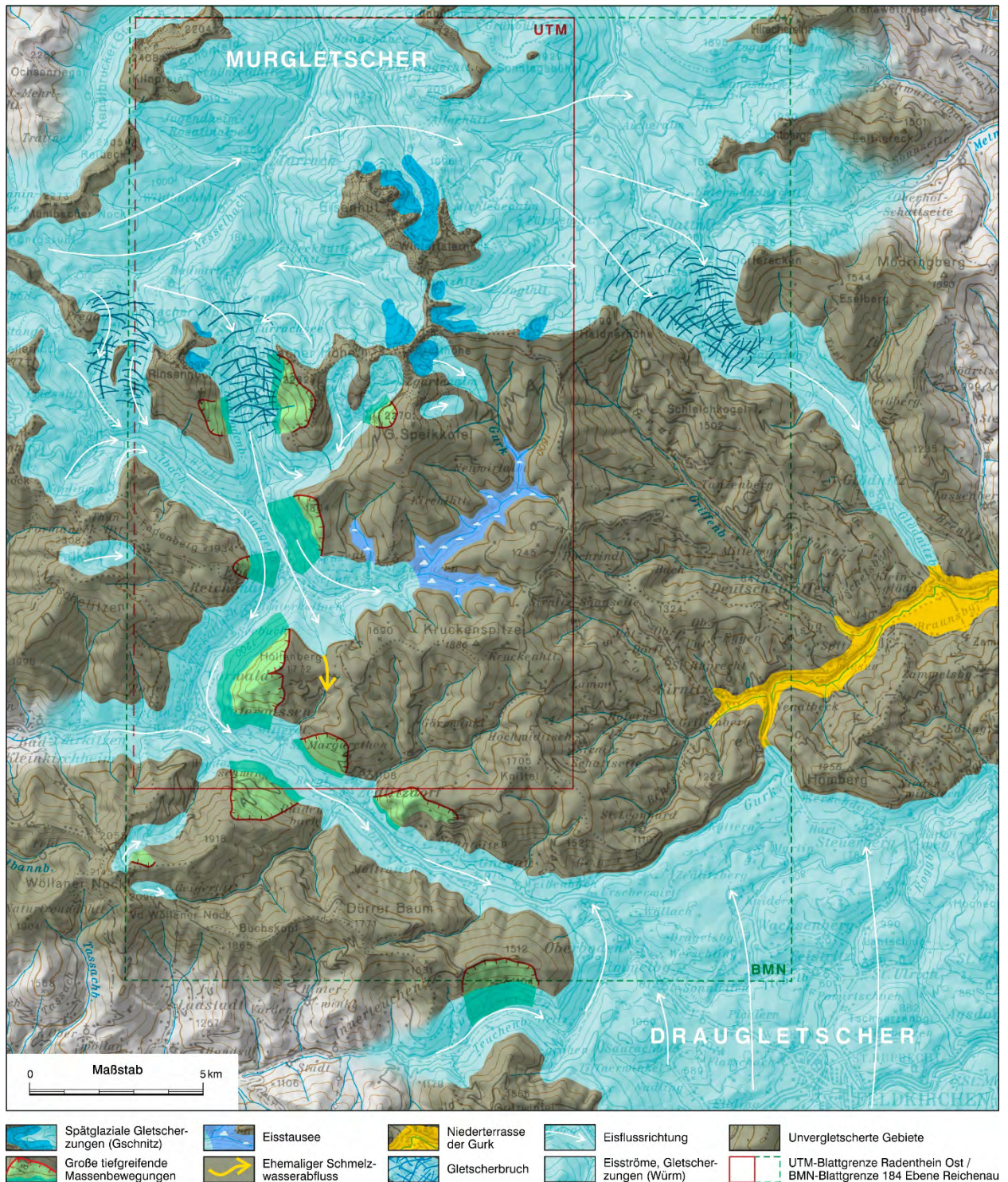


Abb. 2: Rekonstruktion der Vergletscherung um Turracher Höhe und Flattnitz im Würm.

Literatur

- VAN HUSEN, D. (1987): Die Eiszeiten in den Ostalpen. – 24 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
 VAN HUSEN, D. (2012): Zur glazialen Entwicklung des oberen Gurktales. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **152/1–4**, 39–56, Wien.

Geologische und Tektonische Karte der Gurktaler Alpen 1:250.000

CHRISTOPH IGLSEDER*

* Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien. christoph.iglseeder@geologie.ac.at

Im Zuge der Bearbeitung des Kartenblattes GK25 Radenthein-Ost konnte durch Literaturstudium und Vergleichsexkursionen ein Überblick über die Geologischen Einheiten (Stratigrafie und Tektonik) der Gurktaler Alpen und angrenzender Gebiete gewonnen werden. Diese Kartenkompilation im Maßstab 1:250.000 spiegelt den aktuellen Forschungsstand wider und soll als Grundlage für Diskussionen und weitere Bearbeitungen dienen. Der zugrundeliegende digitale Datensatz „Ueb250“ soll als Basis für Anwendungen in Datenmodellen dienen. Das hier präsentierte tektonische Modell beruht auf Gliederungen des Ostalpins nach SCHMID et al. (2004, 2008), SCHUSTER et al. (2004), OBERHÄNSLI et al. (2004), SCHUSTER & STÜWE (2008, 2010), FROITZHEIM et al. (2008), BOUSQUET et al. (2012), SCHUSTER et al. (2013, 2015) sowie SCHUSTER (2017 und Referenzen darin).

Die verwendeten tektonischen, stratigrafischen und lithodemischen Einheiten basieren auf der Stratigraphischen Tabelle von Österreich mit Erläuterungen zum Paläozoikum (PILLER, 2014; PILLER et al., 2004), Karten und Erläuterungen des Kartenwerkes 1:50.000 (ANDERLE, 1977a, b; BECKER, 1979, 1980; EXNER et al., 2005; HAUSER, 1982a, b; HEJL, 2005; KAHLER, 1962; PESTAL et al., 2006; PISTOTNIK, 1996; SCHUSTER et al., 2006; THIEDIG et al., 1999; THURNER, 1958a, b; THURNER & VAN HUSEN, 1978, 1980; WEISSENBACH & PISTOTNIK, 2000) und 1:200.000 (PESTAL et al., 2005, 2009), Kompilationen in GEOFAST 1:50.000 (MOSER, 2014, 2016) sowie Gebietskarten und Überblicksarbeiten (APPOLD & THIEDIG, 1989 und Referenzen darin; BECK-MANNAGETTA, 1959; FRIMMEL, 1987; GOSEN et al., 1985; KRAINER, 1985, 1987, 1992, 1996; NEUBAUER, 1978, 1979, 1980a, b, 1987; PISTOTNIK, 1980; PUHR, 2012; SCHÖNLAUB, 1979; SCHUSTER, 1994; THIEDIG, 1982, 2005; UCIK, 2006; WEISSENBACH, 1978, 2014). Auch konnten neue Erkenntnisse aus dem Kartenblatt GK25 Radenthein-Ost (IGLSEDER et al., 2019; SCHÖNLAUB et al., 2019) sowie Tagungspräsentationen (IGLSEDER & SCHUSTER, 2013, 2015; HUET, 2015; IGLSEDER & HUET, 2015; IGLSEDER et al., 2016, 2018) in diese Karte eingearbeitet werden.

Verwendete Unterlagen und Literatur

- ANDERLE, N. (1977a): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000 Blatt 200 Arnoldstein. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- ANDERLE, N. (1977b): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 201-210 Villach-Assling. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- APPOLD, T. & THIEDIG, F. (Eds.) (1989): Arbeitstagung 1989 der Geologischen Bundesanstalt – Blatt 186 St. Veit an der Glan (Klein St. Paul). – 183 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- BECK-MANNAGETTA, P. (1959): Übersicht über die östlichen Gurktaler Alpen. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt **102**, 313–352, Wien.
- BECKER, L.P. (1979): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 162 Köflach. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- BECKER, L.P. (1980): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 162 Köflach. – 57 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- BOUSQUET, R., SCHMID, S., ZEILINGER, G., OBERHÄNSLI, R., ROSENBERG, C., MOLLI, G., ROBERT, C., WIEDERKEHR, M. & ROSSI, P. (2012): Tectonic framework of the Alps, CCGM/CGMW (Commission of the Geological Maps of the World), Paris.
- EXNER, C., HEJL, E. & MANDL, G.W. (2005): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 157 Tamsweg. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- FRIMMEL, H.E. (1987): Strukturgeologische, geochemische und geochronologische Untersuchungen zur Entwicklungsgeschichte des NW-Randes der Gurktaler Decke (Oberostalpin). – Dissertation, Universität Wien, 199 S., Wien.
- FROITZHEIM, N., PLAŠIENKA, D. & SCHUSTER, R. (2008): Alpine tectonics of the Alps and Western Carpathians. – In: MCCANN, T. (Ed.): The Geology of Central Europe: Mesozoic and Cenozoic, Volume **2**: Mesozoic and Cenozoic, 1141–1232, London (Geological Society of London).

- GOSEN, W. VON, HAIGES, K.H., NEUBAUER, F., PISTOTNIK, J. & THIEDIG, F. (1985): Die tektonischen Einheiten am Nord- und Westrand der Gurktaler Decke (Österreich). – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **127/4**, 693–699, Wien.
- HAUSER, C. (1982a): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 200 Arnoldstein. – *Geologische Bundesanstalt*, 59 S., Wien.
- HAUSER, C. (1982b): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 201-210 Villach-Assling. – *Geologische Bundesanstalt*, 44 S., Wien.
- HEJL, E. (2005): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 157 Tamsweg. – *Geologische Bundesanstalt*, 83 S., Wien.
- HUET, B. (2015). Strukturgeologie der Stolzalpe-Decke auf Blatt Radenthein-Ost (UTM 3106). – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **155**, 121–145, Wien.
- IGLSEDER, C. & HUET, B. (2015): Evidence for Eoalpine top to the WNW thrusting and top to the ESE normal faulting in the Gurktal nappes (Drauzug-Gurktal nappe system, Upper Austro-Alpine, Austria). – EGU series Emile Argand Conference – 12th Alpine Workshop, 13th–19th September 2015, Montgenèvre, Briançon, French Hautes-Alpes: Abstract Volume, 22–23, Montgenèvre.
- IGLSEDER, C. & SCHUSTER, R. (2013): Inside the Gurktal nappes – A modified tectonic and lithostratigraphic concept. – Emile Argand Conference (11th Workshop on Alpine Geological Studies) 7th–14th September 2013 Schladming, Austria: Abstract Volume. – *Berichte der Geologischen Bundesanstalt*, **99**, 50, Wien.
- IGLSEDER, C. & SCHUSTER, R. (2015): Lithostratigraphy in low-grade metamorphic rocks – Examples from the Upper Austroalpine Stolzalpe Nappe and Bundschuh Nappe (Eastern Alps/Europe). – *Berichte des Institutes für Erdwissenschaften Karl-Franzens-Universität Graz*, **21**, 173, Graz.
- IGLSEDER, C., HUET, B., RANTITSCH, G., RATSCHBACHER, L. & PFÄNDER, J. (2016): Age and structure of the Stolzalpe nappe – Evidence for Variscan metamorphism, Eoalpine top-to-the-WNW thrusting and top-to-the-ESE normal faulting (Gurktal Alps, Austria). – In: ORTNER, H. (Ed.): *GeoTirol 2016: Annual Meeting DGGV: 25–28 September 2016, Innsbruck, Austria: Abstract Volume*, 137, Innsbruck.
- IGLSEDER, C., HUET, B., SCHUSTER, R., RANTITSCH, G., DUNKL, I. & RATSCHBACHER L. (2018): A section through the uppermost Upper Austroalpine – Insights from the Gstoder, Bundschuh, Königstuhl and Stolzalpe Nappes (Gurktal Alps, Austria). – In: KOUKAL, V. & WAGREICH, M. (Eds.): *PANGEO AUSTRIA 2018 – Abstracts*. – *Berichte der Geologischen Bundesanstalt*, **128**, 66, Wien.
- IGLSEDER, C., VAN HUSEN, D., HUET, B., KNOLL, T. & SCHÖNLAUB, H.P. (2019): Geologische Karte der Republik Österreich 1:25.000, Blatt Radenthein-Nordost. – *Geologische Bundesanstalt*, Wien.
- KAHLER, F. (1962): Geologische Karte der Umgebung von Klagenfurt 1:50.000 – *Geologische Bundesanstalt*, Wien.
- KRAINER, K. (1985): Zur Sedimentologie des Alpinen Buntsandsteins und der Werfener Schichten (Skyth) Kärntens. – *Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck* **14/2**, 21–81, Innsbruck.
- KRAINER, K. (1987): Das Perm der Gurktaler Decke: eine sedimentologische Analyse. – *Carinthia II*, **177/97**, 49–92, Klagenfurt.
- KRAINER, K. (1992): Fazies, Sedimentationsprozesse und Paläogeographie im Karbon der Ost- und Südalpen. – *Neuergebnisse aus dem Paläozoikum der Ost- und Südalpen*. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **135/1**, 99–193, Wien.
- KRAINER, K. (1996): Die Trias in Kärnten. – *Carinthia II*, **186/106**, 33–94, Klagenfurt.
- MOSER, M. (2014): GEOFAST – Provisorische Geologische Karte 1:50.000, Blatt 185 Straßburg. – *Geologische Bundesanstalt*, Wien.
- MOSER, M. (2015): GEOFAST – Provisorische Geologische Karte 1:50.000, Blatt 161 Knittelfeld. – *Geologische Bundesanstalt*, Wien.
- NEUBAUER, F.R. (1978): Geologische Untersuchungen am Nordrand der Gurktaler Decke im Bereich des Ostabschnittes der Paaler Konglomerate (Lorenzengraben südwestlich Murau, Steiermark). – *Dissertation, Universität Graz*, 263 S., Graz.
- NEUBAUER, F.R. (1979): Die Gliederung des Altpaläozoikums südlich und westlich von Murau (Steiermark/Kärnten). – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **122/2**, 455–511, Wien.
- NEUBAUER, F.R. (1980a): Zur tektonischen Stellung des Ackerlkristallins (Nordrand der Gurktaler Decke). – *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft*, **73**, 39–53, Wien.
- NEUBAUER, F.R. (1980b): Die Geologie des Murauer Raumes – Forschungsstand und Probleme. – *Mitteilungen der Abteilung für Geologie, Paläontologie und Bergbau am Landesmuseum Joanneum*, **41**, 67–79, Graz.
- NEUBAUER, F.R. (1987): The Gurktal Thrust System within the Austroalpine Region: Some Structural and Geometrical Aspects. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Eds.): *Geodynamics of the Eastern Alps*, 226–236, Wien (Deuticke).

- OBERHÄNSLI, R., BOUSQUET, R., ENGI, M., GOFFÉ, B., GOSSO, G., HANDY, M., HÖCK, V., KOLLER, F., LARDEAUX, J. & POLINO, R. (2004): Metamorphic Structure of the Alps. – CCGM (Commission of the Geological Maps of the World), Paris.
- PESTAL, G., HEJL, E., BRAUNSTINGL, R., EGGER, H., LINNER, M., MANDL, G.W., MOSER, M., REITNER, J., RUPP, C., SCHUSTER, R. & VAN HUSEN, D. (2005): Geologische Karte von Salzburg 1:200.000. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- PESTAL, G., RATAJ, W., REITNER, M.J. & SCHUSTER, R. (2006): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 182 Spittal an der Drau. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- PESTAL, G., HEJL, E., BRAUNSTINGL, R. & SCHUSTER, R. (2009): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Salzburg 1:200.000. – 162 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- PILLER, W.E. (Ed.) (2014): The Lithostratigraphic Units of the Austrian Stratigraphic Chart 2004 (Sedimentary Successions) – Volume 1: The Paleozoic Era(them). – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **66**, 136 S., Wien.
- PILLER, W.E., EGGER, H., ERHART, C.W., GROSS, M., HARZHAUSER, M., HUBMANN, B., VAN HUSEN, D., KRENMAYR, H., KRYSZYN, L. & LEIN, R. (2004): Stratigraphische Tabelle von Österreich 2004 (sedimentäre Schichtfolgen). – Kommission für die paläontologische und stratigraphische Erforschung Österreichs, Österreichische Akademie der Wissenschaften und Österreichische Stratigraphische Kommission, Wien.
- PISTOTNIK, J. (1980): Die westlichen Gurktaler Alpen (Nockgebiet). – In: OBERHAUSER, R. (Ed.): Der Geologische Aufbau Österreichs, 361–363, Wien (Springer).
- PISTOTNIK, J. (1996): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 183 Radenthein. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- PUHR, B.J. (2012): Metamorphic Evolution and Geochemistry of Metacarbonate Rocks of the Austroalpine Basement (Eastern Alps). – Dissertation, Universität Graz, 149 S., Graz.
- SCHMID, S.M., FÜGENSCHUH, B., KISSLING, E. & SCHUSTER, R. (2004): Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. – *Eclogae Geologicae Helveticae*, **97/1**, 93–117, Basel.
- SCHMID, S.M., BERNOULLI, D., FÜGENSCHUH, B., MATENCO, L., SCHEFER, S., SCHUSTER, R., TISCHLER, M. & USTASZEWSKI, K. (2008): The Alpine-Carpathian-Dinaridic orogenic system: correlation and evolution of tectonic units. – *Swiss Journal of Geosciences*, **101/1**, 139–183, Basel.
- SCHÖNLAUB, H.P. (Ed.) (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., VAN HUSEN, D., HUET, B. & IGLSEDER, C. (2019): Geologische Karte der Republik Österreich 1:25.000, Blatt Radenthein-Südost. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- SCHUSTER, R. (1994): Die alpine Großüberschiebung an der Basis des Bundschuhkristallins Steiermark, Kärnten, Salzburg. – Diplomarbeit, Universität Wien, 131 S., Wien.
- SCHUSTER, R. (2015): Zur Geologie der Ostalpen. – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **64**, 143–165, Wien.
- SCHUSTER, R. (2017): Geologie der Ostalpen. – Habilitation, Universität Wien, 383 S., Wien.
- SCHUSTER, R. & STÜWE, K. (2008): Permian metamorphic event in the Alps. – *Geology*, **36/8**, 603–606, Virginia (The Geological Society of America).
- SCHUSTER, R. & STÜWE, K. (2010): Die Geologie der Alpen im Zeitraffer. – Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereines für Steiermark, **140**, 5–21, Graz.
- SCHUSTER, R., KOLLER, F., HOECK, V., HOINKES, G. & BOUSQUET, R. (2004): Explanatory notes to the map: Metamorphic structure of the Alps – Metamorphic evolution of the Eastern Alps. – Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft, **149**, 175–199, Wien.
- SCHUSTER, R., PESTAL, G. & REITNER, J.M. (2006): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 182 Spittal an der Drau. – 115 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- SCHUSTER, R., KURZ, W., KRENN, K. & FRITZ, H. (2013): Introduction to the Geology of the Eastern Alps. – Berichte der Geologischen Bundesanstalt Wien, **99**, 121–133, Wien.
- SCHUSTER, R., DAURER, A., KRENMAYR, H.G., LINNER, M., MANDL, G.W., PESTAL, G. & REITNER, J.M. (2015): Rocky Austria: Geologie von Österreich – kurz und bunt. – 4. Auflage, 80 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- THIEDIG, F. (Ed.) (1982): Beiträge zur Stratigraphie, Metamorphose und Tektonik der Gurktaler Decke (Oberostalpin/Österreich). – 248 S., Hamburg.
- THIEDIG, F. (2005): Geologie und Tektonik des Magdalensbergs und Verbreitung des Alt-Paläozoikums in Mittelkärnten (Österreich). – *Carinthia II*, **195/115**, 97–156, Klagenfurt.
- THIEDIG, F., VAN HUSEN, D. & PISTOTNIK, J. (1999): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 186 Sankt Veit an der Glan. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- THURNER, A. (1958a): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 158/159 Stadl-Murau. – Geologische Bundesanstalt, Wien.

- THURNER, A. (1958b): Erläuterungen zur geologischen Karte Stadl-Murau 1:50.000: zugleich auch Führer durch die Berggruppen um Murau. – 106 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- THURNER, A. & VAN HUSEN, D. (1978): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 160 Neumarkt in Steiermark. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- THURNER, A. & VAN HUSEN, D. (1980): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 160 Neumarkt in Steiermark. – 64 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- UCIK, F.H. (2006): Geologische Manuskriptkarte 1:25.000 – Kompilation des Nordteiles auf Blatt 204 Völkermarkt. – Geologische Bundesanstalt, Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 18127-ÖK25V/204]
- WEISSENBACH, N. (1978): Geologische Karte der Saualpe, Kärnten 1:25.000. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- WEISSENBACH, N. (2014): Geologische Arbeitskarte der südlichen Saualpe im Bereich ÖK 204 Völkermarkt. – Geologische Bundesanstalt, Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 18168-km.1]
- WEISSENBACH, N. & PISTOTNIK, J. (2000): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 187 Bad Sankt Leonhard im Lavanttal. – Geologische Bundesanstalt, Wien.

Legende zur Geologischen Karte der Gurktaler Alpen 1:250.000:

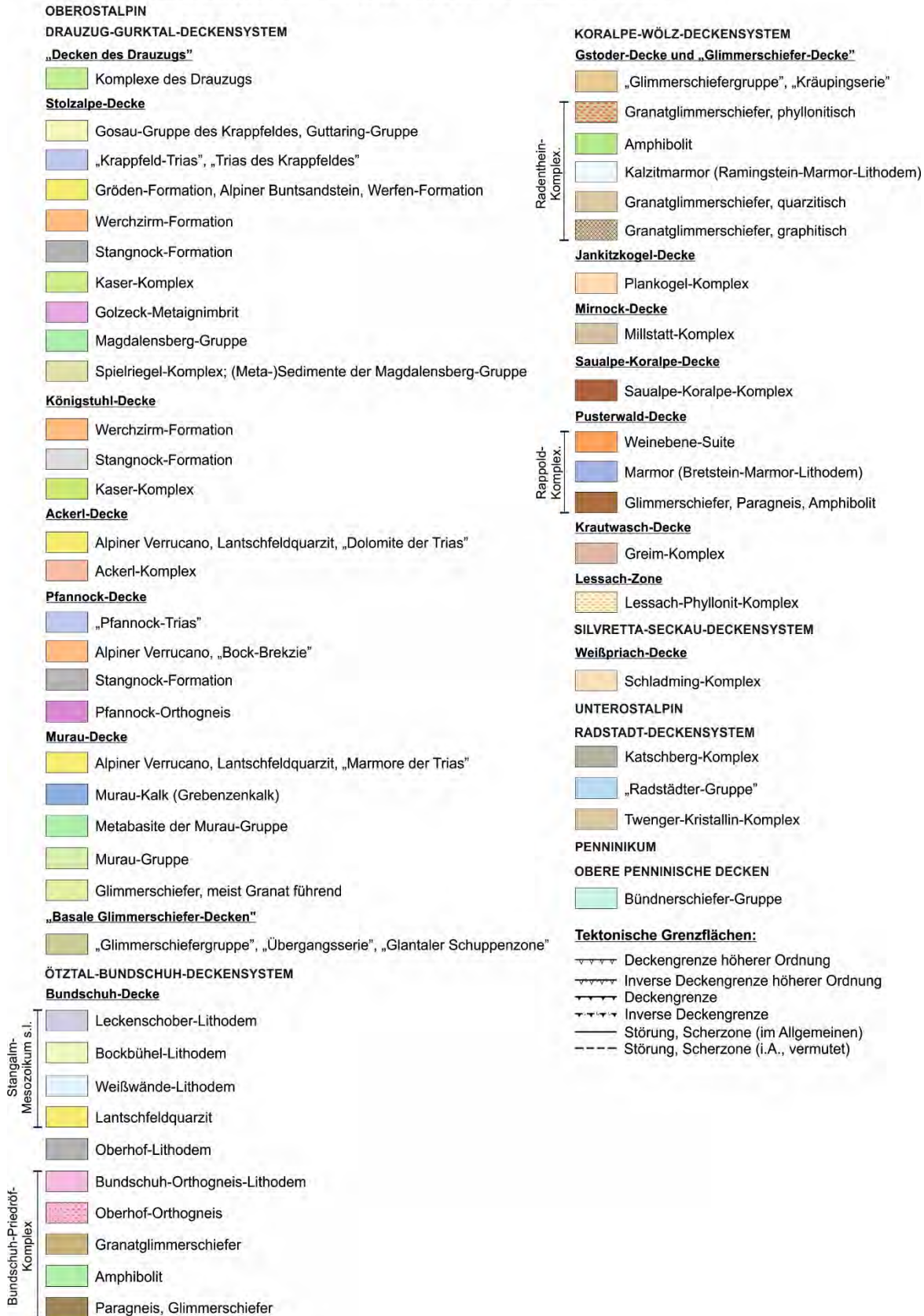
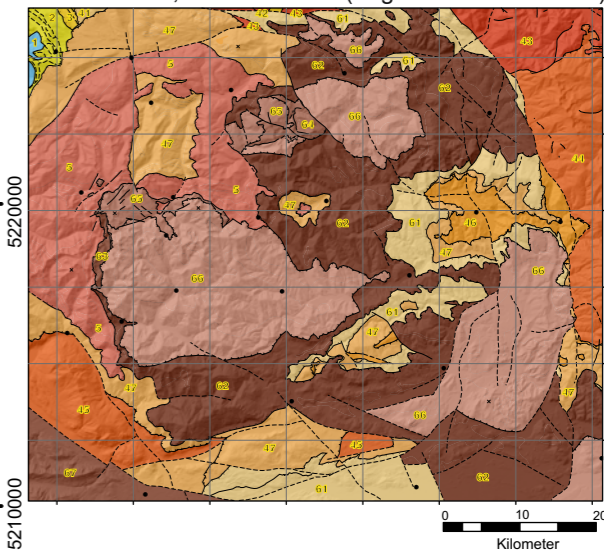
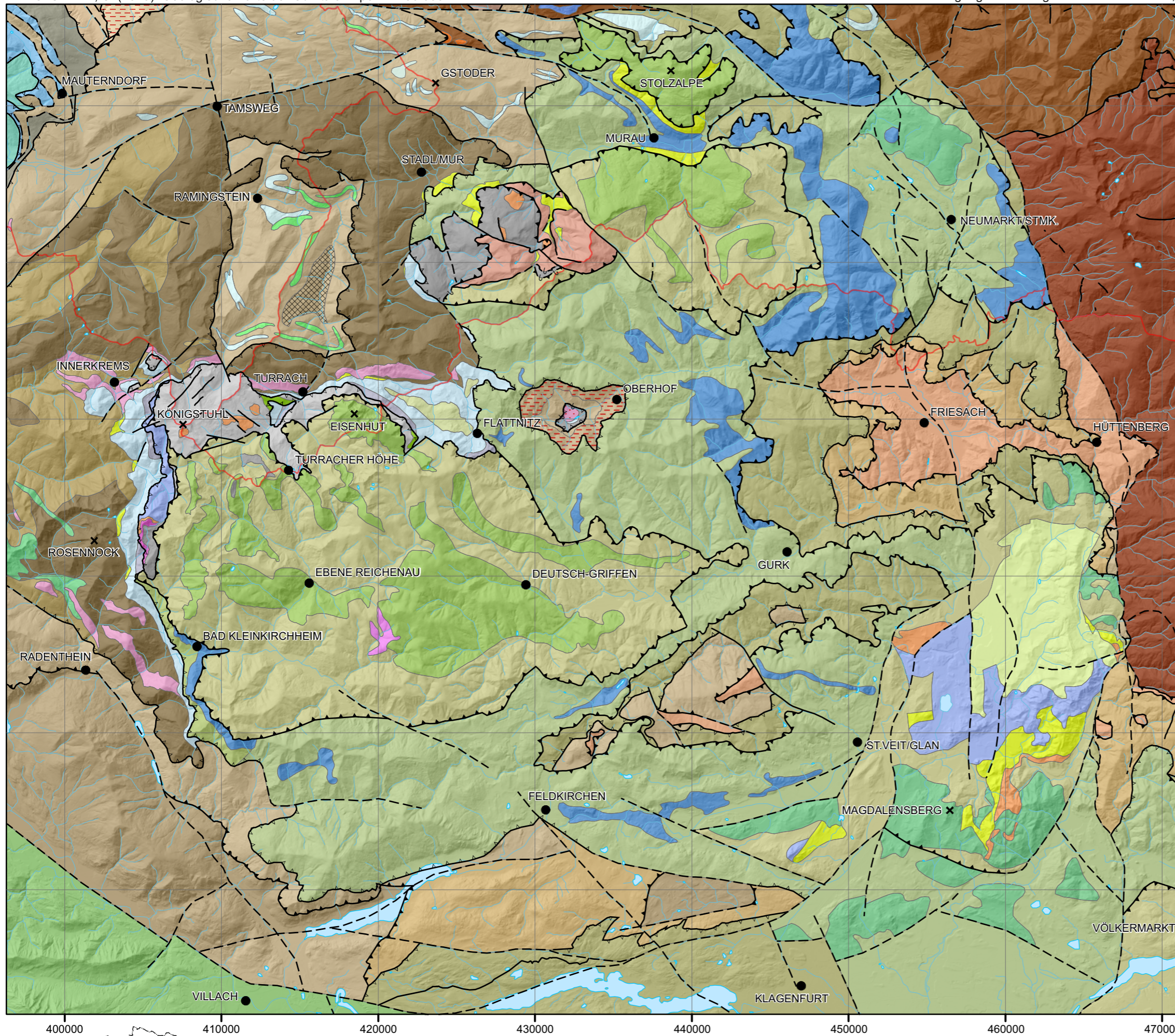


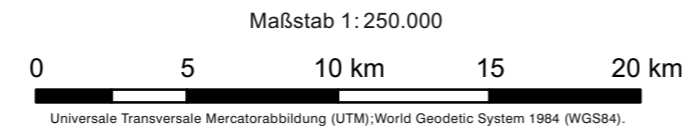
Abb. 1: Legende zur Geologischen Karte der Gurktaler Alpen im Maßstab 1:250.000.

Abb. 2: Geologische Karte der Gurktaler Alpen (1:250.000; Seite 53).

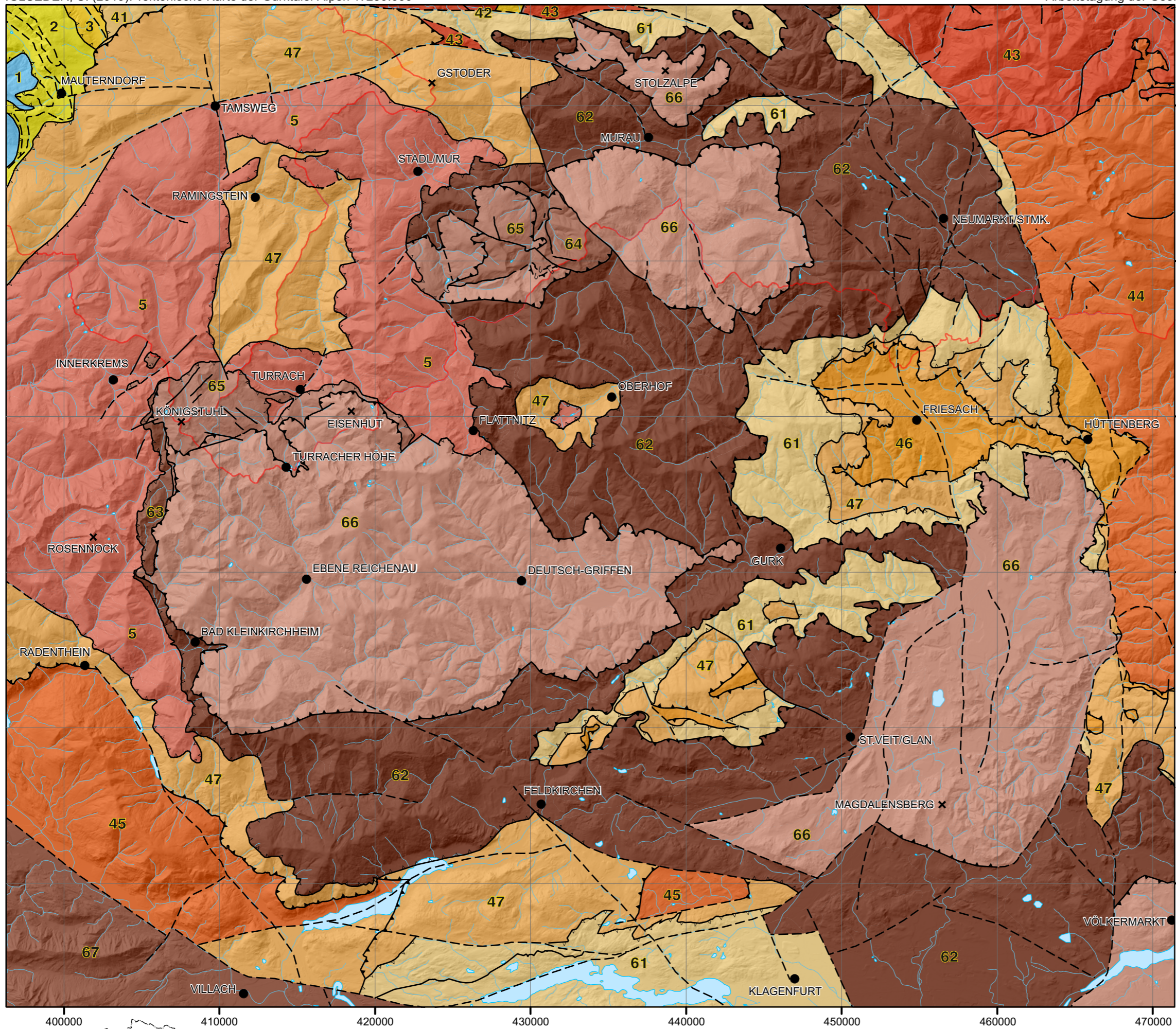
Abb. 3: Tektonische Karte der Gurktaler Alpen (1:250.000; Seite 54).



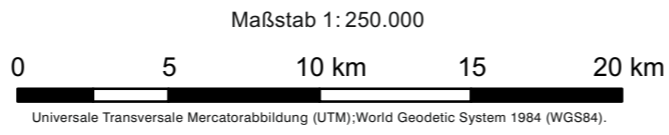
- Tektonische Übersicht:**
- OBEROSTALPIN**
- Drauzug-Gurktal-Deckensystem**
- 67 „Decken des Drauzugs“
 - 66 Stolzalpe-Decke
 - 65 Königstuhl-Decke
 - 64 Ackerl-Decke
 - 63 Pfannock-Decke
 - 62 Murau-Decke
 - 61 „Basale Glimmerschiefer-Decken“
- Ötztal-Bundschuh-Deckensystem**
- 5 Bundschuh-Decke
- Koralpe-Wölz-Deckensystem**
- 47 Gstoder-Decke und „Glimmerschiefer-Decke“
 - 46 Jankitzkogel-Decke
 - 45 Mirnock-Decke
 - 44 Saualpe-Koralpe-Decke
 - 43 Pusterwald-Decke
 - 42 Krautwasch-Decke
 - 41 Lessach-Zone
- Silvretta-Seckau-Deckensystem**
- 3 Weißpriach-Decke
- UNTEROSTALPIN**
- 2 Radstadt-Deckensystem
- PENNINIKUM**
- 1 Obere Penninische Decken
- Tektonische Grenzflächen:**
- ▾▾▾ Deckengrenze höherer Ordnung
 - ▾▾▾ Inverse Deckengrenze höherer Ordnung
 - ▾▾▾ Deckengrenze
 - ▾▾▾ Inverse Deckengrenze
 - Störung, Scherzone (im Allgemeinen)
 - - - Störung, Scherzone (i.A., vermutet)



- Fluss
- Seen, Gewässer
- Landesgrenze



- Tektonische Karte 1 : 250.000**
- ÖBEROSTALPIN**
- Drauzug-Gurktal-Deckensystem**
- 67 „Decken des Drauzugs“
 - 66 Stolzalpe-Decke
 - 65 Königstuhl-Decke
 - 64 Ackerl-Decke
 - 63 Pfannock-Decke
 - 62 Murau-Decke
 - 61 „Basale Glimmerschiefer-Decken“
- Ötztal-Bundschuh-Deckensystem**
- 5 Bundschuh-Decke
- Koralpe-Wölz-Deckensystem**
- 47 Gstoder-Decke und „Glimmerschiefer-Decke“
 - 46 Jankitzkogel-Decke
 - 45 Mirnock-Decke
 - 44 Saualpe-Koralpe-Decke
 - 43 Pusterwald-Decke
 - 42 Krautwasch-Decke
 - 41 Lessach-Zone
- Silvretta-Seckau-Deckensystem**
- 3 Weißpriach-Decke
- UNTEROSTALPIN**
- 2 Radstadt-Deckensystem
- PENNINIKUM**
- 1 Obere Penninische Decken
- Tektonische Grenzflächen:**
- ▽▽▽ Deckengrenze höherer Ordnung
 - ▽▽▽ Inverse Deckengrenze höherer Ordnung
 - ▽▽▽ Deckengrenze
 - ▽▽▽ Inverse Deckengrenze
 - Störung, Scherzone (im Allgemeinen)
 - - - Störung, Scherzone (i.A., vermutet)



- Fluss
- Seen, Gewässer
- Landesgrenze

Fossile Floren der Stangnock-Formation in den Gurktaler Alpen (Turracher Höhe, Nesselbachgraben, Reißeck, Frauennock)

HERBERT KABON¹ & CHRISTOPH IGLSEDER²

¹ Treffner Straße 5, 9500 Villach. i.h.kabon@gmx.at

² Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien. christoph.iglseder@geologie.ac.at

Schlüsselwörter

Stangnock-Formation, Pflanzenfossilien, *Odontopteris cantabrica*-Zone, *Dicksonites pluckenettii*-Subzone, *Crenulopteris lamuriana*-Zone, *Alethopteris zeilleri*-Zone Moskovium, Kasimovium, Gurktaler Alpen, Turracher Höhe, Nesselbachgraben, Reißeck, Frauennock.

1. Zusammenfassung

Die Stangnock-Formation ist Teil des Oberostalpins am Nordwestrand der Gurktaler Alpen. Sie erstreckt sich vom Stangnock, Königstuhl und Saureggnock im Westen über das Reißeck und die Turracher Höhe bis zum Rapitzgraben, östlich der Flattnitz. Sie beinhaltet zum Teil schwach metamorphe Sedimentgesteine, die im Pennsylvanum von einem verzweigten bis mäandrierenden Flusssystem in ein Becken des einstigen variszischen Gebirges abgelagert wurden. Dieses Becken wurde von einer üppigen Paläoflora belebt, deren Spuren heute als gut erhaltene Pflanzenabdrücke in den Beckensedimenten in meist temporären Aufschlüssen geborgen werden konnten.

Aufgrund der häufig und gleichzeitig vorhandenen Leit- und Indexfossilien wie *Sphenophyllum oblongifolium*, *Odontopteris minor*, *Crenulopteris* (al. *Lobopteris*) *lamuriana* und *Macroneuropteris scheuchzeri* konnten die beprobten Sedimentgesteine der **Turracher Höhe** der biostratigrafischen *Odontopteris cantabrica*-Zone zugeordnet werden. Diese reicht vom obersten Moskovium bis in das tiefste Kasimovium (ca. 308–305 Ma) in der globalen Gliederung. Das entspricht der basalen Stufe des Stephaniums – dem Kantabrium – nach den Stufen der West- und Zentraleuropäischen Becken.

Die Paläoflora aus dem **Nesselbachgraben** südwestlich des Ortes Turrach ist älter als die Floren der Turracher Höhe. Das Vorkommen der Leitfossilien *Pecopteris polymorpha*, *Crenulopteris acadica* (al. *Lobopteris vestita*) und von *Sphenophyllum cuneifolium* spricht biostratigrafisch für die *Dicksonites pluckenettii*-Subzone, die erstmalig für die Stangnock-Formation dem oberen Westphalium D (Asturium) zugeordnet wird. Diese entspricht dem oberen Moskovium der globalen Gliederung (ca. 310–308 Ma).

Weiters konnten Pflanzenfossilien des **Reißecks** und des **Frauennocks** biostratigrafisch einer Megaflora zugeordnet werden. Es sind dies die *Crenulopteris lamuriana*-Zone für die Frauenscharte und die liegenden Teile am Reißeck und die *Alethopteris zeilleri*-Zone in den hangenden Bereichen am Reißeck und am Gipfel des Frauennocks. Sie können chronostratigrafisch dem Stephanium A (Barruelium) und B (Saberium) zugeordnet werden, was dem Kasimovium der globalen Gliederung (ca. 307–305 Ma) entspricht. Diese Megaflora ist jünger als die Paläoflora vom Nesselbachgraben und der Turracher Höhe.

Die wichtigsten gefundenen Pflanzenarten werden im Folgenden beschrieben und abgebildet, darunter Erstfunde für die Stangnock-Formation wie *Calamites* (*Calamitina*) *goepperti*, *Calamostachys germanica*, *Sphenophyllum cuneifolium*, *Sigillaria mammilaris*, *Pecopteris obliquenervis*, *Crenulopteris acadica* (al. *Lobopteris vestita*) und *Sphenopteris mathetii*.

2. Einleitung

Die Pflanzenfossilien der Stangnock-Formation (vgl. Anthrazitformation der Stangalpe, Oberkarbon der Stangalpe, Stangalm-Karbon, Königstuhl-Turrach-Karbon, Königstuhlkarbon, Turracher Karbon; KRAINER, 1989; SCHÖNLAUB, 2014a) sind seit langem Gegenstand von geologischen und paläontologischen Untersuchungen (SCHWINNER, 1931, 1932, 1938; JONGMANS, 1938a, b; LIEGLER, 1970; SCHÖNLAUB, 1979; TENCHOV, 1978a, b, 1980; FRITZ & BOERSMA, 1983, 1984; KRAINER, 1989, 1992; FRITZ et al., 1990, FRITZ, 1991; FRITZ & KRAINER,

1997, 2006; 2007) und zählen mit ihren nach neuesten Untersuchungen ca. 1.000 m mächtigen Ablagerungen (IGLSEDER et al., 2019) zu den bedeutendsten Vorkommen des Karbons in Österreich.

Die Stangnock-Formation baut den größten Anteil der Königstuhl-Decke (IGLSEDER et al., 2018) in den nordwestlichen Gurktaler Alpen auf und beinhaltet niedriggradig metamorphe siliziklastische Sedimentgesteine (Metakonglomerat, Metasandstein, Phyllit, Tonschiefer). Es handelt sich dabei um fluviatile Ablagerungen, welche in Becken des einstigen variszischen Gebirges abgelagert wurden. Das Vorkommen von Anthrazit wird auf kreidezeitliche, eoalpidische Metamorphoseprägungen und Metamorphosebedingungen zurückgeführt (RANTITSCH et al., in Vorb.).

In dieser Veröffentlichung sollen die im Laufe von 25 Jahren aus der Stangnock-Formation der Turracher Höhe, des Nesselbachgrabens, des Frauennocks und Reißecks geborgenen Paläofloren dokumentiert und einem Ablagerungsraum zugeordnet werden.

Die Stangnock-Formation wurde unter tropischen Bedingungen im distalen Bereich eines verzweigten Flusssystemes abgelagert, welches in ein mäandrierendes Flusssystem überging (KRAINER, 1989; FRITZ et al., 1990). Es entstanden dadurch unterschiedliche Lebensräume wie Uferdämme, Altarme, Überschwemmungsebenen und Senken in denen flache Seen, Sümpfe und Waldmoore vorherrschten.

Die an den unterschiedlichen Fundstellen erhaltenen Pflanzengemeinschaften unterscheiden sich in der Artenvielfalt und in der Dominanz einzelner Arten, was wahrscheinlich unterschiedliche Lebensräume anzeigt. Die Lebensraumrekonstruktion am Ende jeder Fundortbeschreibung wird aufgrund von Daten vorgenommen, die von BASHFORD et al. (2011) bzw. OPLUŠTIL et al. (2016) in intramontanen Becken von Zentral und Westböhmen (Tschechien) erarbeitet wurden. Die Sedimente dieses innerhalb des einstigen variszischen Gebirges gelegenen Beckens wurden durch ein verzweigtes Flusssystem vom Asturium bis in das Kantabrium abgelagert und lassen sich gut mit der Stangnock-Formation in den Gurktaler Alpen vergleichen.

3. Geologischer Überblick

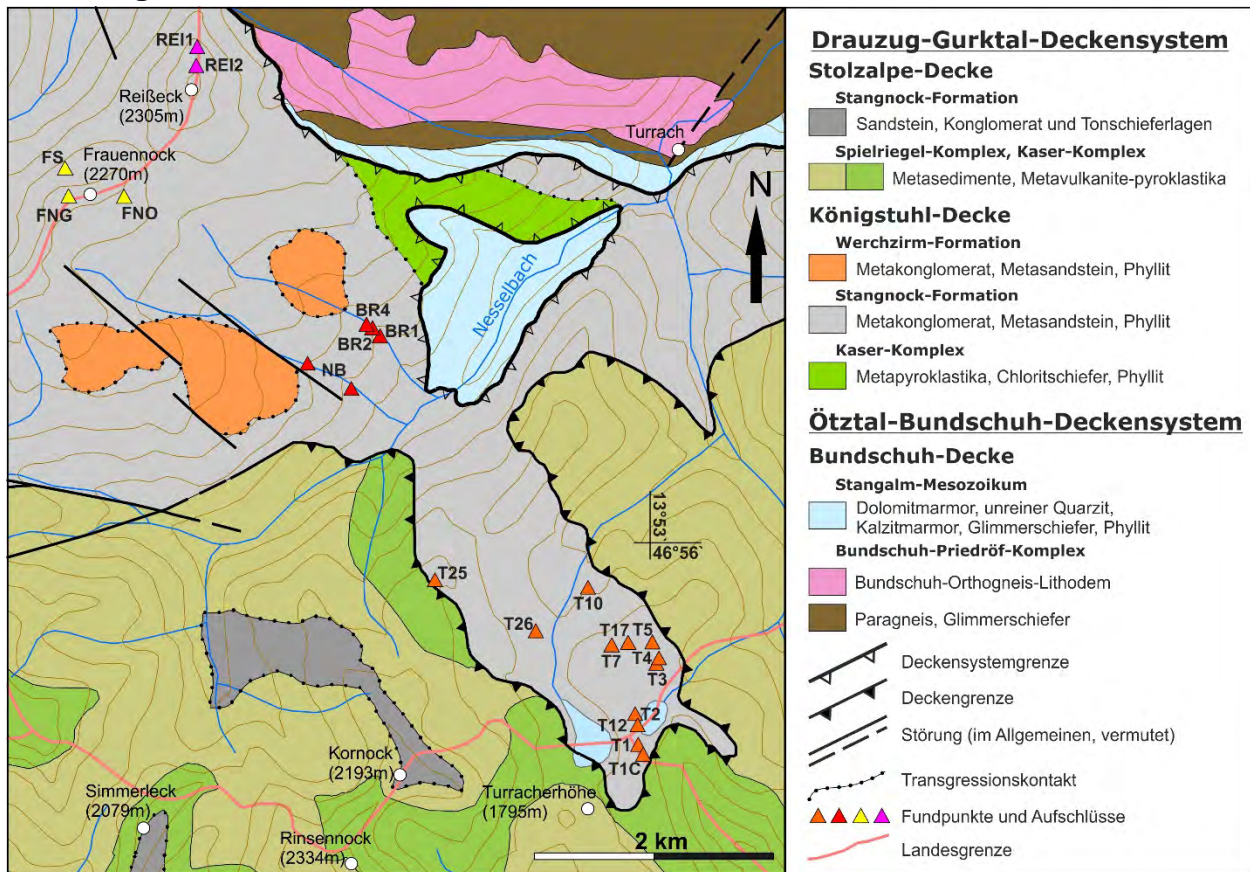


Abb. 1: Geologische Übersichtskarte des Arbeitsgebietes mit den untersuchten Pflanzenfossilpunkten.

Das Arbeitsgebiet (Abb. 1) befindet sich im Bereich des tektonisch hangendsten Oberostalpins und wird von Einheiten gebildet und aufgebaut, welche im Zuge des intrakontinentalen Eoalpidischen Kollisionereignisses in einen Orogenkeil eingebaut wurden (SCHMID et al., 2004).

3.1. Bundschuh-Decke (Ötztal-Bundschuh-Deckensystem)

Die tiefste tektonische Einheit bildet die Bundschuh-Decke (SCHUSTER, 2003), welche Teil des Ötztal-Bundschuh-Deckensystems (SCHMID et al., 2004; SCHUSTER et al., 2006) ist. Bezüglich ihres Gesteinsinventars und ihrer geologischen Entwicklungsgeschichte ist die Bundschuh-Decke sehr vielseitig. Sie gliedert sich in zwei stratigrafische Einheiten, den liegenden Bundschuh-Priedröf-Komplex (SCHUSTER et al., 2006) und die darüber liegende permo-mesozoische Bedeckung, das „Stangalm-Mesozoikum s.l.“. Der Bundschuh-Priedröf-Komplex umfasst Granatglimmerschiefer, Paragneis und Orthogneis, untergeordnet Amphibolit und selten Marmor. Diese Gesteine zeigen eine mehrphasige Entwicklungsgeschichte während der variszischen und alpidischen Gebirgsbildung (KOROKNAI et al., 1999; SCHUSTER & FRANK, 1999). Ordovizische Orthogneise mit granitischer Zusammensetzung werden dem Bundschuh-Orthogneis-Lithodem zugeordnet (IGLSEDER et al., 2019). Die permo-mesozoischen Metasedimente des „Stangalm-Mesozoikums“ (STOWASSER, 1956; TOLLMANN, 1977) werden von Dolomitmarmor, Phyllit, Glimmerschiefer, unreinem Quarzit und Kalzitmarmor aufgebaut.

Die Bundschuh-Decke wird tektonisch von Decken des Drauzug-Gurktal-Deckensystems (SCHMID et al., 2004) überlagert, welches sich im Arbeitsgebiet in die liegende Königstuhl-Decke und die hangende Stolzalpe-Decke untergliedert. Bezüglich ihres Gesteinsinventars und stratigrafischen Aufbaus sind diese ähnlich, wurden jedoch während der Eoalpidischen Gebirgsbildung unterschiedlich verformt und metamorph überprägt.

3.2. Königstuhl-Decke (Drauzug-Gurktal-Deckensystem)

Die liegende Königstuhl-Decke beinhaltet ein Basement von schwach metamorphen pyroklastischen Gesteinen, untergeordnet siliziklastischen Metasedimenten (Chloritschiefer, Phyllit) und Dolomitmarmor des **Kaser-Komplexes** (IGLSEDER, 2019). Überlagert wird der Kaser-Komplex von der Stangnock-Formation und der darüber liegenden Werchzirm-Formation (SCHÖNLAUB, 2014c und Referenzen darin), welche am Ende beziehungsweise nach der variszischen Gebirgsbildung abgelagert wurden.

Die **Stangnock-Formation** (SCHÖNLAUB, 2014a und Referenzen darin) baut den größten Anteil der Königstuhl-Decke (IGLSEDER et al., 2018) auf und ihr Vorkommen ist auf die Kartenblätter UTM 3106-Radenthein, sowie kleinere Vorkommen auf UTM 4112-Gurk; UTM 3230-Tamsweg und UTM 4225-Murau beschränkt. Namensgebend ist der Berg Stangnock. Vorkommen gibt es auch im Bereich der Brunnachhöhe (LIEGLER, 1970), des Paalbachgrabens und des Kreischberges (THURNER, 1958; NEUBAUER, 1978; FRIMMEL, 1987). Isolierte Vorkommen im Ostabschnitt der Gurktaler Alpen, das „Karbon“ vom Christophberg (TOLLMANN, 1977) und das „Oberkarbon von St. Paul“ (SCHÖNLAUB, 2014b) werden aufgrund ihrer kontinental-klastischen Entwicklung und dem Pflanzendetritus ebenfalls zur Stangnock-Formation gezählt, tektonisch werden sie jedoch der hangenden Stolzalpe-Decke zugeordnet. Das „Karbon von Oberhof“ (BECK-MANNAGETTA, 1959; HAIGES, 1984; VON GOSEN et al., 1985) wird nach neuesten Erkenntnissen (HOLLINETZ, 2018) zu einem hochgradig metamorphen Äquivalent der Stangnock-Formation in der Bundschuh-Decke, dem „Oberhof-Lithodem“, gezählt.

In den genannten Teilvorkommen gibt es Analogien bzw. Unterschiede bezüglich des Aufbaus, Führung von Metavulkanit-Metasediment-, respektive Gneis-Komponenten in den basalen Konglomeraten, der permischen Überlagerung, der Fossilführung und Alterseinstufung sowie der metamorphen Überprägung und Deformation. Ursprünglich wurden die Sedimentgesteine der Stangnock-Formation als post-variszische Bedeckung der Stolzalpe-Decke interpretiert (TOLLMANN, 1977; PISTOTNIK, 1996; RANTITSCH & RUSSEGGER, 2000), wobei der West-/Nordwest-Rand der Stolzalpe-Decke mit der auflagernden Stangnock-Formation im Zuge der Eoalpidischen Gebirgsbildung verfaltet wurde. Untersuchungen von LIEGLER (1970), der im „Karbon der Brunnachhöhe“ inverse Lagerungsverhältnisse beschrieb, wurden zur Unterstützung dieser Hypothese herangezogen. Neue Untersuchungen mit RAMAN-Mikrospektroskopie (RANTITSCH et al., in Vorb.) zeigen sowohl analoge Temperaturen, als auch signifikante Temperaturunterschiede zwischen den einzelnen Vorkommen der Stangnock-Formation in den

verschiedenen tektonischen Einheiten. Das Vorkommen auf der Brunnachhöhe wird wegen niedriger Metamorphosebedingungen während der Eoalpidischen Gebirgsbildung zur Pfannock-Decke (SCHUSTER, 2005; IGLSEDER & HUET, 2019), bzw. der „Pfannockscholle/-schuppe/-einheit“ nach TOLLMANN (1975, 1977), PISTOTNIK (1980), KRAINER (1984), VON GOSEN (1989) und RANTITSCH & RUSSEGGER (2000) gezählt. Die Vorkommen im Bereich des Paalbachgrabens und des Kreischberges werden aufgrund von Fossilarmut, jedoch gleichen Metamorphosebedingungen, mit der Königstuhl-Decke („Paaler Schuppe“ nach NEUBAUER, 1980) korreliert. Von besonderer Bedeutung sind Orthogneis-Komponenten führende Metakonglomerate, die meist an der Basis der Stangnock-Formation vorkommen (FRIMMEL, 1984, 1987, 1988; IGLSEDER et al., 2019). Anhand geochemischer Vergleiche (FRIMMEL, 1988; IGLSEDER et al., 2018) und Zirkon-Altersdatierungen (IGLSEDER et al., 2018) könnten die Komponenten dem Bundschuh-Orthogneis-Lithodem zugeordnet werden.

Die **Werchzirm-Formation** (Christophberg-Schichten, Freudenberg-Schichten, Postvariszische Transgressionsserie, Kontinentalklastisches Perm nach SCHÖNLAUB, 2014c und Referenzen darin) wird von rot gefärbten niedriggradig metamorphen siliziklastischen Sedimentgesteinen (Metasandstein, Metasiltstein, Tonschiefer mit zwischengeschalteten polymikten Metakonglomeraten und -brekzien) aufgebaut. Diese werden als Ablagerungen in Muren oder fluviatile Ablagerungen in Rinnen und Schuttfächern interpretiert (KRAINER, 1987 und Referenzen darin). Obwohl für die Werchzirm-Formation im Bearbeitungsgebiet nur spärlicher Pflanzenfossilinhalt beschrieben ist, wird aufgrund von ähnlichen Ablagerungen im Bereich Krappfeld, Ulrichsberg, Christophberg und Griffener-St. Pauler Berge (Stolzalpe-Decke im Ostabschnitt der Gurktaler Alpen) ein analoges Sedimentationsalter des Cisuraliums (unteres Perm; ca. 298–272 Ma) angenommen (KRAINER, 1987 und Referenzen darin). Als signifikanter Unterschied zu den siliziklastischen Sedimentgesteinen der Stangnock-Formation findet man in den Konglomeraten der Werchzirm-Formation überwiegend, meist aufgearbeitete Karbonat-Komponenten, in denen anhand von Conodonten obersilurische bis unterdevonische Fossilalter nachgewiesen werden konnten (KRAINER, 1987 und Referenzen darin). Die Vorkommen am Kreischberg (NEUBAUER, 1978; FRIMMEL, 1987) werden dieser Einheit zugeordnet.

3.3. Stolzalpe-Decke (Drauzug-Gurktal-Deckensystem)

Die hangendste tektonische Einheit des Arbeitsgebietes bildet die Stolzalpe-Decke (Stolzalpen-Decke, Stolzalpen-Teildecke) (TOLLMANN, 1959, 1975, 1977; PISTOTNIK, 1980; VON GOSEN et al., 1985; IGLSEDER & SCHUSTER, 2013) mit einem prä-variszischen Basement (Spielriegel- und Kaser-Komplex) sowie einer post-variszischen transgressiven Bedeckung (Stangnock-Formation) (IGLSEDER et al., 2018). Der **Spielriegel-Komplex** (IGLSEDER & HUET, 2015; HUET, 2015) wird von schwach metamorphen siliziklastischen Sedimentgesteinen (Metasandstein, Metasiltstein, Quarzphyllit), aufgebaut. Oft sind in den hangenden Bereichen vulkanische und pyroklastische Gesteine sowie Eisen führende Dolomitmarmore eingelagert, welche südwestlich des Arbeitsgebietes Fossilalter des Oberordoviziums (NEUBAUER & PISTOTNIK, 1984) zeigen. Eine Besonderheit stellt (etwas südlich des Kartenausschnittes) das Vorkommen eines Metaignimbrites dar, an dem Zirkon-Bildungsalter ca. 470 Ma (IGLSEDER et al., 2018; IGLSEDER, in Vorb.) ergaben. Der Spielriegel-Komplex wird von Gesteinen des **Kaser-Komplexes** überlagert (IGLSEDER & HUET, 2015; HUET, 2015). Dieser baut sich aus schwach metamorphen pyroklastischen und vulkanischen Gesteinen (Metapyroklastika, Metatuffit, Chloritphyllit, Metabasalt) auf, anhand derer durch Untersuchungen an Zirkonen ein Bildungsalter der pyroklastischen Gesteine um ca. 450 Ma (IGLSEDER et al., 2018; IGLSEDER, in Vorb.) bestimmt werden konnte. Vergleichbar mit dem Spielriegel-Komplex sind auch dem Kaser-Komplex Eisen führende Dolomitmarmore eingelagert, welche Fossilalter von ca. 430 bis 390 Ma (oberes Silurium bis unteres Devonium; HÖLL, 1970) zeigen. Die transgressive Bedeckung mit Metasedimenten der Stangnock-Formation am Simmerleck, Kornock und der Turracher Alpe weist – im Gegensatz zu den mächtigen sedimentären Abfolgen im Bereich der Königstuhl-Decke – eine etwas andere Zusammensetzung der Sedimentgesteine (weniger Konglomerate und Tonschiefer) mit geringeren Mächtigkeiten, teilweise feineren Korngrößen und nur spärlichen Hinweisen auf Pflanzenfossilien auf. Auch konnten im Arbeitsgebiet keine jüngeren Ablagerungen (z.B. Werchzirm-Formation) beobachtet werden (IGLSEDER et al., 2019). Neue Untersuchungen mit RAMAN-Mikrospektroskopie (RANTITSCH et al., in Vorbereitung) zeigen im Vergleich zur

Königstuhl-Decke niedrigere Maximaltemperaturen.

Ihre tektonische und metamorphe Hauptprägung erfuhren die Einheiten während der kreidezeitlichen, eoalpidischen Gebirgsbildung. So ist vor allem in den tieferen Decken eine intensive Deformation mit zum Teil penetrativer isoklinaler Verfaltung vorherrschend. Die tektonischen Grenzen zeigen sich vor allem durch signifikante Metamorphosesprünge zwischen Bundschuh- und Königstuhl-Decke von amphibolitfaziellen zu grünschieferfaziellen Bedingungen und zwischen Königstuhl- und Stolzalpe-Decke von grünschieferfaziellen zu unteren grünschieferfaziellen Bedingungen.

4. Dokumentation neu beschriebener Fundstellen der Stangnock-Formation

Im Laufe der letzten 25 Jahren wurden vier neue Fundgebiete (Tab. 1) auf der Turracher Höhe (T), beim Bergbau Brandl (BR) im Nesselbachgraben (NB), am Reißeck (REI) und Frauennock (FR, FNG, FNO) neu untersucht und bio- und chronostratigrafisch eingestuft. An 24 Fundorten wurden über 900 bestimmbare Fossilien gefunden und beschrieben. Dabei wurden im Bereich der Turracher Höhe (Tab. 2; 13 Fundorte) 51 Taxa, beim alten Anthrazitbergbau Brandl und im Nesselbachgraben (Tab. 3; fünf Fundorte) 18 Taxa sowie am Reißeck (vier Fundorte) und am Frauennock (Tab. 4; drei Fundorte) 47 Taxa dokumentiert und bestimmt. Erstfunde (EF), Leitfossilien (LF) und Indexfossilien (IF) werden dabei extra ausgeschieden. Die Zuordnung der einzelnen Pflanzenarten, als auch deren Reichweite basiert auf WAGNER (1984), BOERSMA & BROEKMEYER (1989), FRITZ et al. (1990), CLEAL et al. (2003, 2009), WAGNER & ÁLVAREZ-VASQUEZ (2010) und OPLUSTIL et al. (2016). Zur stratigrafischen Einstufung wurden die Stufen der West- und Zentraleuropäischen Becken herangezogen und in die international gültige Nomenklatur übersetzt (DAVYDOV et al., 2012; COHEN et al., 2013; aktualisiert).

Nr	Fundpunkt	Lokalität	UTM_N	UTM_E	Kapitel
01	T-1A/T-1	Turracher Höhe	5196694	414868	4.1.1./4.1.2.
02	T-1C	Turracher Höhe	5196615	414910	4.1.13.
03	T-2	Turracher Höhe	5196952	414841	4.1.4.
04	T-3	Turracher Höhe	5197372	415021	4.1.5.
05	T-4	Turracher Höhe	5197419	415040	4.1.6.
06	T-5	Turracher Höhe	5197550	414986	4.1.7.
07	T-7	Turracher Höhe	5197523	414645	4.1.12.
08	T-10	Turracher Höhe	5198008	414446	4.1.9.
09	T-12	Turracher Höhe	5196859	414863	4.1.3.
10	T-17	Turracher Höhe	5197545	414780	4.1.8.
11	T-25	Turracher Höhe	5198069	413168	4.1.11.
12	T-26	Turracher Höhe	5197645	414010	4.1.10.
13	BR-1	Brandl-Nesselbachgraben	5200100	412714	4.2.1.
14	BR-2	Brandl-Nesselbachgraben	5200169	412649	4.2.2.
15	BR-4	Brandl-Nesselbachgraben	5200200	412599	4.2.3.
16	NB-A	Nesselbachgraben	5199874	412109	4.2.4.
17	NB-B	Nesselbachgraben	5199665	412472	4.2.4.
18	REI-1A	Reißeck Nordgrat unten	5202527	411184	4.3.1.
19	REI-1B	Reißeck Nordgrat oben	5202514	411185	4.3.1.
20	REI-1C	Reißeck Nordwesthang	5202520	411167	4.3.1.
21	REI-2	Reißeck Gipfel	5202359	411174	4.3.2.
22	FS	Frauenscharte	5201503	410078	4.3.3.
23	FNG	Frauennock Gipfel	5201269	410111	4.3.4.
24	FNO	Frauennock Ost	5201265	410577	4.3.5.

Tab. 1: Fundpunkte an vier neu untersuchten Lokalitäten in der Stangnock-Formation (Koordinaten in WGS84-UTM33N): Turracher Höhe (T), Bergbau Brandl (BR), im Nesselbachgraben (NB), Reißeck (REI), Frauennock (FR, FNG, FNO).

ART/GATTUNG	KLASSE/ ORDNUNG	ERSTFUND	LEITFOSSIL	T-1A	T-1	T-12	T-2	T-3	T-4	T-5	T-17	T-10	T-26	T-25	T-7	T-1C	ABBILD.
<i>Alethopteris lesquereuxi</i> WAGNER	Pteridospermae				x			x									Abb. 4d
<i>Alethopteris</i> sp.	Pteridospermae				x						x						
<i>Annularia radiata</i> BRONGNIART	Equisetophyta						x										
<i>Annularia sphenophylloides</i> (ZENKER) GUTBIER	Equisetophyta			x													
<i>Annularia stellata</i> (STERNBERG) WOOD	Equisetophyta				x												
<i>Aphlebia</i> sp.	Filicophyta						x										
<i>Artisia</i> sp.	Cordatospermae						x				x						
<i>Asterophyllites equisetiformis</i> (STERNBERG) BRONGNIART	Equisetophyta				x		x		x		x	x					
<i>Bothrodendron</i> LINDLEY & HUTTON in Knorria- Erhaltung	Lepidophyta						x										Abb. 4c
<i>Calamites (Calamitina)</i> sp. WEISS	Equisetophyta					x	x		x			x		x			Abb. 4a, 5d
<i>Calamites (Stylocalamites) cisti</i> BRONGNIART	Equisetophyta						x		x			x					Abb. 4a
<i>Calamites (Stylocalmites) suckowi</i> BRONGNIART	Equisetophyta					x	x		x			x					Abb. 4e
<i>Calamites (Stylocalmites) undulatus</i> STERNBERG	Equisetophyta								x								Abb. 4f
<i>Calamostachys germanica</i> WEISS	Equisetophyta	EF							x								Abb. 5d
<i>Calamostachys</i> sp.	Equisetophyta						x										
<i>Callipteridium (Praecallipteridium) costei</i> (ZEILLER) WAGNER	Pteridospermae				x												Abb. 3b
<i>Callipteridium (Praecallipteridium) jongmansii</i> BERTRAND	Pteridospermae				x												Abb. 2e, 3a
<i>Cordaites</i> sp.	Cordatospermae				x		x				x	x					
<i>Crenulopteris lamuriana</i> (HEER) WITTRY	Filicophyta		LF				x		x	x	x	x					Abb. 5a-c
<i>Cyclopteris fimbriata</i> LESQUEREUX	Pteridospermae						x						x				
<i>Cyperites bicarinatus</i> LINDLEY & HUTTON	Lepidophyta				x				x		x	x					Abb. 2f
<i>Dicksonites pluckenetii</i> (STERNBERG) STERZEL	Pteridospermae			x													
<i>Lepidodendron aculeatum</i> STERNBERG	Lepidophyta					x											Abb. 3d
<i>Lepidodendron obovatum</i> STERNBERG	Lepidophyta						x										Abb. 4b
<i>Lepidodendron</i> sp. (beblätterte Zweige)	Lepidophyta										x						
<i>Lepidostrobophyllum hastatum</i> (LESQUEREUX) CHALONER	Lepidophyta																

ART/GATTUNG	KLASSE/ ORDNUNG	ERSTFUND	LEITFOSSIL	T-1A	T-1	T-12	T-2	T-3	T-4	T-5	T-17	T-10	T-26	T-25	T-7	T-1C	ABBILD.
<i>Lepidostrobyllum lanceolatum</i> (LINDLEY & HUTTON) BELL	Lepidophyta				x				x		x						Abb. 5d
<i>Lepidostrobyllum</i> sp.	Lepidophyta					x											
<i>Lepidostrobus</i> sp.	Lepidophyta												x				
<i>Linopteris neuropteroides fa.minor</i> (GUTBIER) POTONIE	Pteridospermae			x	x						x	x					Abb. 2a, 2e
<i>Macroneuropteris scheuchzeri</i> (HOFFMANN) CLEAL, SHUTE & ZODROW	Pteridospermae		LF		x	x	x			x			x			x	Abb. 2d, 2f, 4a, 6b, 6c
<i>Macrostachya</i> sp.	Equisetophyta				x												
<i>Neuropteris ovata</i> HOFFMANN	Pteridospermae						x					x	x		x		Abb. 6a
<i>Odontopteris minor</i> BRONGNIART	Pteridospermae		LF	x													Abb. 2b
<i>Pachytesta</i> sp. BRONGNIART	Pteridospermae				x						x						Abb. 2c
<i>Pecopteris arborescens</i> STERNBERG	Filicophyta										x						
<i>Pecopteris hemiteiloidea</i> BRONGNIART	Filicophyta										x						
<i>Pecopteris obliquenervis</i> CORSIN	Filicophyta	EF										x					Abb. 3f
<i>Pecopteris polymorpha</i> BRONGNIART	Filicophyta		LF						x	x	x	x					
<i>Pecopteris</i> sp.	Filicophyta			x		x						x					
<i>Pecopteris unita</i> BRONGNIART	Filicophyta						x										
<i>Pinnularia</i> sp. = <i>Radicitis</i>	Wurzlogane				x					x			x				
<i>Sigillaria brardii</i> BRONGNIART	Lepidophyta												x				
<i>Sigillaria mammillaris</i> BRONGNIART	Lepidophyta	EF							x								Abb. 5e
<i>Sigillariostrobus</i> sp.	Lepidophyta										x						
<i>Sphenophyllum emarginatum</i> (BRONGNIART) KOENIG	Equisetophyta					x	x	x	x	x	x						Abb. 3e, 5f
<i>Sphenophyllum oblongifolium</i> (GERMAR & KAULFUSS) UNGER	Equisetophyta	IF			x	x	x	x		x	x	x	x				Abb. 3c
<i>Sphenophyllum</i> sp.	Equisetophyta			x													Abb. 3f
<i>Sphenopteris</i> sp.	Pteridospermae						x										
<i>Spiropteris</i> sp.	Filicophyta								x								
<i>Stigmaria</i> sp. mit Appendices	Lepidophyta							x									

Tab. 2: Florenliste dieser Bearbeitung im Bereich der Turracher Höhe.

4.1. Beschreibung der Fundstellen der Turracher Höhe

4.1.1. Fundpunkt T-1A

Dieser Punkt befindet sich südwestlich des Schwarzsees im Liegenden einer 5 m mächtigen Konglomerat-Sandsteinlage am Rande der Skitrasse.

Sediment: Schwach metamorpher glimmerreicher grauer Feinsandstein.

Flora: Dominanz der Farnsamer (Pteridospermae) *Linopteris neuropteroides* fa. *minor* (Abb. 2a), *Odontopteris minor* (Abb. 2b) und als selteneres Element *Dicksonites pluckenetii*.

Paläobotanische Bemerkungen: Vorwiegend treten farnlaubige Samenpflanzen auf. Diese vereinigen Merkmale der Farn- und Samenpflanzen. Die meisten Farnsamer waren kleine bis mittelgroße Bäume (5–10 m) mit einem unverzweigten Stamm, der eine Krone aus meterlangen Wedeln trug, an denen aber keine Sporangien saßen, sondern große Samen der Gattung *Pachytosta* sp. (Abb. 2c). Eine Ausnahme waren *Odontopteris minor* sowie *Dicksonites pluckenetii*, die eine kletternde Wuchsform hatten und an diesem Fundpunkt mit *Linopteris neuropteroides* fa. *minor* eine Gemeinschaft bildeten. *Odontopteris minor* hatte ihr Erstauftreten im Kantabrium. *Linopteris neuropteroides* hat Blättchen mit einer charakteristischen Netzaderung. Die Blättchen werden meist einzeln gefunden, oft sind ganze Schichtflächen damit gepflastert. Periodischer Laubabwurf aufgrund von ökologischem Stress (Trockenheit, Fruktifikation) wird diskutiert (ZODROW et al., 2007). Massenvorkommen von *Linopteris*-Blättchen sind in der Stangnock-Formation auf die basalen Schichten beschränkt und sprechen biostratigrafisch für das untere Stephanium (= Kantabrium und Barruelium). In höheren Schichten werden *Linopteris*-Blättchen nur mehr vereinzelt gefunden (FRITZ & KRÄINER, 2007).

Lebensraum: Die Farnsamer bevorzugten ungestörte Lebensräume, wie stabile Uferdämme oder höhere Bereiche von Überflutungsebenen und bildeten oft über längere Zeit stabile Gemeinschaften geringer Diversität bis monotypische Bestände.

4.1.2. Fundpunkt T-1

Dieser Punkt befindet sich im Hangenden der Konglomerat-Sandsteinlage bei Fundpunkt T-1A. Diese Schicht wurde beim Pistenbau im Jahr 1994 teilweise abgetragen und am Abhang abgelagert. Das Abtragungsmaterial wurde entsprechend Tonschiefer oder Feinsandstein getrennt, um zu untersuchen, ob ein Unterschied in der Florenzusammensetzung zu erkennen ist, was sich auch bestätigte. Die Fundstelle T-1 zeigt zwei unterschiedliche von Farnsamern dominierte Pflanzengesellschaften.

Tonschieferlagen:

Sediment: Schwach metamorpher Tonschiefer.

Flora: Dominanz von *Macroneuropteris scheuchzeri* (Abb. 2d + 2f) und *Cyperites bicarinatus* (schmal-bandförmige Blattorgane der Lepidophyten) (Abb. 2f).

Paläobotanische Bemerkungen: *Macroneuropteris scheuchzeri* war ein trockenheitsempfindlicher Farnsamer, der die nassen Stellen von mineralischen Böden bevorzugte und bis in die Moore vordrang. Da *M. scheuchzeri* mit Ende des Kantabriums (unteres Stephanium) in Europa ausstarb, ist diese Art ein wichtiges Indexfossil für die Altersdatierung der Turracher Stangnock-Formation.

Lebensraum: Aufgrund des Vorkommens von Wurzeln der Gattung *Pinnularia* sp. mit erhaltenen feinsten Verzweigungen ist für den Tonschieferhorizont eine autochthone Flora anzunehmen. Das gemeinsame Vorkommen von *M. scheuchzeri* Blättchen mit *Cyperites bicarinatus* spricht für einen moornahen Standort.

Sandsteinlagen:

Sediment: Schwach metamorpher glimmerreicher Feinsandstein.

Flora: Der Feinsandstein von T-1 enthielt keine *M. scheuchzeri* Abdrücke, sondern als dominierende Farnsamer *Linopteris neuropteroides*, *Callipteridium* (*Praecallipteridium*) *jongmansii* (Abb. 2e, Abb. 3a) und etwas seltener *Callipteridium* (*Praecallipteridium*) *costei* (Abb. 3b). Auffällig ist die völlige Abwesenheit von Farnen am Fundpunkt T-1.

Paläobotanische Bemerkungen: Die Formgattung *Callipteridium* hat WAGNER (1965) in zwei Untergattungen (*Praecallipteridium* und *Eucallipteridium*) aufgeteilt, wobei die unterschiedliche Lage der Zwischenfiedern das Unterscheidungsmerkmal ist. Abbildung 2e zeigt die Zwischenfiedern am katadromen Ende der Fiedern letzter Ordnung in axillärer Position, typisch

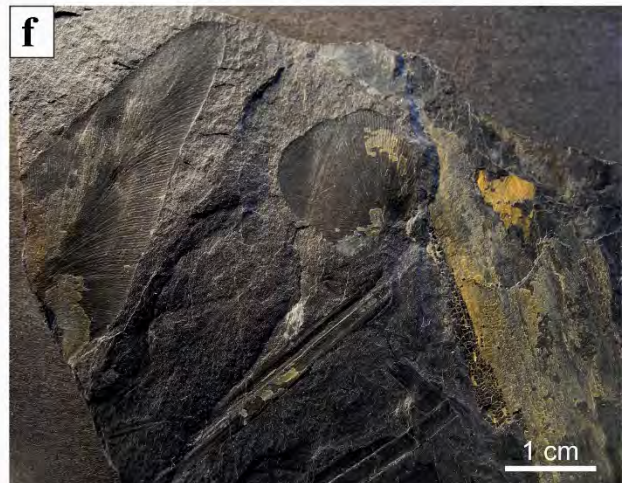
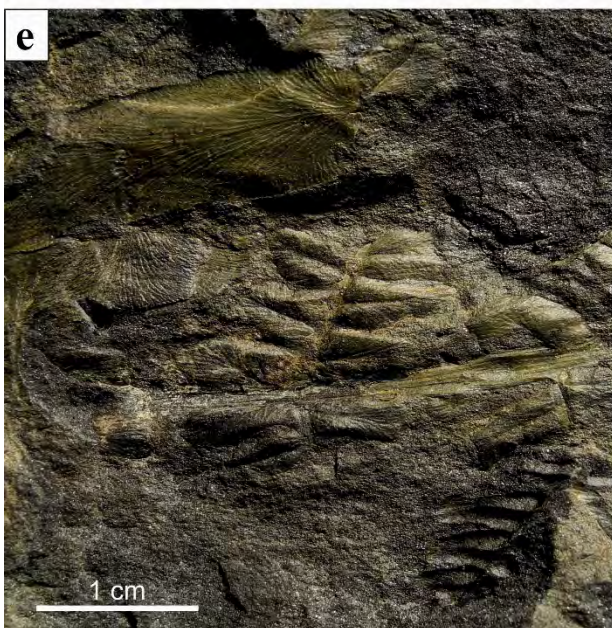
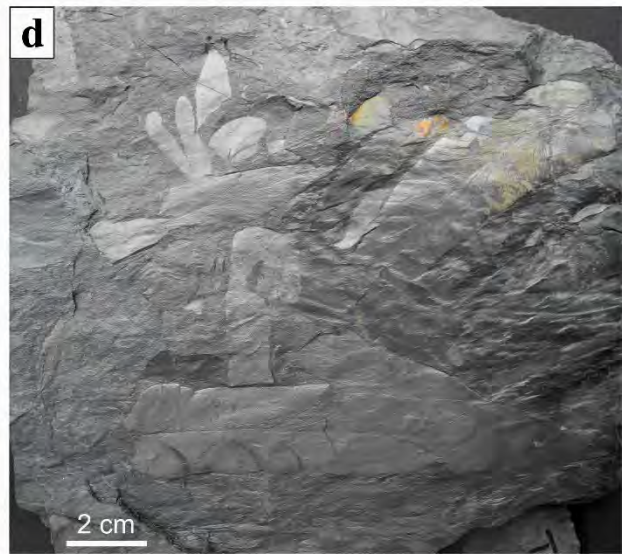
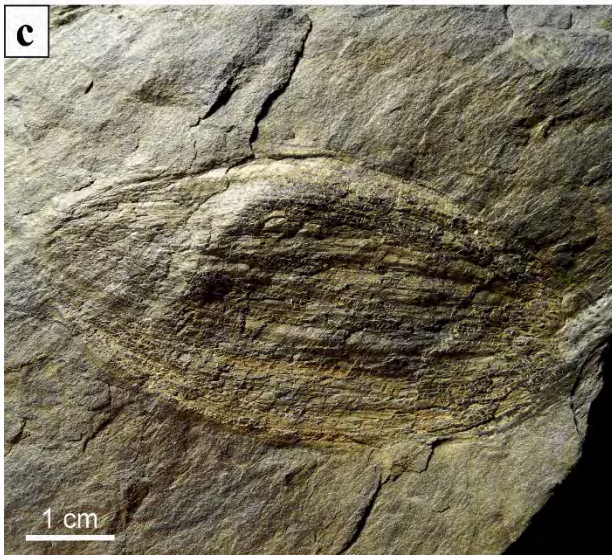
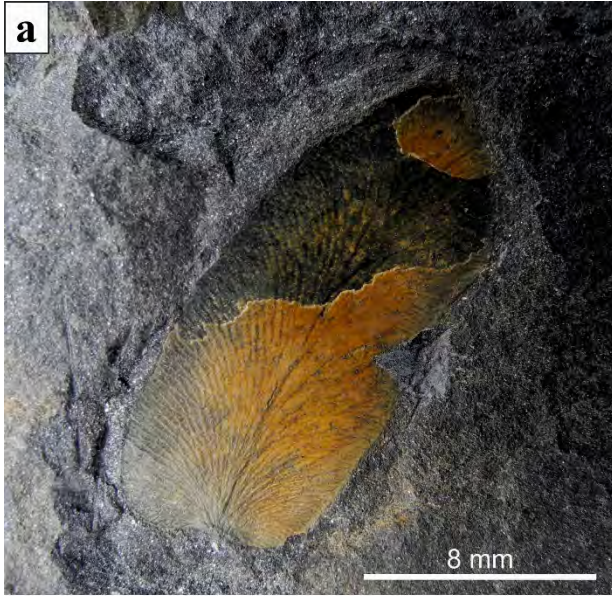


Abb. 2: a) *Linopteris neuropteroides* fa. *minor* (GUTBIER) POTONIE. Blättchen mit typischer Maschenaderung. Fundort: T-1; b) Fiedern letzter Ordnung des Farnsamers *Odontopteris minor* BRONGNIART. Fundort: T-1A; c) Samen des Farnsamers *Pachytesta* sp. BRONGNIART. Fundort: T-17; d) Eine Schichtfläche mit Blättchen des Farnsamers *Macroneuropteris scheuchzeri* (HOFFMANN) CLEAL, SHUTE & ZODROW. Fundort: T-1; e) Wedelfragment des Farnsamers *Callipteridium (Praecallipteridium) jongmansii* BERTRAND. Die basalen katadromen Fiederchen sind in axillärer Position zwischen der Achse letzter und vorletzter Ordnung. Links oben ein *Linopteris neuropteroides* fa. *minor* Blättchen. Fundort: T-1; f) Isoliertes rundliches basales Blättchen von *Macroneuropteris scheuchzeri* neben der Blattspitze der gleichen Art. Die länglichen Strukturen mit Mittelrippe sind *Cyperites bicarinatus* LINDLEY & HUTTON. Fundort: T-1.

für die Untergattung *Praecallipteridium*. Im obersten Asturium und Kantabrium (oberes Moskovium) vollzieht sich die Entwicklung zu den Eucallipteriden, bei denen die Zwischenfiedern auf der gesamten Rachis vorletzter Ordnung sitzen.

Lebensraum: Es handelt sich um eine von den Farnsamern *Linopteris neuropteroides* und *Callipteridium (Praecallipteridium) jongmansii* dominierte moorferne Pflanzengesellschaft.

Bio- und chronostratigrafische Einstufung für T-1A und T-1: Aufgrund des Vorkommens von *Macroneuropteris scheuchzeri*, die gegen Ende der *O. cantabrica*-Zone ausstirbt und *Sphenophyllum oblongifolium* und *Odontopteris minor*, die ihr Erstauftreten in der *O. cantabrica*-Zone haben, wird diese Flora der ***Odontopteris cantabrica*-Zone** zugeordnet (Kantabrium, oberes Moskovium).

4.1.3. Fundpunkt T-12

Dieser Punkt befindet sich am Weg vom Fundpunkt T-1 zum ehemaligen Gasthaus am Schwarzsee.

Sediment: Schwach metamorpher glimmerreicher grauer Tonschiefer und Siltstein.

Flora und Lebensraum: Wir sehen an diesem Fundpunkt ein noch von baumförmigen Bärlappgewächsen (*Lepidodendron aculeatum*; Abb. 3d) dominiertes Waldmoor mit geringem Farnanteil und Keilblattpflanzen (Sphenophyllaceae).

Paläobotanische Bemerkungen: Die baumförmigen Riesenbärlappgewächse (Lepidophyten) sind in den Sedimenten der Turracher Höhe mit den Gattungen *Sigillaria*, *Lepidodendron* und *Bothrodendron* vertreten. Die Lepidophyten bildeten vom Namurium bis Asturium (Serpukhovium bis Moskovium) die Hauptvegetation der Moore. Ab dem oberen Asturium (oberes Moskovium) treten die baumförmigen Bärlappgewächse durch die zunehmende Trockenheit immer mehr zurück und werden durch die Baumfarne ersetzt. Auf der Turracher Höhe finden wir jedoch noch von Lepidophyten dominierte Waldmoorgesellschaften. Möglicherweise spielten besondere Umweltbedingungen in einem intramontanen Becken eine Rolle. Die Keilblattpflanzen (*Sphenophyllum oblongifolium*, Abb. 3c und *Sphenophyllum emarginatum*, Abb. 3e) hatten bis meterlange unregelmäßig verzweigte dünne Sprossen, die nach Art der Schachtelhalme in Internodien und Nodien, an denen die Blattwirtel standen, geteilt waren. Die Wuchsform der Keilblattgewächse war die von „Spreizklimmern“. Sie bildeten den Unterwuchs sowohl auf moorigen Standorten, als auch auf trockeneren mineralischen Böden.

Erstfund für die Stangnock-Formation: *Pecopteris obliquenervis* (Abb. 3f); dieses Fiederfragment eines Farns hat stark miteinander verwachsene Blättchen, die einen halbkreisförmigen Gipfel bilden. Der Habitus der Fieder entspricht der Art *Pecopteris unita*.

Die entscheidende Differenzierung ist im Gegensatz zur *P. unita* die Gabelung der Seitenadern bei *P. obliquenervis*.

Bio- und chronostratigrafische Einstufung für T-12: Aufgrund des Vorkommens von *M. scheuchzeri* und *Sphenophyllum oblongifolium* wird diese Flora der ***Odontopteris cantabrica*-Zone** zugeordnet (Kantabrium, oberes Moskovium).

4.1.4. Fundpunkt T-2

Dieser Punkt befindet sich beim derzeit lehrstehenden Gasthaus am Schwarzsee und war bei Kanalbauarbeiten 1994 ein temporärer Fundpunkt.

Sediment: Schwach metamorpher graugrüner, teilweise rostbrauner glimmerreicher Feinsandstein mit Tonschieferlagen.

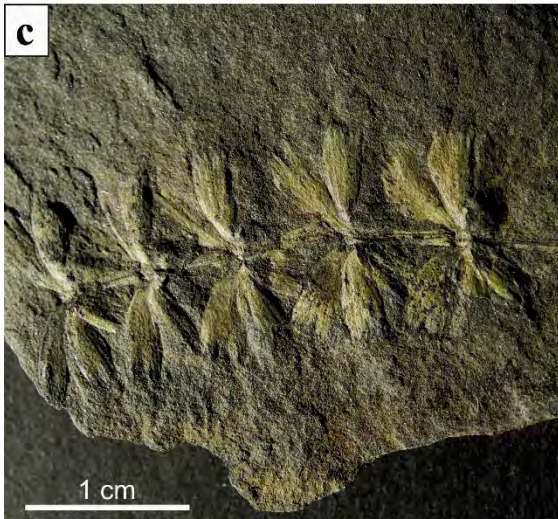


Abb. 3: a) Fieder des Farnsamers *Callipteridium* (*Praecallipteridium*) *jongmansii* BERTRAND mit basal verwachsenen sichelförmigen Blättchen. Fundort: T-1. b) *Callipteridium* (*Praecallipteridium*) *costei* (ZEILLER) WAGNER. Fundort: T-1. c) Spross mit fünf Blattwirteln von *Sphenophyllum oblongifolium* (GERMAR & KAULFUSS) UNGER. Fundort: T-12. d) Stammabdruck des Schuppenbaumes *Lepidodendron aculeatum* STERNBERG. Die Blattpolster sind nach oben bzw. unten lang ausgezogen und verbinden sich zu Polsterreihen. Fundort: T-12. e) Einzelner Blattwirtel mit sechs keilförmigen Blättchen von *Sphenophyllum emarginatum* (BRONGNIART) KOENIG. Die halbkreisförmigen Zähne des Blattvorderrandes sind am oberen Blättchen gut zu sehen. Fundort: T-12. f) Fieder mit verwachsenen Fiederchen und teilweise gegabelten Seitenadern von *Pecopteris obliquenervis* CORSIN. Die Fieder wird von einer *Sphenophyllum* Achse überlagert. Fundort: T-12.

Flora: Eine von Equisetophyta (Calamiten; *Calamites cistii*, *Calamitina* sp.; Abb. 4a, *Sphenophyllum oblongifolium*), den Farnsamern *Neuropteris ovata* und *Macroneuropteris scheuchzeri* sowie dem Farn *Crenulopteris lamuriana* dominierte Flora. Einzelfunde waren der Rindenabdruck des Schuppenbaumes *Lepidodendron obovatum* (Abb. 4b) und der Abdruck eines teilweise entrindeten Stammes eines Grubenbaumes *Bothrodendron* (Abb. 4c) in *Knorria*-Erhaltung.

Lebensraum: Der Fundpunkt zeigt eine allochthone Flora mit Elementen einer Waldmoorgesellschaft und einer moorfernen Farnsamergesellschaft.

Bio- und chronostratigrafische Einstufung für T-2: Aufgrund des Vorkommens von *M. scheuchzeri*, *Sphenophyllum oblongifolium* und *Crenulopteris lamuriana* wird diese Flora der ***Odontopteris cantrabrica*-Zone** zugeordnet (Kantabrium, oberes Moskovium).

4.1.5. Fundpunkt T-3

Dieser Punkt befindet sich bei der Halde des Grubenbereiches Sölleneck (oberster Irene-Stollen) und beinhaltet drei interessante Einzelfunde.

Sediment: schwach metamorpher grauschwarzer glimmerhaltiger Tonschiefer und Siltstein.

Paläobotanische Bemerkungen: Die Pteridospermen-Gattung *Alethopteris* ist in den Sedimentgesteinen der Turracher Höhe selten und meist nur mit kleinsten Fragmenten vertreten. Eine Ausnahme ist die Fieder des Farnsamers *Alethopteris lesquereuxi* (Abb. 4d) mit einer Verbreitung vom mittleren Asturium bis Kantabrium (oberes Moskovium). Das Innere der Calamitenstämme wurde von einem zentralen Markhohlraum gebildet, der von ringförmig angeordneten Leitbündeln umgeben war und der nach dem Absterben oft mit Sediment gefüllt wurde. Dieses bildet den häufigsten Erhaltungszustand der Calamitenstämme, die Marksteinkerne. Der meist aus Sandstein aufgebaute Marksteinkern der Calamitenstämme besteht, als Besonderheit bei *Calamites suckowii* (Abb. 4e), aus Quarz und feinkristallinem Eisenspat. Als Stigmarien (*Stigmaria* sp.) werden die Wurzelorgane der Lepidophyten bezeichnet. Sie tragen rundum schlauchförmige Wurzeln (Appendices). Die in der Halde gefundenen Stigmarien mit Appendices sprechen für ein autochthones Vorkommen und stammen vermutlich aus dem Wurzelboden des Flözes.

4.1.6. Fundpunkt T-4

Dieser Punkt liegt im Hangenden des obersten Irene-Stollens und steht an der hangseitigen Böschung des Fahrweges an.

Sediment: schwach metamorpher hellgrauer bis bräunlicher Sandstein mit Tonschiefer.

Flora: Es dominieren Calamiten (*Calamites undulatus* – Abb. 4f), Sphenophyllaceen sowie Farne. Nur wenige der Proben enthalten Reste von Lepidophyta, wie ein isoliertes Sporophyll eines *Lepidodendron* Sporenzapfens (*Lepidostrobophyllum lanceolatum*, Abb. 5d).

Paläobotanische Bemerkungen: Der dominierende Farn dieses Fundpunktes ist *Crenulopteris lamuriana* (Abb. 5a–c) mit den Synonymen *Lobopteris lamuriana*, *Pecopteris lamurensis*. *Lobopteris lamuriana* wurde durch WITTRY et al. (2015) wegen nomenklatorischer Unklarheiten und neuen Erkenntnissen bezüglich der Sporen der Gattung *Crenulopteris* zugeordnet und mit einer exakten Diagnose versehen. *Crenulopteris lamuriana* ist der häufigste Farn in den Sedimentgesteinen der Turracher Höhe mit dem Erstauftreten im Kantabrium und häufigerem Vorkommen ab dem Stephanium A (Barruelium).

Erstfunde für die Stangnock-Formation: Eine vollständige Ähre von *Calamostachys germanica* (Abb. 5d) und der Rindenabdruck des Siegelbaumes *Sigillaria mammilaris* (Abb. 5e).

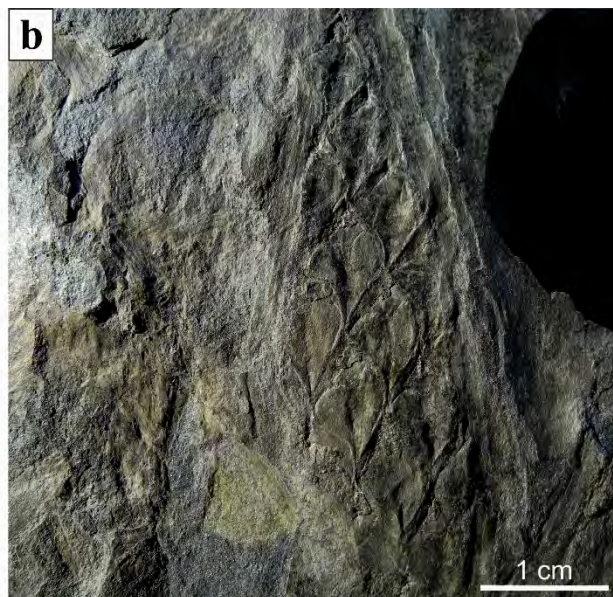


Abb. 4: a) Horizontal liegender Marksteinkern von *Calamites (Stylocalamites) cistii* BRONGNIART und ein aufrechter Marksteinkern der Untergattung *Calamitina* sp. WEISS. Am unteren Bildrand zwei *Macroneuropteris scheuchzeri* (HOFFMANN) CLEAL, SHUTE & ZODROW Blättchen. Fundort: T-2. b) Stammabdruck des Schuppenbaumes *Lepidodendron obovatum* STERNBERG. Blattpolster mit, im oberen Polsterbereich gelegen, rhombischen Blattnarben. Fundort: T-2. c) *Bothrodendron* LINDLEY & HUTTON in *Knorria*-Erhaltung. Abdruck eines teilweise entrindeten Stammes eines Grubenbaumes. In Schrägzeilen sind unregelmäßig angeordnete Wülste mit zentraler Narbe zu sehen. Fundort: T-2. d) *Alethopteris lesquereuxi* WAGNER. Die Blättchen sind basal verbunden und die Mittelader ist deutlich ausgeprägt und nicht herablaufend. Die Seitenadern erreichen schräg den Blättchenrand. Fundort: T-3. e) *Calamites (Stylocalamites) suckowii* BRONGNIART. Der oval verformte Marksteinkern besteht aus Quarz und Eisenhydroxid. Fundort: T-3. f) *Calamites (Stylocalamites) undulatus* STERNBERG. Flach gedrückter Marksteinkern mit zackenförmiger Nodiallinie. Fundort: T-4.

Lebensraum: Durch Sedimenteintrag klang die Periode eines Waldmoores aus und es bildete sich eine Pioniergesellschaft mit Calamiten, Sphenophyllaceen sowie Farnen. Stabile Böden bevorzugende Farnsamer fehlen vollständig. Kreuz und quer liegende, bis 30 cm lange Farn-Achsen deuten auf ein autochthones Vorkommen oder auf kurze Transportweiten hin.

Bio- und chronostratigrafische Einstufung für T-4: Aufgrund des Vorkommens von *Crenulopteris lamuriana* und das Fehlen von Arten des Barrueliums wird diese Flora der ***Odontopteris cantrabrica*-Zone** zugeordnet (Kantabrium, oberes Moskovium).

4.1.7. Fundpunkt T-5

Dieser Punkt war im Jahr 1994 durch einen Pistenbau nordöstlich des Sölleneckgipfels aufgeschlossen.

Sediment: schwach metamorpher grauer bis brauner Feinsandstein.

Flora: Vorherrschen von *Macroneuropteris scheuchzeri* mit geringen Anteilen von Farnen, Equisetophyta und Cordaitospermae, wobei die Blättchen von *Macroneuropteris scheuchzeri* pflasterartig ganze Schichtflächen bedecken.

Lebensraum: Siehe Bemerkungen bei Fundpunkt T-1.

Bio- und chronostratigrafische Einstufung für T-5: Aufgrund des Vorkommens von *M. scheuchzeri*, *Sphenophyllum oblongifolium* und *Crenulopteris lamuriana* wird diese Flora der ***Odontopteris cantrabrica*-Zone** zugeordnet (Kantabrium, oberes Moskovium).

4.1.8. Fundpunkt T-17

Dieser Punkt war im Jahr 2006 durch den Neubau einer Piste, die nach Norden in Richtung Mooseralpe verläuft (Zirbenwaldabfahrt) kurzfristig aufgeschlossen und wurde durch eine nachträgliche Pistenverbreiterung eingeebnet.

Sediment: schwach metamorpher Feinsandstein.

Flora: In der liegenden Schicht dominieren kreuz und quer liegende beblätterte Lepidodendron- und Sphenophyllum-Zweige (*Sphenophyllum emarginatum*; Abb. 5f), während in den hangenden Schichten zunehmend Farne auftreten.

Paläobotanische Bemerkungen: Es ist dies der einzige Fundpunkt der Turracher Höhe, an dem die Baumfarne *Pecopteris arborescens* und *Pecopteris hemitelioides* gefunden wurden.

Lebensraum: Ein von baumförmigen Bärlappgewächsen dominiertes Waldmoor mit Sphenophyllaceae als Unterwuchs mit zunehmend größerem Farnanteil (überwiegend *Pecopteris polymorpha*).

Bio- und chronostratigrafische Einstufung für T-17: Aufgrund des Vorkommens von *Sphenophyllum oblongifolium* und *Crenulopteris lamuriana* und dem Fehlen von Arten des Barrueliums (*Stephanium* A) wird diese Flora der ***Odontopteris cantrabrica*-Zone** zugeordnet (Kantabrium, oberes Moskovium).

4.1.9. Fundpunkt T-10

Dieser Punkt liegt an der Forststraße, die von der Turracherstraße Richtung Mooseralpe abzweigt.

Sediment: schwach metamorpher graugrüner Feinsandstein.

Flora: Es dominieren Calamitenstämme, häufig treten die Farne *Pecopteris polymorpha* und

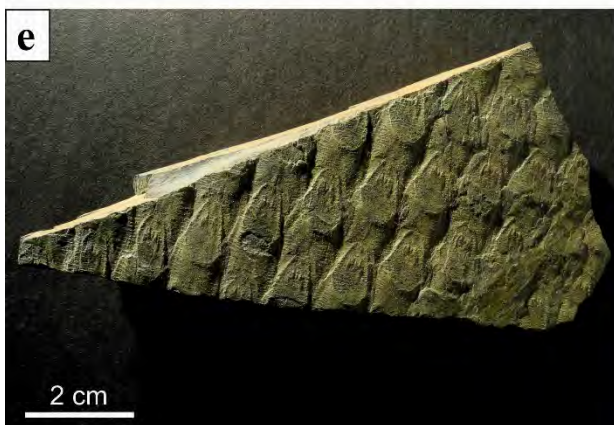


Abb. 5: a) *Crenulopteris lamuriana* (HEER) WITTRY. Fieder mit ganzrandig, spitz zulaufenden Fiederchen oben und nach unten randlich gekerbten Fiederchen. Fundort: T-4. b) Zweifach gefiederter Farnwedel von *Crenulopteris lamuriana*. Die Ränder der Fiederchen sind glatt oder gekerbt bis fiederspaltig. Fundort: T-10. c) *Crenulopteris lamuriana*. Farnwedel mit längsgestreifter Achse und Fiederchen, die apikal noch ganzrandig und nach unten rasch fiederteilig werden. Fundort: T-25. d) Vollständig erhaltene Calamiten-Fruktifikation von *Calamostachys germanica* WEISS. Links *Calamites* sp., rechts unten das isolierte Sporophyll eines Schuppenbaum-Zapfens (*Lepidostrobophyllum lanceolatum* LINDLEY & HUTTON) Fundort: T-4. e) *Sigillaria mammilaris* BRONGNIART. Stammabdruck eines Siegelbaumes mit in Längsreihen angeordneten Blattnarben. Fundort: T-4. f) *Sphenophyllum emarginatum* (BRONGNIART) KOENIG. Spross mit vier Blattwirteln und für diese Art untypische anisophylle Trizygia-Form der Wirtel. Fundort: T-17.

Crenulopteris lamuriana (Abb. 5b) sowie der Farnsamer *Linopteris neuropteroides* auf.

Lebensraum: Eine aus unterschiedlichen Lebensräumen stammende allochthone Flora.

Bio- und chronostratigrafische Einstufung für T-10: Aufgrund des Vorkommens von *Sphenophyllum oblongifolium* und *Crenulopteris lamuriana* und dem Fehlen von Arten des Barrueliums (*Stephanium* A) wird diese Flora der ***Odontopteris cantrabrica*-Zone** zugeordnet (Kantabrium, oberes Moskovium).

4.1.10. Fundpunkt T-26

Durch die Anlage eines neuen Weges im Frühjahr 2015 nördlich des Turrachsees wurde in der hangseitigen Böschung eine fossilführende Schicht im Hangenden eines dünnen Anthrazitflözes aufgeschlossen.

Sediment: schwach metamorpher grauer Feinsandstein.

Flora und Lebensraum: Es findet sich eine ausklingende Waldmoorgesellschaft mit Resten von Lepidophyta, der eine *Neuropteris ovata* dominierte Pflanzengesellschaft mit Beteiligung von Cordaitenbäumen (*Cordaites* sp. und *Artisia* sp.) folgt. Auffällig ist das völlige Fehlen von Farnen.

Paläobotanische Bemerkungen: Die heute ausgestorbenen Cordaiten waren baumförmige Samenpflanzen mit langen bandförmigen Blättern (*Cordaites* sp.). Der quergestreifte Steinkern wird als *Artisia* bezeichnet. Cordaitenfragmente wurden an fast allen Fundstellen der Turracher Höhe gefunden, sie sind jedoch nirgends ein häufiges Element der Flora. Als Einzelfund für die Turracher Höhe konnte an dieser Stelle ein schlecht erhaltener Rindenabdruck von *Sigillaria brardii* geborgen werden.

Bio- und chronostratigrafische Einstufung für T-26: Aufgrund des Vorkommens von *Macroneuropteris scheuchzeri*, *Sphenophyllum oblongifolium* und *Sigillaria brardii* wird diese Flora der ***Odontopteris cantrabrica*-Zone** zugeordnet (Kantabrium, oberes Moskovium).

4.1.11. Fundpunkt T-25

Dieser Punkt befindet sich am Sattel der Steinturrach im nordwestlichen Randbereich der Stangnock-Formation. In einer schwach metamorphen grauen Feinsandsteinschicht fanden sich vorwiegend Fiedern von *Crenulopteris lamuriana* (Abb. 5c) und nur vereinzelt Lepidophyta- und Calamitenstammreste.

4.1.12. Fundpunkt T-7

Dieser Punkt befindet sich in steil gestellten und verfalteten Metasandsteinen und Tonschiefern am Forstweg, der vom Ausfluss des Turrachsees Richtung Sölleneck führt. In den Sandsteinen sind gut erhaltene Sediment-Schrägschichtungen erkennbar. In einer Linse aus Steinkohle wurden Vorkommen mit ausschließlich Fiedern des Farnsamers *Neuropteris ovata* (Abb. 6a) aufgefunden. *Neuropteris ovata* ist eines der häufigsten Fossilien der Turracher Höhe, einer Durchläuferform des oberen Westphaliums bis Stephaniums. Gut entwässerte mineralische Böden entlang von Uferdämmen oder Altarmen waren oft von dichten monotypischen *N. ovata* Beständen bewachsen.

4.1.13. Fundpunkt T-1C

Dieser Punkt befindet sich östlich vom Fundpunkt T-1. Es handelt sich um ein Massenvorkommen von *Macroneuropteris scheuchzeri*-Blättchen, die in eine 50 cm mächtige, schwach metamorphe Sandsteinlage eingebettet sind. Der Sandstein zeigt teilweise Schrägschichtung, wobei die Blättchen sowohl entlang der Schichtflächen abgelagert sind, als auch schräg dazu im Sediment

stecken. Die Blättchen sind eingerissen und gefältelt eingebettet (Abb. 6b), was auch auf spätere tektonische Beanspruchung hinweisen könnte. Eine Lage besteht nur aus Häcksel mit einzelnen erkennbaren Blattfragmenten. Mit eingeschwemmt sind auch Stammreste bis 20 cm Länge. Ein Reinbestand von *Macroneuropteris scheuchzeri* dürfte durch ein Hochwasserereignis nicht weit vom Wuchsort rasch abgelagert worden sein.

Bio- und chronostratigrafische Einstufung für T-25, T-7 und T-1C: Monotypische und Gesellschaften geringer Diversität entsprechen wahrscheinlich der ursprünglichen Florengemeinschaft. Aufgrund der umliegenden datierbaren Floren ist für diese Vorkommen auch ein Kantabrium-Alter (oberes Moskovium) anzunehmen.

4.2. Beschreibung der Fundstellen beim alten Anthrazitbergbau Brandl und des Nesselbachgrabens

Der alte Anthrazitbergbau Brandl befindet sich im Nesselbachgraben südwestlich des Ortes Turrach am Südosthang zur Werchzirbenalm. Der Bergbau wurde ab 1853 betrieben und von PICHLER (1858) genau beschrieben ohne aber Fossilfunde zu erwähnen. Lediglich SCHWINNER (1938) erwähnt einen Stigmarienfund vom Bergbau Brandl. Die Fundstellen liegen in einem durch das Bergbaugelände führenden Graben.

ART/GATTUNG	KLASSE/ ORDNUNG	ERSTFUND	LEITFOSSIL	BR-1	BR-2	BR-4	NB	ABBILD.
<i>Alethopteris lesquereuxi</i> WAGNER	Pteridospermae			x				
<i>Annularia radiata</i> BRONGNIART	Equisetophyta					x		
<i>Asterophyllites equisetiformis</i> (STERNBERG) BRONGNIART	Equisetophyta					x	x	Abb. 7a
<i>Calamites (Calamitina) goepperti</i> (ETTINGHAUSEN) WEISS	Equisetophyta	EF					x	Abb. 7f-g
<i>Calamites (Calamitina)</i> sp.	Equisetophyta				x	x		
<i>Calamites cisti</i> BRONGNIART	Equisetophyta					x		
<i>Crenulopteris acadica</i> (BELL) WITTRY = <i>Lobopteris vestita</i> (LESQUEREUX) WAGNER	Filicophyta	EF	LF	x	x	x		Abb. 7c-e
<i>Cyclopteris fimbriata</i> LESQUEREUX	Pteridospermae			x				
<i>Cyperites bicarinatus</i> LINDLEY & HUTTON	Lepidophyta					x		
<i>Lepidodendron</i> sp.	Lepidophyta					x		
<i>Lepidostrobyllum lanceolatum</i> (LINDLEY & HUTTON) BELL	Lepidophyta					x		
<i>Lepidostrobus variabilis</i> LINDLEY & HUTTON	Lepidophyta					x		Abb. 7b
<i>Macroneuropteris scheuchzeri</i> (HOFFMANN) CLEAL, SHUTE & ZODROW	Pteridospermae		IF		x	x		Abb. 6c
<i>Neuropteris ovata</i> HOFFMANN	Pteridospermae			x				
<i>Pecopteris polymorpha</i> BRONGNIART	Filicophyta		LF		x			
<i>Pinnularia</i> sp. = <i>Radicites</i>	Wurzelorgane					x		
<i>Sphenophyllum cuneifolium</i> (STERNBERG) ZEILLER	Equisetophyta		LF		x	x		Abb. 6d-f
<i>Stigmaria</i> sp.	Lepidophyta			x				

Tab. 3: Florenliste dieser Bearbeitung im Bereich des Anthrazitbergbaus Brandl (BR-1–4) und Nesselbachgraben (NB).

4.2.1. Fundpunkt Brandl BR-1

Dieser Punkt befindet sich in 1.590 m Seehöhe in einer schwach metamorphen Tonschiefer-Siltsteinlage mit vorwiegend glatten Achsenabdrücken. Vereinzelt finden sich auch Abdrücke von Fiedern, darunter der stratigrafisch wichtige Farnsamer *Alethopteris lesquereuxi*, der ab der Basis der *Crenulopteris micromiltoni*-Subzone (etwa mittleres Asturium) auftritt und bis in das

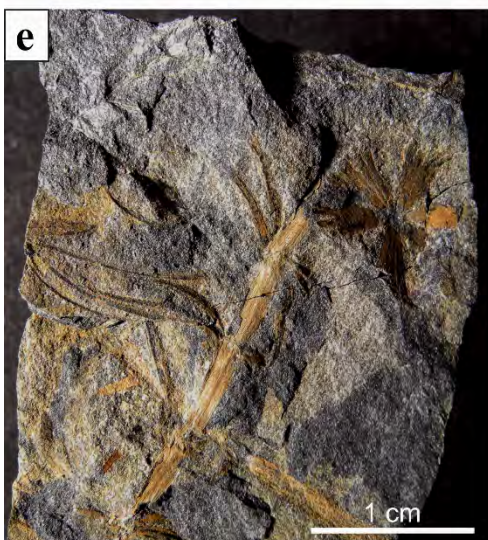
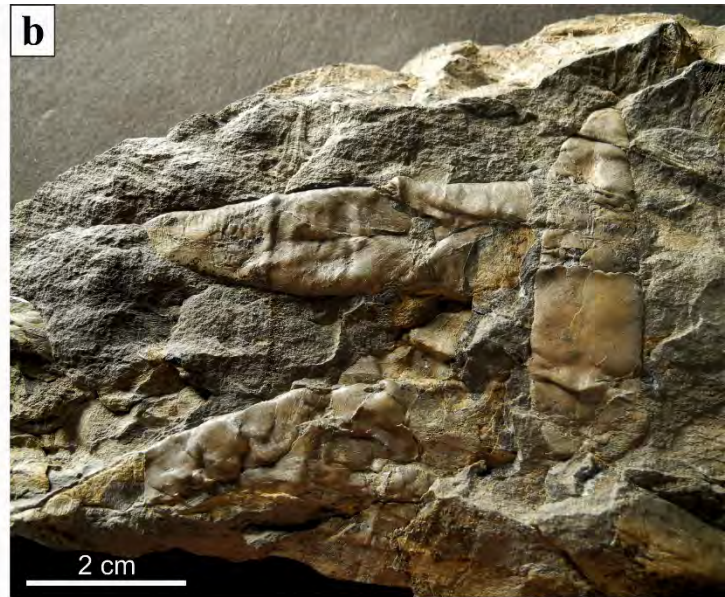


Abb. 6: a) *Neuropteris ovata* HOFFMANN. Fieder mit breit-zungenförmigen Blättchen und abgerundeten Spitzen. Fundort: T-7; b) Drei *Macroneuropteris scheuchzeri* (HOFFMANN) CLEAL, SHUTE & ZODROW Blättchen sind auf unruhiger Sedimentfläche durch rasche Einbettung gefältelt und eingerissen abgelagert, was auch auf spätere tektonische Beanspruchung hinweisen könnte. Fundort: T-1C. c) *Macroneuropteris scheuchzeri* Blattabschnitt. Im lateralen Blattbereich sind Trichome erhalten (kurze starre Haare, die schräg zu den Seitenadern liegen). Fundort: BR-4. d) *Sphenophyllum cuneifolium* (STERNBERG) ZEILLER. Zwei Blattwirtel mit keilförmigen Blättchen, an deren Vorderrand die spitzen Zähne teilweise erhalten sind. Fundort: BR-2. e) *Sphenophyllum cuneifolium*. Einzelner Blattwirtel mit tief gegabelter Blattform (sogenannte *saxifragaefolium* Form). Fundort: BR-4. f) Terminaler Spross von *Sphenophyllum cuneifolium*. Fundort: BR-2.

Kantabrium reicht. Im Gegensatz zum häufigen Vorkommen des Farnsamers *Neuropteris ovata* in den Floren der Turracher Höhe, ist diese Art in den Sedimentgesteinen des Nesselbachgrabens nur mit einer einzigen Fieder am Fundpunkt BR-1 vertreten. Auffällig ist auch das komplette Fehlen der Art *Linopteris neuropteroides*, die in den Sedimentgesteinen der Turracher Höhe oft ganze Schichtflächen bedeckt.

4.2.2. Fundpunkt Brandl BR-2

Dieser Punkt wurde durch Erosion von Eisrandablagerungen im Jahr 1999 freigelegt und befindet sich im Liegenden einer über 1 m mächtigen Wechselfolge von dünnen Anthrazitlagen und bröckelig zerfallenden schwarzen Tonschiefern.

Sediment: schwach metamorpher Tonschiefer, Siltstein und Feinsandstein.

Flora: In der hangenden Tonschiefer-Siltsteinschicht dominieren kreuz und quer liegende Calamitenstämme, die über *Sphenophyllum cuneifolium*-Zweigen und *Crenulopteris acadica*-Fiedern lagern. *Macroneuropteris scheuchzeri*-Blättchen finden sich im liegenden Feinsandstein (Abb. 6c).

Erstfund für die Stangnock-Formation: *Sphenophyllum cuneifolium* (Abb. 6d–f). Die keilförmigen Einzelblättchen ähneln in Größe und Form der Spezies *Sphenophyllum emarginatum*, unterscheiden sich jedoch durch kurze spitze Zähne am Distalrand. *Sphenophyllum cuneifolium* ist eine Art des Westphaliums, die im Laufe des Asturiums (oberes Westphalium) ausstirbt.

Lebensraum: Nach einem *Macroneuropteris scheuchzeri*-Bestand folgt eine Pionierflora (Gewässerrand?), welche von Equisetophyta (Calamiten; Sphenophyllaceae) und Filicophyta dominiert wird, die vermutlich die Phase eines torfbildenden Waldmoores einleiteten (Anthrazit im Hangenden).

4.2.3. Fundpunkt Brandl BR-4

Dieser Punkt befindet sich gleich wie Fundpunkt BR-2 im Liegenden einer Anthrazit-Tonschiefer-Wechselfolge. Durch eine Mure im Jahr 2018 wurde dieser Fundpunkt zerstört.

Sediment: schwach metamorpher grauer Feinsandstein.

Flora: Es dominieren Calamitenstammabdrücke und die Calamitenbelaubung *Asterophyllites equisetiformis* (Abb. 7a) sowie *Sphenophyllum cuneifolium* und der Farn *Crenulopteris acadica*. Einzelfund ist ein vollständiger Lepidophyten-Sporenzapfen (*Lepidostrobus variabilis*; Abb. 7b).

Erstfund für die Stangnock-Formation: *Crenulopteris acadica* (Abb. 7c–e).

Paläobotanische Bemerkungen: Der dominierende Farn dieses Fundpunktes ist *Crenulopteris acadica* mit dem Synonym *Lobopteris vestita*. *Lobopteris vestita* wurde durch WITTRY et al. (2015) wegen nomenklatorischer Unklarheiten und neuen Erkenntnissen bezüglich der Sporen der neuen Gattung *Crenulopteris* zugeordnet. Typisch für die Gattung *Crenulopteris* ist, dass bei der dritten Teilung der Seitenadern sich die mittlere der drei entstandenen Adern gabelt. Die stratigrafische Reichweite war vom oberen Asturium bis in das untere Kantabrium (oberes Moskovium).

Lebensraum: Das Vorherrschen der Calamiten lässt auf einen Standort an einem Gewässerrand schließen.

4.2.4. Fundpunkt Nesselbachgraben NB

Dieser Punkt befindet sich in einem Seitengraben des Nesselbachgrabens in 1.600 m südwestlich der Fundpunkte „Brandl“.

Sediment: schwach metamorpher grauer bis teilweise brauner Feinsandstein.

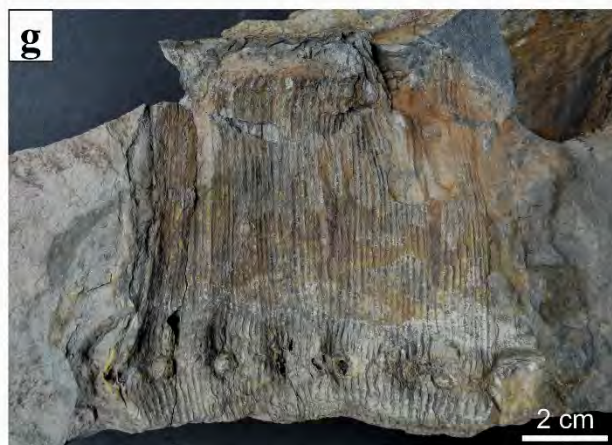
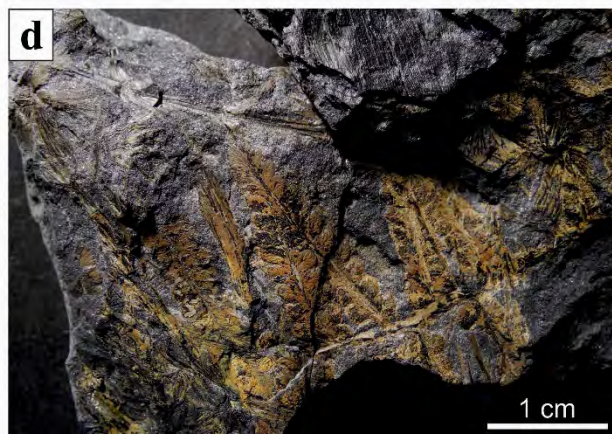
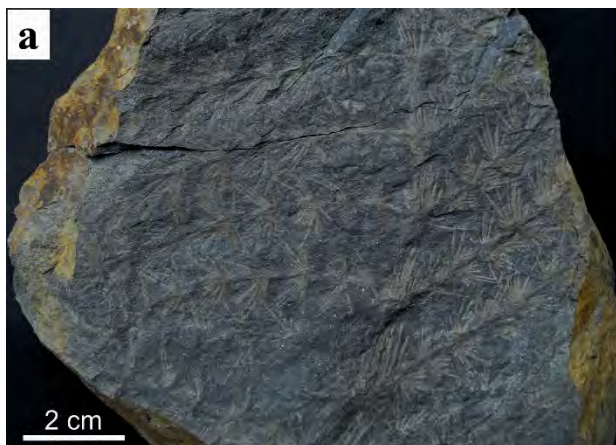


Abb. 7: a) *Asterophyllites equisetiformis* (STERNBERG) BRONGNIART. Calamitenbeblätterung. Scheidenförmig von Blättchen umfasste Achse, von der fünf Nodien mit Blattwirtelzweigen abgehen. Fundort: BR-4. b) *Lepidostrobus variabilis* LINDLEY & HUTTON. Vollständiger Zapfen eines Schuppenbaumes am Rand mit aufwärts gerichteten Sporophyllspitzen. Fundort: BR-4. c) *Crenulopteris acadica* (BELL) WITTRY. Fiederfragment mit gekerbten bis fiederspaltigen Fiederchen. Fundort: BR-1. d) *Crenulopteris acadica*. Fiederfragment mit einem vollständig erhaltenem Fiederchen mit gekerbten, parallel verlaufenden Seitenrändern und subtriangulärer Spitze. Links oben und rechts *Sphenophyllum cuneifolium*-Blättchen. Fundort: BR-2. e) *Crenulopteris acadica*. Fiederfragment mit zungenförmig gekerbten Fiederchen mit bis dreifach gegabelten Adern. Fundort: BR-4. f) *Calamites (Calamitina) goepperti* (ETTINGHAUSEN) WEISS Steinkernabdruck (in situ). Fundort: NB. g) *Calamitina (Calamitina) goepperti*. Steinkernabdruck (mit sechs Astmalen (und am rechten Seitenrand ein Stück des Stammes in feingestreifter Außenhauherhaltung). Fundort: NB.

Flora: Besteht ausschließlich aus Stämmen eines baumförmigen Schachelhalmgewächses der Untergattung *Calamitina* und der wahrscheinlich dazugehörigen Belaubung *Asterophyllites equisetiformis*. Die bestimmbar Exemplare gehören der Art *Calamites (Calamitina) goepperti* an.

Erstfund für die Stangnock-Formation: *Calamites (Calamitina) goepperti*. Typisch für die Untergattung *Calamitina* ist, dass den die Astmale tragenden, längsten Internodium ein kurzes folgt. Dann folgen kontinuierlich an Höhe zunehmende Internodien. Der in situ liegende, 50 cm lange Steinkernabdruck (Abb. 7f) zeigt diese Anordnung. Interessante Details zeigt der Abdruck eines Marksteinkernes, der sechs rundliche schüsselförmige Astmale mit einem zentralen Hohlraum aufweist, der bei den zwei linken Astmalen mit Sediment ausgefüllt ist und dem Markhohlraum der Äste entsprechen könnte (Abb. 7g). Die stratigrafische Verbreitung war im Westphalium mit Nachläufern im Stephanium.

Bio- und chronostratigrafische Einstufung für den Nesselbachgraben NB, BR-1-4: Die Flora des Nesselbachgrabens ist älter als die Flora der Turracher Höhe und die bisher einzige mit Westphalium-Alter in der Stangnock-Formation. Aufgrund des Vorkommens der Leitfossilien *Crenulopteris acadica*, *Pecopteris polymorpha* sowie *Sphenophyllum cuneifolium*, welches im oberen Westphalium ausstarb, wird diese Flora der ***Dicksonites pluckenettii*-Subzone** zugeordnet (mittleres Moskovium).

4.3. Beschreibung der Fundstellen des Reißecks und am Frauennock

4.3.1. Fundpunkt REI-1

Dieser Punkt befindet sich am Nordgrat und Nordwesthang des Reißecks zwischen 2.235 und 2.246 m Seehöhe.

Sediment: 15 m mächtige Tonschiefer-Metasiltstein-Metasandstein-Abfolge mit kohligem Lagen.

Flora und Fauna: Die Fundpunkte am Nordgrat zeigen eine heterogene Vegetation ohne gut einordenbaren Fossilien von Bärlappgewächsen (*Lepidodendron dissitum*, *Cyperites bicarinatus*) sowie Farnen (*Pecopteris polymorpha*, *Pecopteris* sp.), Farnsamern und Schachtelhalmgewächsen (*Sphenophyllum* sp.). Der Fundpunkt am Nordwestgrat lieferte ausschließlich *Alethopteris bohemica* und *Lepidodendron dissitum*. Eine Besonderheit stellt das isolierte (abgetrennte) Analfeld eines Schaben-Vorderflügels dar, welcher der Insektenfamilie *Phylloblatta* zugeordnet werden kann (vgl. SCHNEIDER, 1983; persönliche Mitteilung Prof. Brauckmann/TU Clausthal) (Abb. 9a).

Bio- und chronostratigrafische Einstufung für REI-1: Die Fundpunkte beginnen ca. 130 m über dem Basalkonglomerat des Steinbachsattels und lassen eine eher ältere Flora vermuten. Es findet sich kein Massenvorkommen von *Neuropteris ovata*, wie es für das untere Stephanium der Stangnock-Formation typisch war, sondern nur Einzelblättchen und auch keine stratigrafischen Arten des oberen Stephaniums. Deshalb wird diese Flora der ***Crenulopteris lamuriana*-Zone** zugeordnet (unteres Kasimovium).

4.3.2. Fundpunkt REI-2

Dieser Punkt liegt in einer Mulde zwischen Haupt- und nördlichem Vorgipfel des Reißecks auf 2.295 m Seehöhe.

ART/GATTUNG	KLASSE/ ORDNUNG	ERSTFUND	LEITFOSSIL	REI-1	REI-2	FS	FNG	FNO	ABBILD.
<i>Alethopteris bohemica</i> FRANKE	Pteridospermae			x	x	x			
<i>Alethopteris leonensis</i> WAGNER	Pteridospermae						x		
<i>Alethopteris zeilleri</i> (RAGOT) WAGNER	Pteridospermae		IF			x		x	
<i>Annularia radiata</i> BRONGNIART	Equisetophyta					x			
<i>Annularia</i> sp.	Equisetophyta				x				
<i>Annularia stellata</i> (STERNBERG) WOOD	Equisetophyta					x	x	x	
<i>Aphlebia elongata</i> ZEILLER	Filicophyta			x					
<i>Aphlebia</i> sp.	Filicophyta					x			
<i>Artisia</i> sp.	Cordaitospermae					x	x	x	
<i>Asterophyllites equisetiformis</i> (STERNBERG) BRONGNIART	Equisetophyta			x	x	x			
<i>Calamites cystii</i> BRONGNIART	Equisetophyta				x				
<i>Calamites</i> sp.	Equisetophyta			x					
<i>Calamites suckowii</i> BRONGNIART	Equisetophyta				x				
<i>Calamostachys</i> sp.	Equisetophyta			x					
<i>Calamostachys tuberculata</i> (STERNBERG) JONGMANS	Equisetophyta					x	x		
<i>Callipteridium gigas</i> (GUTBIER) WEISS	Pteridospermae					x			
<i>Callipteridium pteridium</i> (SCHLOTHEIM) ZEILLER	Pteridospermae					x	x		Abb. 9c, 9d
<i>Cordaites</i> sp.	Cordaitospermae			x			x		
<i>Crenulopteris</i> sp.	Filicophyta			x					
<i>Cyperites bicarinatus</i> LINDLEY & HUTTON	Lepidophyta			x					
<i>Dicksonites pluckeneti</i> (STERNBERG) STERZEL	Pteridospermae		LF			x			
<i>Dolerotheca</i> sp.	Pteridospermae					x			
<i>Lepidodendron dissitum</i> SAUVEUR	Lepidophyta			x	x	x			
<i>Lepidostrobophyllum lanceolatum</i> (LINDLEY & HUTTON) BELL	Lepidophyta					x			
<i>Linopteris neuropteroides</i> (GUTBIER) POTONIE	Pteridospermae			x	x	x			Abb. 9b
<i>Macrostachya</i> sp.	Equisetophyta					x			
<i>Neuropteris ovata</i> HOFFMANN	Pteridospermae			x	x			x+	
<i>Odontopteris</i> sp.	Pteridospermae					x			
<i>Pecopteris arborescens</i> STERNBERG	Filicophyta					x	x		
<i>Pecopteris bredowii</i> GERMAR	Filicophyta					x			
<i>Pecopteris cyathea</i> (SCHLOTHEIM) BRONGNIART	Filicophyta					x	x		
<i>Pecopteris densifolia</i> (GOEPPERT) WEISS	Filicophyta			x	x				
<i>Pecopteris feminaeformis</i> (SCHLOTHEIM) STERZEL	Filicophyta		LF			x	x		Abb. 9e
<i>Pecopteris hemitelioides</i> BRONGNIART	Filicophyta					x	x		
<i>Pecopteris monyi</i> ZEILLER	Filicophyta					x			
<i>Pecopteris polymorpha</i> BRONGNIART	Filicophyta		LF	x	x				
<i>Pecopteris pseudobucklandii</i> ANDRAE	Filicophyta			x					
<i>Pecopteris</i> sp.	Filicophyta			x				x	
<i>Pecopteris unita</i> BRONGNIART	Filicophyta						x		
<i>Pinnularia</i> sp.	Wurzelorgane					x			
<i>Poa-Cordaites</i>	Cordaitospermae			x					
<i>Samaropsis</i> sp.	Cordaitospermae			x					
<i>Sphenophyllum longifolium</i> (GERMAR) GUTBIER	Equisetophyta		LF	x					
<i>Sphenophyllum oblongifolium</i> (GERMAR & KAULFUSS) UNGER	Equisetophyta		IF			x		x	
<i>Sphenophyllum</i> sp.	Equisetophyta			x					
<i>Sphenopteris mathetii</i> ZEILLER	Filipsida/ Pteridospermae		EF LF				x		Abb. 9f
<i>Sphenopteris</i> sp.	Pteridospermae			x					

Tab. 4: Florenliste dieser Bearbeitung im Bereich des Reißsacks (REI-1-2) und Frauennocks (FS, FNG, FNO).

Sediment: schwach metamorpher glimmerreicher grauer Feinsandstein.

Flora und biostratigrafische Einstufung: Der Fundpunkt zeigt eine artenarme Flora von Farnen (*Pecopteris polymorpha*) und Schachtelhalmgewächsen (*Calamites suckowii*) sowie dem Leitfossil *Sphenophyllum longifolium* für das Saberium (Stephanium B).

4.3.3. Fundpunkt FS

Dieser Punkt (λ in SCHWINNER, 1938) befindet sich in einem Horizont entlang des „Knappensteiges“, der von der Frauenscharte (Krakober Sattel bei SCHWINNER, 1938) westlich bis zu einer Halde verläuft.

Sediment: Tonschiefer-Metasiltstein-Metasandstein-Abfolge mit mittelkörnigen Sandsteinlagen.

Pflanzengesellschaft: Der Fundbereich zeigt eine üppige von Farnsamern (*Alethopteris bohemica*, *Alethopteris zeilleri*, *Callipteridium pteridium*, *Dicksonites pluckenettii*, *Neuropteris ovata*) und Baumfarnen (*Pecopteris arborescens*, *Pecopteris cyathea* und dem Leitfossil *Pecopteris feminaeformis*; Abb. 9e) dominierte autochthone bis parautochthone Flora auf trockenerem Standort (vermutlich einer Schwemmebene) im Nahbereich zu einem Sumpfwald mit Lepidophyta. Untergeordnet wurden auch Schachtelhalme (*Annularia stellata*, *Asterophyllites equisetiformis*, *Sphenophyllum oblongifolium*) gefunden.

Besonders erwähnenswert ist die Probe FS-2 (Abb. 8) von mittelkörnigem Sandstein und wahrscheinlich von einem Uferdamm eingeschwemmten *Linopteris neuropteroides*-Einzelblättchen (Abb. 9b) (allochthone Flora). Darüber folgt ein Wurzelhorizont (*Pinnularia* sp.) in Tonschiefer-Siltsteinlagen (Abb. 9c), auf dem größere Wedelteile des Farnsamers *Callipteridium pteridium* (mit Zwischenfiedern) (Abb. 9d) abgelagert wurden (autochthone Flora).

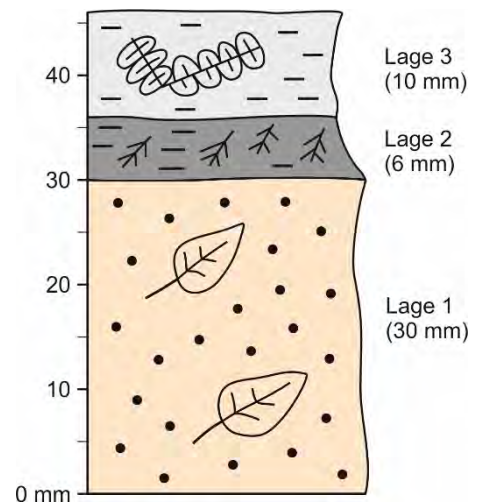


Abb. 8: Schemazeichnung der Probe FS-2: Lage 1: mittelkörniger Sandstein mit einzelnen *Linopteris neuropteroides*-Blättchen. Lage 2: Wurzelboden aus *Pinnularia*. Lage 3: Wedelreste von *Callipteridium pteridium*.

Bio- und chronostratigrafische Einstufung für Fundpunkt FS:

Aufgrund des Vorkommens von *Neuropteris ovata* und des Leitfossils *Pecopteris feminaeformis* (Abb. 9e) werden die Ablagerungen an der Frauenscharte der **Crenulopteris lamuriana-Zone** des Barrueliums (Stephanium A) zugeordnet (unteres Kasimovium).

4.3.4. Fundpunkt FNG

Dieser Punkt (K in SCHWINNER, 1938) befindet sich in der Nähe des Frauennockgipfels in einem Tonschieferhorizont, der am Südwesthang um den Gipfel zieht. Dieser Horizont befindet sich ungefähr 120 Höhenmeter über dem Fundpunkt FS.

Sediment: Tonschiefer-Metasiltstein-feinkörnige Metasandstein-Abfolge.

Pflanzengesellschaft: Der Fundbereich zeigt eine von Baumfarnen (*Pecopteris arborescens*, *Pecopteris cyathea*, *Pecopteris feminaeformis*) dominierte parautochthone Flora mit einem hohen Anteil von Farnsamern (*Alethopteris bohemica*, *Callipteridium pteridium*, *Linopteris neuropteroides*) und Schachtelhalmen (*Annularia stellata*, *Asterophyllites equisetiformis*). Da baumförmige Bärlappgewächse, die Moorstandorte anzeigen würden, fehlen, zeigt der Aufschluss eine Pflanzengesellschaft, die auf trockeneren, moorfernen Standorten (Schwemmebene, Uferdämme) wuchs.

Erstfund für die Stangnock-Formation: Eine Besonderheit stellt der Erstfund des Leitfossils *Sphenopteris mathetii* (Abb. 9f) dar, wobei bisher ungeklärt ist, ob es sich um einen Farn oder Farnsamer handelt.

Bio- und chronostratigrafische Einstufung für Fundpunkt FNG: Aufgrund des Vorkommens der Leitfossilien *Sphenopteris mathetii* und *Pecopteris feminaeformis* sowie dem Fehlen von *Neuropteris ovata* werden die Fundpunkte um den Frauennockgipfel der **Alethopteris zeilleri-Zone** des Saberiums („unteres“ Stephanium B) zugeordnet (mittleres Kasimovium).

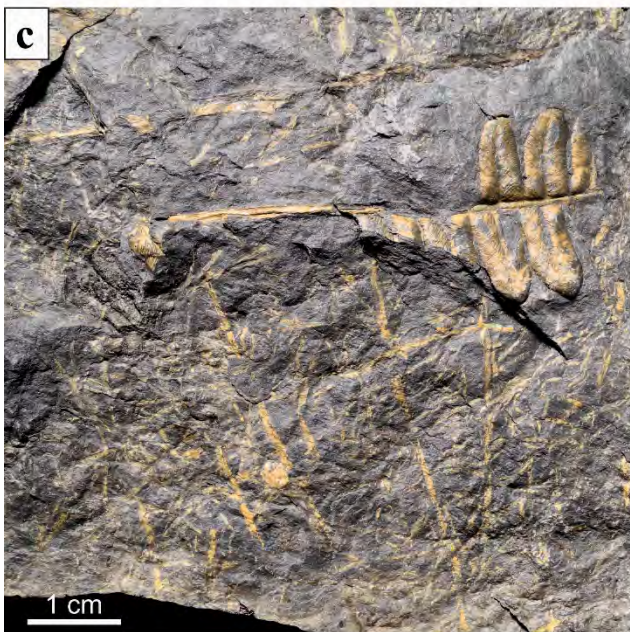


Abb. 9: a) Teilabdruck des isolierten (abgetrennten) Analfeldes eines Schaben-Vorderflügels der Insektenfamilie *Phylloblatta*. Fundort: REI-1. b) *Linopteris neuropteroides* (GUTBIER) POTONIE. Fundort: FS. c) Wurzelboden mit aufgelagerten Fiederfragmenten von *Callipterium pteridium* (SCHLOTHEIM) ZEILLER. Fundort: FS. d) *Callipterium pteridium*, Wedelausschnitt (auf Wurzelboden) mit der für diese Gattung charakteristischen Zwischenfiedern. Fundort: FS. e) Fiederteil von *Pecopteris feminaeformis* (SCHLOTHEIM) STERZEL. Fundort: FS. f) Wedelausschnitt von *Sphenopteris mathetii* ZEILLER. Fundort: FNG.

4.3.5. Fundpunkt FNO

Dieser Punkt befindet sich südöstlich des Frauennocks in Tonschiefern auf ca. 2.150 m Seehöhe.

Pflanzengesellschaft: Der Fundbereich zeigt ein Massenvorkommen der Farnsamer *Neuropteris ovata* und *Alethopteris zeilleri*, untergeordnet Schachtelhalme mit dem Indexfossil *Sphenophyllum oblongifolium* und Farne (*Pecopteris* sp.).

Bio- und chronostratigrafische Einstufung für Fundpunkt FNO: Aufgrund des Massenvorkommen von *Neuropteris ovata* und dem Indexfossil *Sphenophyllum oblongifolium* wird dieser Fundpunkt der ***Crenulopteris lamuriana*-Zone** des Barrueliums (Stephanium A) zugeordnet (unteres Kasimovium).

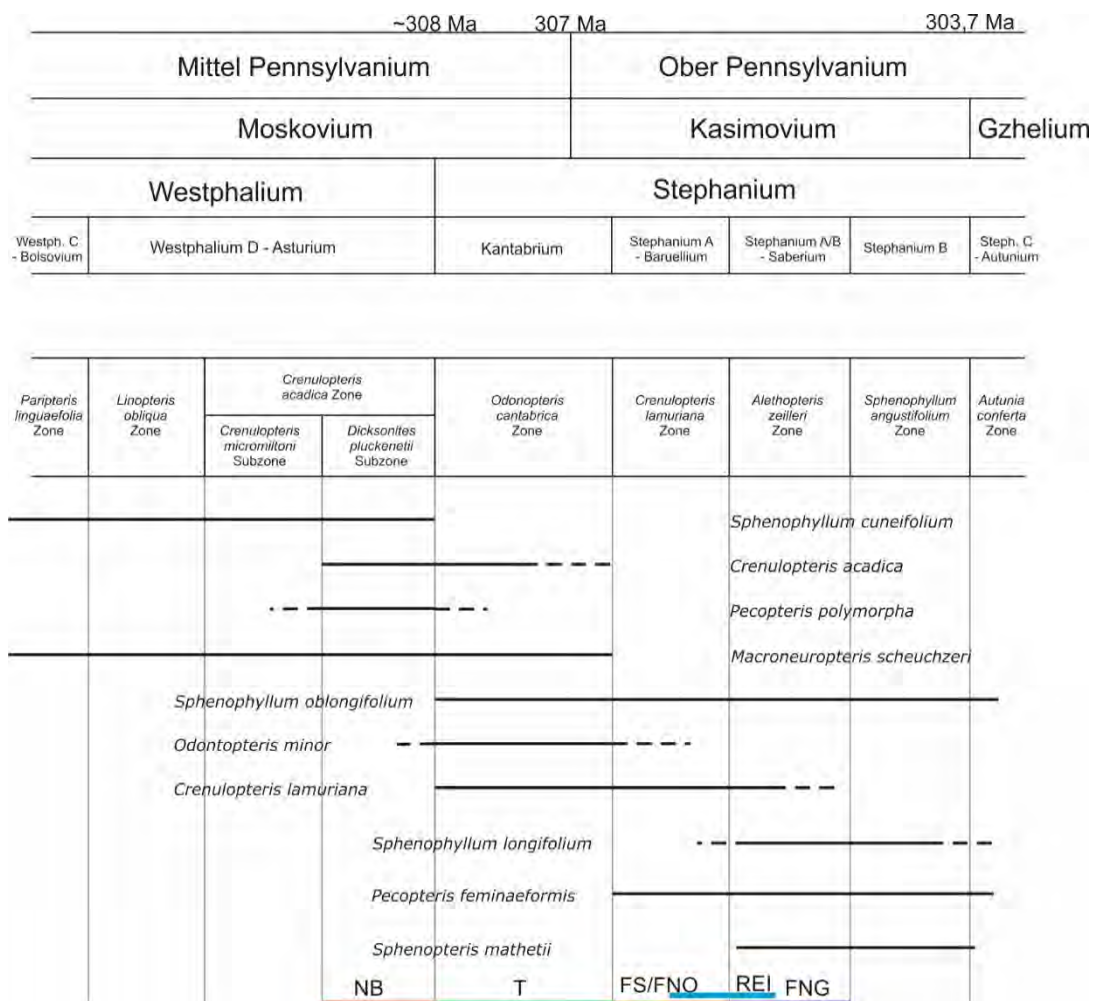


Abb. 10: Chrono- und biostratigrafische Tabelle mit der Reichweite ausgewählter Pflanzenleitfossilien aus der Stangnock-Formation und einer zeitlichen Einordnung der Pflanzenfossilfundpunkte Nesselbachgraben (NB), Turracher Höhe (T), Frauenscharte (FS), Frauennock-Ost (FNO), Reißeck (REI) und Frauennockgipfel (FNG). Die Zuordnung der einzelnen Pflanzenarten, als auch deren Reichweite basiert auf WAGNER (1984), FRITZ et al. (1990), CLEAL et al. (2003, 2009), WAGNER & ÁLVAREZ-VASQUEZ (2010) sowie OPLUSTIL et al. (2016).

5. Diskussion und Florenvergleich mit anderen Floren der Stangnock-Formation

Die Stangnock-Formation der Gurktaler Alpen wurde von KRAINER (1989, 1992) sedimentologisch untersucht. Das Typusprofil liegt an der Stangnock-Nordseite, Referenzprofile an der Königstuhl Nord- und Nordostseite. Pflanzenfossilien wurden von JONGMANS (1938a, b), TENCHOV (1978a, b),

1980), FRITZ & BOERSMA (1984), FRITZ et al. (1990), FRITZ (1991) sowie FRITZ & KRAINER (1997, 2007) ausführlich beschrieben. Dabei wurde die Stangnock-Formation in tiefe, mittlere und obere Abschnitte unterteilt mit einer Reichweite der Floren vom obersten Westphalium bis in das obere Stephanium. Bereits von JONGMANS (1938a, b); TENCHOV (1978b) und FRITZ & KRAINER (2007) wurden für die Brunnachhöhe und Turracher Höhe Alter des oberen Westphaliums angenommen, jedoch konnten keine gesicherten Floren nachgewiesen werden.

Aufgrund von Neuuntersuchungen in der vorliegenden Arbeit konnten die Fundstellen des Nesselbachgrabens (BR, NB), der Turracher Höhe (T), des Reißbecks (REI) und Frauennocks (FS, FNO, FNG) Biozonen zugeordnet werden (Abb. 10). Neu sind die weitreichenden Funde in den liegenden Anteilen der Stangnock-Formation. So konnte erstmalig ein eindeutiges Westphalium-Alter in Sedimentgesteinen des Nesselbachgrabens und ein Kantabrium-Alter auf der Turracher Höhe festgestellt werden. Interessant sind die Verhältnisse um das Reißbeck und den Frauennock, wo eine gut mit schon bekannten Fundorten korrelierbare, mehr oder weniger zusammenhängende Abfolge beobachtbar ist.

Literatur

- BASHFORTH, A.R., DRÁBKOVÁ, J., OPLUŠTIL, S., GIBLING, M.R. & FALKON-LANG, H.J. (2011): Landscape gradients and patchiness in riparian vegetation on a Middle Pennsylvanian braided river plain prone to flood disturbance (Nýrany Member, Central and Western Bohemian Basin, Czech Republic). – Review of Palaeobotany and Palynology, **163**, 153–189, Amsterdam.
- BECK-MANNAGETTA, P. (1959): Übersicht über die östlichen Gurktaler Alpen. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **102**, 313–352, Wien.
- BOERSMA, M. & BROEKMEYER, L. (1989): Index of figured plant megafossils Carboniferous 1976–1980. – Review of Palaeobotany and Palynology, **59/1–4**, 161–363, Amsterdam.
- CLEAL, C.J., DIMITROVA, T.K. & ZODROW, E.L. (2003): Macrofloral and palynological criteria for recognising the Westphalian-Stephanian boundary. – Newsletter on Stratigraphy, **39/2–3**, 181–208, Berlin–Stuttgart (Gebrüder Borntraeger).
- CLEAL, C.J., OPLUŠTIL, S., THOMAS, B.A. & TENCHOV, Y. (2009): Late Moscovian terrestrial biotas and palaeoenvironments of Variscan Euramerica. – Netherlands Journal of Geosciences (Geologie en Mijnbouw), **88/4**, 181–278, Utrecht.
- COHEN, K.M., FINNEY, S.C., GIBBARD, P.L. & FAN, J.X. (2013; aktualisiert): The ICS international chronostratigraphic chart. – Episodes, **36/3**, 199–204, Seoul.
- DAVYDOV, V., KORN, D., SCHMITZ, M., GRADSTEIN, F. & HAMMER, O. (2012): The Carboniferous Period. Chapter 23: The Geologic Time Scale. – In: GRADSTEIN, F.M., OGG, J.G., SCHMITZ, M.D. & OGG, G.M. (Eds.): The Geologic Time Scale 2012, 603–651, Boston (Elsevier).
- FRIMMEL, H.E. (1984): Kristallin- und Strukturgeologische Untersuchungen im Raume westlich von Turrach (Steiermark/Salzburg) mit besonderer Berücksichtigung von Kristallin-Geröllen im Oberkarbon-Konglomerat der Gurktaler Decke. – Vorarbeit zur Dissertation, Universität Wien, 151 S., Wien.
- FRIMMEL, H.E. (1987): Strukturgeologische, geochemische und geochronologische Untersuchungen zur Entwicklungsgeschichte des NW-Randes der Gurktaler Decke (Oberostalpin). – Dissertation, Universität Wien, 199 S., Wien.
- FRIMMEL, H.E. (1988): Metagranitoide am Westrand der Gurktaler Decke (Oberostalpin): Genese und paläotektonische Implikationen. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **131/4**, 575–592, Wien.
- FRITZ, A. (1991): Zur Altersfrage der jungpaläozoischen Megafloren im Süden Österreichs. – Carinthia II, **181/101**, 393–401, Klagenfurt.
- FRITZ, A. & BOERSMA, M. (1983): Fundberichte über Pflanzenfossilien aus Kärnten – Beiträge 3 und 4. – Carinthia II, **173/93**, 19–41, Klagenfurt.
- FRITZ, A. & BOERSMA, M. (1984): Beitrag zur Oberkarbonflora der Königstuhl-Nordwand, Aufsammlung Dr. E. Ebermann. – Carinthia II, **174/94**, 267–286, Klagenfurt.
- FRITZ, A. & KRAINER, K. (1997): Eine oberkarbone Megaflora von der Nordseite des Stangnocks, Gurktaler Alpen. – Carinthia II, **187/107/2**, 325–356, Klagenfurt.
- FRITZ, A. & KRAINER, K. (2006): Vegetationsgeschichtliche und florenstratigraphische Untersuchungen im Oberkarbon und Unterperm der Ost- und Südalpen (Teil 1). – Carinthia II, **196/116/1**, 93–120, Klagenfurt.
- FRITZ, A. & KRAINER, K. (2007): Vegetationsgeschichtliche und florenstratigraphische Untersuchungen im Oberkarbon und Unterperm der Ost- und Südalpen (Teil 2). – Carinthia II, **197/117/1**, 91–148, Klagenfurt.
- FRITZ, A., BOERSMA, M. & KRAINER, K. (1990): Steinkohlenzeitliche Pflanzenfossilien aus Kärnten. – Sonderheft der Carinthia II, **49**, 189 S., Klagenfurt.

- GOSEN, W. VON (1989): Gefügeentwicklungen, Metamorphosen und Bewegungen der ostalpinen Baueinheiten zwischen Nockgebiet und Karawanken (Österreich). – Geotektonische Forschungen, **72**, Habilitationsschrift, Universität Erlangen, 247 S., Stuttgart (Schweizerbart).
- GOSEN, W. VON, HAIGES, K.H., NEUBAUER, F., PISTOTNIK, J. & THIEDIG, F. (1985): Die tektonischen Einheiten am Nord- und Westrand der Gurktaler Decke (Österreich). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **127/4**, 693–699, Wien.
- HAIGES, K.H. (1984): Geologie und Tektonik des Oberhofer Fensters und seiner Umrahmung im Norden der Gurktaler Alpen (Nordkärnten, Österreich) – Dissertation, Universität Hamburg, 254 S., Hamburg.
- HÖLL, R. (1970): Die Zinner- und Vorkommen im Gebiet der Turracher Höhe (Nock-Gebiet/Österreich) und das Alter der Eisenhut-Schieferserie. – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie: Monatshefte, **1970**, 201–224, Stuttgart (Schweizerbart).
- HOLLINETZ, M.S. (2018): Tectono-metamorphic evolution of the upper part of the Eo-Alpine extrusion wedge. A case study from the Oberhof window (Carinthia, Austria). – Diplomarbeit, Universität Wien, 100 S., Wien.
- HUET, B. (2015). Strukturgeologie der Stolzalpe-Decke auf Blatt Radenthein-Ost (UTM 3106). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **155**, 121–145, Wien.
- IGLSEDER, C. (2019): Lithostratigrafische und lithodemische Einheiten auf GK25 Blatt Radenthein-Ost. – In: GRIESMEIER, G.E.U. & IGLSEDER, C. (Eds.): Arbeitstagung 2019 der Geologischen Bundesanstalt. – Geologie des Kartenblattes GK25 Radenthein-Ost, 19–44, Wien.
- IGLSEDER, C. & HUET, B. (2015): Evidence for Eoalpine top to the WNW thrusting and top to the ESE normal faulting in the Gurktal nappes (Drauzug-Gurktal nappe system, Upper Austro-Alpine, Austria). – EGU series Emile Argand Conference – 12th Alpine Workshop, 13th–19th September 2015, Montgenèvre, Briançon, French Hautes-Alpes: Abstract Volume, 22–23, Montgenèvre.
- IGLSEDER, C. & HUET, B. (2019): Tektonische Einheiten auf GK25 Blatt Radenthein-Ost und angrenzenden Gebieten. – In: GRIESMEIER, G.E.U. & IGLSEDER, C. (Eds.): Arbeitstagung 2019 der Geologischen Bundesanstalt. – Geologie des Kartenblattes GK25 Radenthein-Ost, 5–18, Wien.
- IGLSEDER, C. & SCHUSTER, R. (2013): Inside the Gurktal nappes – A modified tectonic and lithostratigraphic concept. – Emile Argand Conference (11th Workshop on Alpine Geological Studies) 7th–14th September 2013 Schladming, Austria: Abstract Volume. – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **99**, 50, Wien.
- IGLSEDER, C., HUET, B., SCHUSTER, R., RANTITSCH, G., DUNKL, I. & RATSCHBACHER, L. (2018): A section through the uppermost Upper Austroalpine – Insights from the Gstoder, Bundschuh, Königstuhl and Stolzalpe Nappes (Gurktal Alps, Austria). – In: KOUKAL, V. & WAGREICH, M. (Eds.): PANGEO AUSTRIA 2018 – Abstracts. – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **128**, 66, Wien.
- IGLSEDER, C., VAN HUSEN, D., HUET, B., KNOLL, T. & SCHÖNLAUB, H.P. (2019): Geologische Karte der Republik Österreich 1:25.000, Blatt Radenthein-Nordost. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- JONGMANS, W.J. (1938a): Die Flora des „Stangalpe“-Gebietes in Steiermark. – Deuxieme Congres pour l'Avancement des Etudes de Stratigraphie Carbonifere Heerlen, Septembre 1935. – Compte Rendu, Tome III, 1259–1298, Maastricht (Gebrs. van Aelst).
- JONGMANS, W.J. (1938b): Paläobotanische Untersuchungen im österreichischen Karbon. – Berg- und Hüttenmännische Monatshefte, **86**, 97–104, Wien.
- KOROKNAI, B., NEUBAUER, F., GENSER, J. & TOPA, D. (1999): Metamorphic and tectonic evolution of Austroalpine units at the western margin of the Gurktal nappe complex, Eastern Alps. – Schweizer Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, **79**, 277–295, Zürich.
- KRAINER, K. (1984): Sedimentologische Untersuchungen an permischen und untertriadischen Sedimenten des Stangalm-Mesozoikums (Kärnten/ Österreich). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **127/2**, 159–179, Wien.
- KRAINER, K. (1987): Das Perm der Gurktaler Decke: eine sedimentologische Analyse. – Carinthia II, **177/97**, 49–92, Klagenfurt.
- KRAINER, K. (1989): Die fazielle Entwicklung der Oberkarbonsedimente (Stangnock-Formation) am NW-Rand der Gurktalerdecke. – Carinthia II, **179/99**, 563–601, Klagenfurt.
- KRAINER, K. (1992): Fazies, Sedimentationsprozesse und Paläogeographie im Karbon der Ost- und Südalpen. – Neuergebnisse aus dem Paläozoikum der Ost- und Südalpen. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **135/1**, 99–193, Wien.
- LIEGLER, K.L. (1970): Das Oberkarbon-Vorkommen in der Brunnachhöhe NW Bad Kleinkirchheim/Kärnten. – Carinthia II, **160/80**, 27–44, Klagenfurt.
- NEUBAUER, F.R. (1978): Geologische Untersuchungen am Nordrand der Gurktaler Decke im Bereich des Ostabschnittes der Paaler Konglomerate (Lorenzengraben südwestlich Murau, Steiermark). – Dissertation, Universität Graz, 263 S., Graz.
- NEUBAUER, F.R. (1980): Zur tektonischen Stellung des Ackerlkristallins (Nordrand der Gurktaler Decke). – Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **73**, 39–53, Wien.

- NEUBAUER, F.R. & PISTOTNIK, J. (1984): Das Altpaläozoikum und Unterkarbon des Gurktaler Deckensystems (Ostalpen) und ihre paläogeographischen Beziehungen. – *Geologische Rundschau*, **73**, 149–174, Stuttgart.
- OPLUŠTIL, S., SCHMITZ, M., CLEAL, C.J. & MARTÍNEK, K. (2016): A review of the Middle–Late Pennsylvanian west European regional substages and floral biozones, and their correlation to the Geological Time Scale based on new U–Pb ages. – *Earth-Science Reviews*, **154**, 301–335, Boston.
- PICHLER, V. (1858): Die Umgebung von Turrach in Ober-Steiermark in geognostischer Beziehung, mit besonderer Berücksichtigung der Stangalpner Anthracitformation. – *Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt*, **9**, 185–228, Wien.
- PISTOTNIK, J. (1980): Die westlichen Gurktaler Alpen (Nockgebiet). – In: OBERHAUSER, R. (Ed.): *Der Geologische Aufbau Österreichs*, 361–363, Wien (Springer).
- PISTOTNIK, J. (1996): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 183 Radenthein. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- RANTITSCH, G. & RUSSEGG, B. (2000): Thrust-related very low grade metamorphism within the Gurktal Nappe Complex (Eastern Alps). – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **142/2**, 219–225, Wien.
- RANTITSCH, G., IGLSEDER, C., HOLLINETZ, M.S., HUET, B., SCHUSTER, R. & WERDENICH, M. (in Vorb.): Organic metamorphism as a key for reconstructing pre-, syn- and post-orogenic processes: the Eoalpine upper plate (Eastern Alps) as a case study.
- SCHMID, S., FÜGENSCHUH, B., KISSLING, E. & SCHUSTER, R. (2004): Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. – *Swiss Journal of Geosciences (Eclogae Geologicae Helvetiae)*, **97/1**, 93–117, Basel.
- SCHNEIDER, J. (1983): Die Blattodea (Insecta) des Paläozoikums, Teil 1: Systematik, Ökologie und Biostratigraphie. – *Freibereger Forschungshefte*, **C382**, 106–145, Leipzig.
- 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. (2014a): Stangnock-Formation. – In: PILLER, W.E. (Ed.): *The lithostratigraphic units of the Austrian Stratigraphic Chart 2004 (sedimentary successions), Vol. I: The Paleozoic Era(them): 2nd Edition*. – *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **66**, 39–40, Wien.
- SCHÖNLAUB, H.P. (2014b): „Oberkarbon von St. Paul“. – In: PILLER, W.E. (Ed.): *The lithostratigraphic units of the Austrian Stratigraphic Chart 2004 (sedimentary successions), Vol. I: The Paleozoic Era(them): 2nd Edition*. – *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **66**, 40, Wien.
- SCHÖNLAUB, H.P. (2014c): Werchzirm-Formation. – In: PILLER, W.E. (Ed.): *The lithostratigraphic units of the Austrian Stratigraphic Chart 2004 (sedimentary successions), Vol. I: The Paleozoic Era(them): 2nd Edition*. – *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **66**, 40–41, Wien.
- SCHUSTER, R. (2003): Das eo-Alpine Ereignis in den Ostalpen: Plattentektonische Situation und interne Struktur des Ostalpinen Kristallins. – In: ROCKENSCHAUB, M. (Ed.): „Brenner“: Arbeitstagung 2003, Trins im Gschnitztal, 1.–5. September 2003: *Geologische Kartenblätter 1:50.000 148 Brenner*, 175 Sterzing, 141–159, Wien.
- SCHUSTER, R. (2005): Exkursion Nockalmstraße, Nöringsattel, Seeboden (15. 9. 2005). – In: SCHUSTER, R. (Ed.): *Arbeitstagung 2005 der Geologischen Bundesanstalt Blatt 182 Spittal an der Drau, Gmünd/Kärnten 12.-16. Sept. 2005*, 233–239, Wien.
- SCHUSTER, R. & FRANK, W. (1999): Metamorphic evolution of the Austroalpine units east of the Tauern Window: indications for Jurassic strike slip tectonics. – *Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten Österreichs*, **42**, 37–58, Wien.
- SCHUSTER, R., PESTAL, G. & REITNER, J.M. (2006): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000 Blatt 182 Spittal an der Drau. – *Geologische Bundesanstalt*, 115 S., Wien.
- SCHWINNER, R. (1931): Geologische Karte und Profile der Umgebung von Turrach im Steyerisch-Kärnthnerischen Nockgebiet (Steinkohlenformation der „Stangalpe“), Maßstab 1:25.000. – 11 S., Graz (Leuschner & Lubensky).
- SCHWINNER, R. (1932): Geologische Aufnahmen bei Turrach (Steiermark). – *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **1932**, 65–75, Wien.
- SCHWINNER, R. (1938): Das Karbon-Gebiet der Stangalpe. – *Deuxieme Congres pour l'Avancement des Etudes de Stratigraphie Carbonifere Heerlen, Septembre 1935*. – *Compte Rendu, Tome III*, 1171–1257, Maastricht (Gebrs. van Aelst).
- STOWASSER, H. (1956): Zur Schichtfolge, Verbreitung und Tektonik des Stangalm-Mesozoikums (Gurktaler Alpen). – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **99**, 75–199, Wien.
- TENCHOV, Y. (1978a): Stratigraphy of the carboniferous from Stangalps, Austria. – *Geologica Balcanica*, **8.1**, 105–110, Sofia.
- TENCHOV, Y. (1978b): Carboniferous Flora from Brunnachhöhe, Kärnten, Austria. – *Geologica Balcanica*, **8.2**, 89–91, Sofia.

- TENCHOV, Y. (1980): Die paläozoische Megaflora von Österreich: Eine Übersicht. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1980**, 161–174, Wien.
- THURNER, A. (1958): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 158-159 Stadl-Murau. – 106 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- TOLLMANN, A. (1959): Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neuuntersuchungen des zentralalpinen Mesozoikums. – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten Österreichs, **10**, 3–62, Wien.
- TOLLMANN, A. (1975): Die Bedeutung des Stangalm-Mesozoikums in Kärnten für die Neugliederung des Oberostalpins in den Ostalpen. – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie: Abhandlungen, **150**, 19–43, Stuttgart.
- TOLLMANN, A. (1977): Geologie von Österreich, Band I: Die Zentralalpen, 190–196, 309–329, Wien.
- WAGNER, R.H. (1965): Stephanian B Flora from the Cinera-Matallana Coalfield (Leon) and Neighbouring Outliers, III: Callipteridium and Alethopteris. – Notas y Comuns Instituto Geologico y Minero de Espana, **75**, 5–61, Madrid.
- WAGNER, R.H. (1984): Megafloreal zones of the Carboniferous. – Comptes rendus 9e Congrès international de Stratigraphie et de géologie du Carbonifère (Washington, 1979), **2**, 109–134, Washington.
- WAGNER, R.H. & ÁLVAREZ-VÁZQUEZ, C. (2010): The Carboniferous floras of the Iberian Peninsula: a synthesis with geological connotations. – Review of Palaeobotany and Palynology, **162/3**, 239–324, Amsterdam.
- WITTRY, J., GLASSPOOL, I.J., BÉTHOUX, O., KOLL, R. & CLEAL, C.J. (2015): A revision of the Pennsylvanian marattialean fern *Lobatopteris vestita* auct. and related species. – Journal of Systematic Palaeontology, **13/8**, 615–643, London.
- ZODROW, E.L., TENCHOV, Y.G. & CLEAL, C.J. (2007): The arborescent *Linopteris obliqua* plant (Medullosales, Pennsylvanian). – Bulletin of Geoscience, **82/1**, 51–82, Prague.

Die eoalpidische Metamorphose am Nordwest-Rand des Drauzug-Gurktal-Deckensystems

GERD RANTITSCH¹ & CHRISTOPH IGLSEDER²

¹ Montanuniversität Leoben, Lehrstuhl für Geologie und Lagerstättenlehre, Peter-Tunner-Straße 5, 8700 Leoben. gerd.rantitsch@unileoben.ac.at

² Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien. christoph.iglseder@geologie.ac.at

Um Daten zur niedrigst- bis niedrig-gradigen Metamorphose von Metasedimenten schlüssig zu interpretieren, benötigt man geochronologische und tektonische Referenzdaten. Mit der Entwicklung neuer tektonischer Konzepte, präziserer Geothermometer und einer zunehmend größer werdenden Datenbasis verbessern sich daher die thermochronologischen Modelle eines Orogens. Dies zeigt sich auch im prominenten (TOLLMANN, 1963, 1987; FRANK, 1987) Nordwestteil des Drauzug-Gurktal-Deckensystems (SCHMID et al., 2004, Gurktaler Masse sensu PISTOTNIK, 1974; Gurktaler Decke sensu TOLLMANN, 1977; Gurktaler Deckensystem sensu NEUBAUER & PISTOTNIK, 1984).

Die klassischen Konzepte zur tektonischen Gliederung (GOSEN et al., 1985, 1987) und Geodynamik (NEUBAUER, 1987; RATSCHBACHER & NEUBAUER, 1989; KOROKNAI et al., 1999) der Gurktaler Alpen wurden durch die Kartierung des Kartenblattes Radenthein-Ost (IGLSEDER et al., 2019) erweitert und wissenschaftlich diskutiert (IGLSEDER et al., 2014; HUET, 2015; HUET & IGLSEDER 2015; IGLSEDER & HUET 2015; IGLSEDER et al., 2016, 2018; HOLLINETZ et al., 2017, 2018; HOLLINETZ, 2018; RANTITSCH et al., 2018; WERDENICH et al., 2018). Wesentlich ist dabei die Neugliederung der „Gurktaler Decken“ (GOSEN et al., 1985, 1987) in die Murau-, Pfannock-, Ackerl-, Königstuhl- und Stolzalpe-Decke (IGLSEDER et al., 2018; IGLSEDER et al., 2019) des Drauzug-Gurktal Deckensystems im Hangenden der Bundschuh- (Ötztal-Bundschuh-Deckensystem) und Gstoder-Decke (Koralpe-Wölz-Deckensystem; SCHMID et al., 2004).

Erste Illit-Kristallinitätsdaten aus den post-variszischen Feinklastika der Stolzalpe-Decke von SCHRAMM et al. (1982) belegten eine nach oben abnehmende eoalpidische (kretazische) Metamorphose. FRIMMEL (1987) beschrieb diesen Trend auch am Kontakt des unterlagernden Bundschuh-Kristallins (Bundschuh-Decke) zum Drauzug-Gurktal-Deckensystem. SCHIMANA (1986) ermittelte mit der Kalzit-Dolomit-Thermometrie eoalpidische Metamorphosetemperaturen im Stangalm-Mesozoikum der Bundschuh-Decke. Die Untersuchung der Illit-Kristallinität wurde von GOSEN et al. (1987) auf andere strukturelle Einheiten des Drauzug-Gurktal Deckensystems (Stolzalpe-Decke, Pfannock-Decke) und auf das Stangalm-Mesozoikum ausgeweitet. NEUBAUER & FRIEDL (1997) verwendeten die Farben von Conodonten der Murau- und Stolzalpe-Decke als Geothermometer. SCHUSTER (1994), SCHUSTER & FRANK (1999) sowie KOROKNAI et al. (1999) bestimmten aus mineralchemischen Daten die Metamorphosebedingungen der Bundschuh- und Gstoder-Decke.

Nach den ersten organisch petrologischen Studien in den Ost- und Südalpen (TEICHMÜLLER, 1980; SACHSENHOFER, 1987; PETSCHICK, 1989; HASENHÜTTL & RUßEGGER, 1992; RANTITSCH, 1992) konnten RANTITSCH & RUßEGGER (2000) erste Vitrinitreflexionsdaten aus den Gurktaler Alpen beschreiben. Die generelle Methodenlücke im Bereich der beginnenden Grünschieferfazies konnte dann durch die Einführung der Ramanspektroskopie an organischen Substanzen (BEYSSAC et al., 2002; RANTITSCH et al., 2004) geschlossen werden, sodass nach einer wesentlichen Verbesserung dieser Methodik (LÜNSDORF et al., 2014) der Temperaturbereich der Metamorphose zwischen 160° C und 600° C lückenlos untersucht werden kann. Thermometrische Daten aus der Ramanspektroskopie an organischen Substanzen bilden nun gemeinsam mit den neuen geochronologischen und tektonischen Befunden des Kartierprojektes die Basis für das folgende Bild der eoalpidischen Metamorphose im Umfeld des Kartenblattes Radenthein-Ost.

Nach der Variszischen Orogenese wurden die oberpennsylvanischen Sedimente (Stangnock-Formation) der Pfannock- und Stolzalpe-Decke durch die fortschreitende permo-mesozoische Versenkung auf ca. 250° C erwärmt. Eoalpidische WNW-gerichtete Überschiebungen resultierten in nach oben abnehmenden Metamorphosetemperaturen (560–430° C) in der Bundschuh-Decke. Die Stolzalpe-Decke überschob die Königstuhl-Decke entlang einer ansteigenden Rampe. Dabei wurde die Stangnock-Formation an der Basis der Königstuhl-Decke auf ca. 440° C erwärmt. Die überschobene Pfannock-Decke blieb aufgrund einer externen Position im Deckenstapel davon unbeeinflusst. Die post-variszische Wärmegeschichte der Stolzalpe-Decke kann in Übereinstimmung mit der permo-mesozoischen Paläogeografie durch die stratigrafisch belegte Subsidenz erklärt werden. Numerische Modellierungsergebnisse weisen auf die Wirkung eines stark erhöhten permo-triassischen Wärmefluss hin.

Literatur

- BEYSSAC, O., GOFFÉ, B., CHOPIN, C. & ROUZAUD, J. (2002): Raman spectra of carbonaceous material in metasediments: a new geothermometer. – *Journal of metamorphic Geology*, **20**/9, 859–871, Oxford.
- FRANK, W. (1987): Evolution of the Austroalpine elements in the Cretaceous. – In: FLÜGEL, H. & FAUPL, P. (Eds.): *Geodynamics of the Eastern Alps*, 309–406, Wien (Deuticke).
- FRIMMEL, H.E. (1987): Strukturgeologische, geochemische und geochronologische Untersuchungen zur Entwicklungsgeschichte des NW-Randes der Gurktaler Decke (Oberostalpin). – Dissertation, Universität Wien, 199 S., Wien.
- GOSEN, W. VON, HAIGES, K.H., NEUBAUER, F., PISTOTNIK, J. & THIEDIG, F. (1985): Die tektonischen Einheiten am Nord- und Westrand der Gurktaler Decke (Österreich). – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **127**/4, 693–699, Wien.
- GOSEN, W. VON, PISTOTNIK, J. & SCHRAMM, J.-M. (1987): Schwache Metamorphose in Gesteinsserien des Nockgebietes und im Postvariszikum des Karawankenvorlandes (Ostalpen, Kärnten). – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **130**/1, 31–36, Wien.
- HASENHÜTTL, C. & RUBEGER, B. (1992): Niedriggradige Metamorphose im Grazer Paläozoikum. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **135**/1, 287–299, Wien.
- HOLLINETZ, M.S. (2018): Tectono-metamorphic evolution of the upper part of the Eo-Alpine extrusion wedge. A case study from the Oberhof window (Carinthia, Austria). – Masterarbeit, Universität Wien, 87 S., Wien.
- HOLLINETZ, M.S., HUET, B., IGLSEDER, C., RANTITSCH, G. & GRASEMANN, B. (2017): Tectono-metamorphic evolution of the upper plate of the Eo-Alpine nappe-stack: constraints from the Oberhof Window (Carinthia, Austria). – *EGU General Assembly Conference Abstracts*, **19**, 10600, Wien.
- HOLLINETZ, M.S., IGLSEDER, C., SCHUSTER, R., HUET, B., RANTITSCH, G. & GRASEMANN, B. (2018): A tectono-metamorphic study from the upper part of the Eo-Alpine extrusion wedge in the Eastern Alps (Oberhof window, Carinthia, Austria). – In: KOUKAL, V. & WAGREICH, M. (Eds.): *PANGEO AUSTRIA 2018 – Abstracts*. – *Berichte der Geologischen Bundesanstalt*, **128**, 58, Wien.
- HUET, B. (2015): Strukturgeologie der Stolzalpe-Decke auf Blatt Radenthein-Ost (UTM 3106). – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **155**/1–4, 121–145, Wien.
- HUET, B. & IGLSEDER, C. (2015): WNW-gerichtete Überschiebungen und ESE-gerichtete Abschiebungen in den Gurktaler Alpen – Hinweise auf eoalpine Tektonik (Drauzug-Gurktal-Deckensystem; Oberostalpin). – In: SCHUSTER, R. & ILICKOVIC, T. (Eds.): *Tagungsband zur Arbeitstagung 2015 der Geologischen Bundesanstalt, Mitterdorf im Müürztal*, 214–215, Wien.
- IGLSEDER, C. & HUET, B. (2015): Evidence for Eoalpine top to the WNW thrusting and top to the ESE normal faulting in the Gurktal nappes (Drauzug-Gurktal nappe system, Upper Austro-Alpine, Austria). – *Emile Argand Conference – EGU series, 12th Alpine workshop, Abstract volume*, 22–23, France.
- IGLSEDER, C., SCHUSTER, R. & WEGNER, W. (2014): Structure and cooling ages in the Upper Austro-Alpine nappes in the Bundschuh area (Austria). – *PANGEO Austria 14-19.09 2014 Graz*. – *Berichte des Institutes für Erdwissenschaften der Karl-Franzens-Universität Graz*, **20**, 103, Graz.
- IGLSEDER, C., HUET, B., RANTITSCH, G., RATSCHBACHER, L. & PFÄNDER, J. (2016): Age and structure of the Stolzalpe nappe – Evidence for Variscan metamorphism, Eoalpine top-to-the-WNW thrusting and top-to-the-ESE normal faulting (Gurktal Alps, Austria). – In: ORTNER, H. (Ed.): *Abstract Volume of GeoTirol2016*, 137, Innsbruck.
- IGLSEDER, C., HUET, B., SCHUSTER, R., RANTITSCH, G., DUNKL, I. & RATSCHBACHER, L. (2018): A section through the uppermost Upper Austroalpine – Insights from the Gstoder, Bundschuh, Königstuhl and Stolzalpe Nappes (Gurktal Alps, Austria). – In: KOUKAL, V. & WAGREICH, M. (Eds.): *PANGEO Austria 2018: Abstracts, 24.–26.09.2018, Universität Wien*. – *Berichte der Geologischen Bundesanstalt*, **128**, 66, Wien.
- IGLSEDER, C., VAN HUSEN, D., HUET, B., KNOLL, T. & SCHÖNLAUB, H.P. (2019): Geologische Karte der Republik Österreich 1:25.000, Blatt Radenthein-Nordost. – *Geologische Bundesanstalt, Wien*.

- KOROKNAI, B., NEUBAUER, F., GENSER, J. & TOPA, D. (1999): Metamorphic and tectonic evolution of Austroalpine units at the western margin of the Gurktal nappe complex, Eastern Alps. – Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, **79/2**, 277–295, Zürich.
- LÜNSDORF, N.K., DUNKL, I., SCHMIDT, B.C., RANTITSCH, G. & VON EYNATTEN, H. (2014): Towards a higher comparability of geothermometric data obtained by Raman spectroscopy of carbonaceous material. Part I: evaluation of biasing factors. – Geostandards and Geoanalytical Research, **38/1**, 73–94, Oxford.
- NEUBAUER, F.R. (1987): The Gurktal Thrust System within the Austroalpine Region: Some Structural and Geometrical Aspects. – In: FLÜGEL, H. & FAUPL, P. (Eds.): Geodynamics of the Eastern Alps, 226–236, Wien (Deuticke).
- NEUBAUER, F. & FRIEDL, G. (1997): Conodont preservation within the Gurktal nappe complex, Eastern Alps. – Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Teil I: Allgemeine, Angewandte, Regionale und Historische Geologie, **1996/3/4**, 277–289, Stuttgart.
- NEUBAUER, F.R. & PISTOTNIK, J. (1984): Das Altpaläozoikum und Unterkarbon des Gurktaler Deckensystems (Ostalpen) und ihre paläogeographischen Beziehungen. – Geologische Rundschau, **73/1**, 149–174, Stuttgart. <http://dx.doi.org/10.1007/BF01820365>
- PETSCHICK, R. (1989): Zur Wärmegeschichte im Kalkalpin Bayerns und Nordtirols (Inkohlung und Illit-Kristallinität). – Frankfurter Geowissenschaftliche Arbeiten, Serie C, Mineralogie, **10**, 1–259, Frankfurt.
- PISTOTNIK, J. (1974): Zur Geologie des NW-Randes der Gurktaler Masse (Stangalm-Mesozoikum, Österreich). – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, **66/67**, 127–141, Wien.
- RANTITSCH, G. (1992): Reflexionsmessungen an Graptolithen im Silur und Unterdevon der Karnischen Alpen (Österreich). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **135**, 299–316, Wien.
- RANTITSCH, G. & RUßEGGER, B. (2000): Thrust-Related Very Low Grade Metamorphism Within the Gurktal Nappe Complex (Eastern Alps). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **142/2**, 219–225, Wien.
- RANTITSCH, G., GROGGER, W., TEICHERT, C., EBNER, F., HOFER, C., MAURER, E.-M., SCHAFFER, B. & TOTH, M. (2004): Conversion of carbonaceous material to graphite within the Greywacke Zone of the Eastern Alps. – International Journal of Earth Sciences, **93/6**, 959–973, Berlin–Heidelberg.
- RANTITSCH, G., IGLSEDER, C., HUET, B., HOLLINETZ, S. & WERDENICH, M. (2018): Organic metamorphism during thrusting within the Eoalpine upper plate (NW margin of the Gurktal nappes, Eastern Alps). – In: KOUKAL, V. & WAGREICH, M. (Eds.): PANGEO AUSTRIA 2018 – Abstracts. – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **128**, 127, Wien.
- RATSCHBACHER, L. & NEUBAUER, F. (1989): West-directed decollement of Austro-Alpine cover nappes in the eastern Alps: geometrical and rheological considerations. – In: COWARD, M.P., DIETRICH, D. & PARK, R.G. (Eds.): Alpine Tectonics. – Geological Society Special Publication, **45**, 243–262, London.
- SACHSENHOFER, R. (1987): Fazies und Inkohlung mesozoischer Kohlen der Alpen Ostösterreichs. – Mitteilungen der österreichischen geologischen Gesellschaft, **80**, 1–45, Wien.
- SCHIMANA, R. (1986): Neue Ergebnisse zur Entwicklungsgeschichte des Kristallins um Radenthein (Kärnten, Österreich). – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich, **33**, 221–232, Wien.
- SCHMID, S.M., FÜGENSCHUH, B., KISSLING, E. & SCHUSTER, R. (2004): Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. – Eclogae Geologicae Helvetiae, **97**, 93–117, Basel.
- SCHRAMM, J., GOSEN, W. VON, SEEGER, M. & TIEDIG, F. (1982): Zur Metamorphose variszischer und postvariszischer Feinklastika in Mittel- und Ostkärnten (Österreich). – Mitteilungen aus dem Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Hamburg, **53**, 169–179, Hamburg.
- SCHUSTER, R. (1994): Die alpine Großüberschiebung an der Basis des Bundschuhkristallins. Steiermark/Kärnten/Salzburg. – Diplomarbeit, Universität Wien, 121 S., Wien.
- SCHUSTER, R. & FRANK, W. (1999): Metamorphic evolution of the Austroalpine units east of the Tauern Window: indications for Jurassic strike slip tectonics. – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich, **42**, 37–58, Wien.
- TEICHMÜLLER, M. (1980): Inkohlungsgrad-Bestimmung an Kohlen- und Mergelsteinproben aus der Kainacher Gosau (Obersanton-Untercampan) des Grazer Berglandes, Österreich. – Die frühalpene Geschichte der Ostalpen (Hochschulschwerpunkt S15), Jahresbericht für 1979, 102–104, Leoben.
- TOLLMANN, A. (1963): Ostalpensynthese. – 256 S., Wien (Deuticke).
- TOLLMANN, A. (1977): Geologie von Österreich: Band I: Die Zentralalpen, 320–322, Wien (Deuticke).
- TOLLMANN, A. (1987): The alpidic evolution of the Eastern Alps. – In: FAUPL, P. & FLÜGEL, H. (Eds.): Geodynamics of the Eastern Alps, 361–378, Wien (Deuticke).
- WERDENICH, M., HOLLINETZ, M.S., GRASEMANN, B., RANTITSCH, G., IGLSEDER, C. & HUET, B. (2018): Structural and petrological investigations of the contact between the Bundschuh and Murau Nappes (Upper Austroalpine Unit, Stadl an der Mur, Austria). – In: KOUKAL, V. & WAGREICH, M. (Eds.): PANGEO AUSTRIA 2018 – Abstracts. – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **128**, 168, Wien.

Bundschuh or not Bundschuh? Discussing criteria defining the Bundschuh Nappe in the light of new P-T-t data from two localities in the Gurktal Alps (Upper Austroalpine Unit, Eastern Alps)

MARIANNE SOPHIE HOLLINETZ¹, MANUEL WERDENICH¹, CHRISTOPH IGLSEDER², BENJAMIN HUET²,
MARTIN REISER², RALF SCHUSTER², PETER TROPPEL³, GERD RANTITSCH⁴ &
BERNHARD GRASEMANN¹

¹ University of Vienna, Department of Geodynamics and Sedimentology, Althanstraße 14, 1090 Vienna.
marianne.sophie.hollinetz@univie.ac.at; manuel.werdenich@gmx.at; bernhard.grasemann@univie.ac.at

² Geological Survey of Austria, Department of Hard-Rock Geology, Neulinggasse 38, 1030 Vienna.
christoph.iglseder@geologie.ac.at; benjamin.huet@geologie.ac.at; martin.reiser@geologie.ac.at;
ralf.schuster@geologie.ac.at

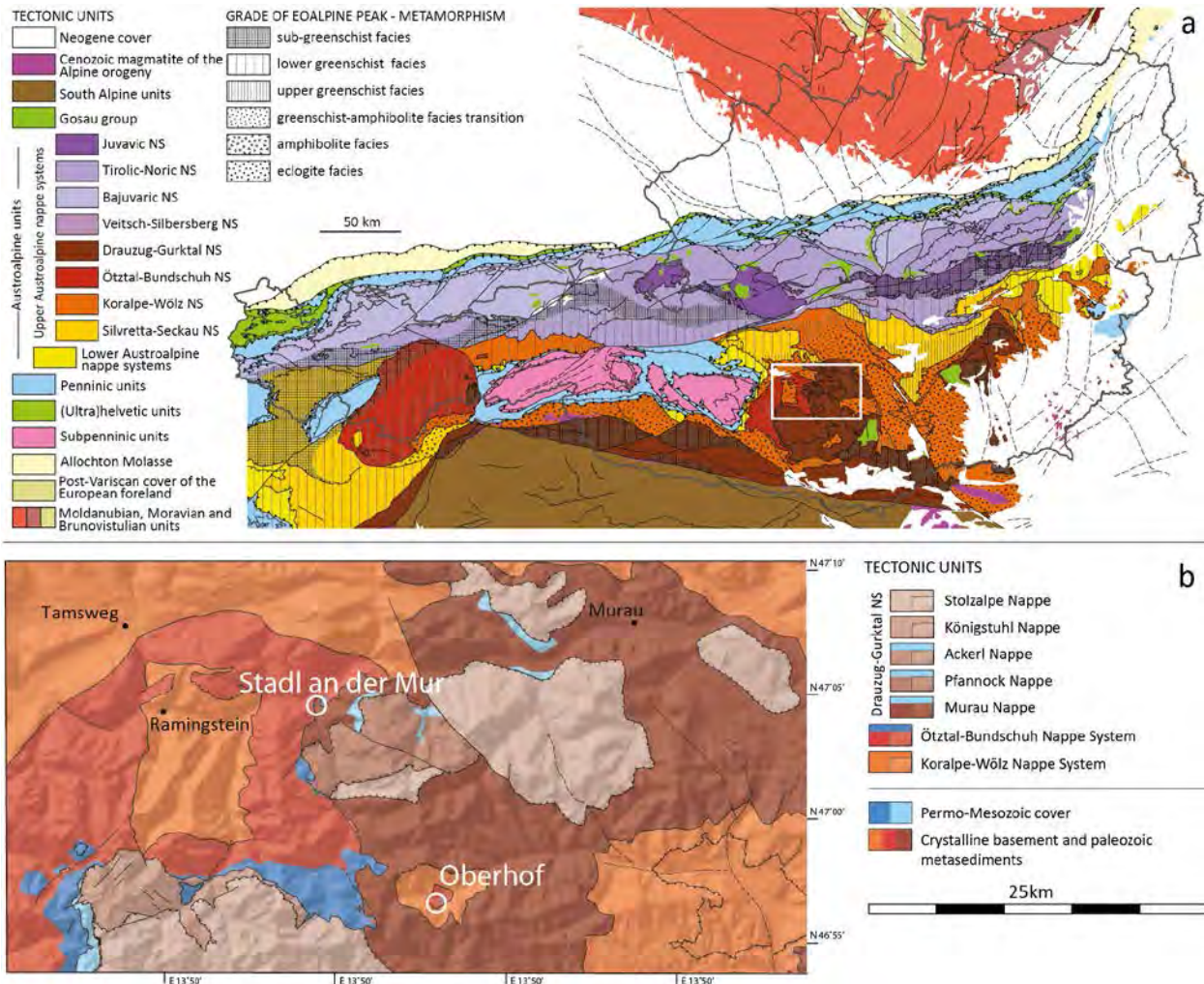
³ University of Innsbruck, Department of Mineralogie and Petrology, Innrain 52, 6020 Innsbruck.
peter.troppe@uibk.ac.at

⁴ University of Leoben, Department of Applied Geosciences and Geophysics, Peter-Tunner-Straße 5,
8700 Leoben. gerd.rantitsch@unileoben.ac.at

1. Introduction

In the Eastern Alps, the Upper Austroalpine Unit represents a nappe stack that received its pervasive tectono-metamorphic imprint during the Eo-Alpine event in the Cretaceous (Text-Fig. 1a; SCHMID et al., 2004; FROITZHEIM et al., 2008). This nappe stack consists of a polymetamorphic basement, Paleozoic metasediments and a partly metamorphosed Permian to Mesozoic cover. Nappes dominated by Paleozoic metasediments and basement rocks are grouped into four nappe systems. From bottom to the top, these are the Silvretta-Seckau, Koralpe-Wölz, Ötztal-Bundschuh and Drauzug-Gurktal Nappe Systems. Except the Koralpe-Wölz Nappe System, all of them contain Permomesozoic cover sequences, which were originally used for the tectonic subdivision (TOLLMANN, 1963, 1977). Where this cover is absent or extremely thinned, identifying the exact position of the tectonic contact separating the nappe systems becomes complicated. In this case, a detailed characterization of the tectono-metamorphic imprint and its kinematics during the pre-Alpine and Eo-Alpine events is crucial.

In the Gurktal Alps (Styria and Carinthia), the Koralpe-Wölz Nappe System is represented by the Gstoder Nappe, mainly built up by monophase metamorphic micaschist of the Radenthein Complex (IGLSEDER & HUET, 2019). Above it, the Bundschuh Nappe of the Ötztal-Bundschuh Nappe System contains the Bundschuh-Priedröf Complex which corresponds to a pre-Permian basement unit, as well as a Permian to Mesozoic cover sequence ('Stangalm Mesozoic', STOWASSER, 1956; PISTOTNIK, 1974). The crystalline basement consists of intercalated garnet-bearing paragneiss and micaschist, hosting orthogneiss of Middle Ordovician protolith age (Bundschuh Orthogneiss Lithodem). Two-phased garnets indicate at least lower amphibolite-facies metamorphism during both the Variscan and the Eo-Alpine events (SCHUSTER, 1994; SCHUSTER & FRANK, 1999; KOROKNAI et al., 1999). Towards the top of the Bundschuh Nappe, the metamorphic temperature related to the Eo-Alpine event decreases to ~450° C (e.g. SCHUSTER, 2015). The Bundschuh Nappe is tectonically overlain by the Murau and Königstuhl nappes which belong to the Drauzug-Gurktal Nappe System (Text-Fig. 1b). As an exception, in the Oberhof Window the Gstoder Nappe from the Koralpe-Wölz Nappe System is intercalated between the Bundschuh and the Murau nappes (HOLLINETZ, 2018). In this contribution, we present petrological and geochronological data from two representative samples of rock units, which occur along the boundaries between the above mentioned nappes and which do not have a clear tectonic position: (1) a garnet- and chloritoid-bearing micaschist sampled below the NW-margin of the Murau Nappe in the vicinity of Stadl an der Mur and (2) a garnet-chloritoid-bearing graphite schist sampled in the Oberhof Window (Text-Fig. 1b).

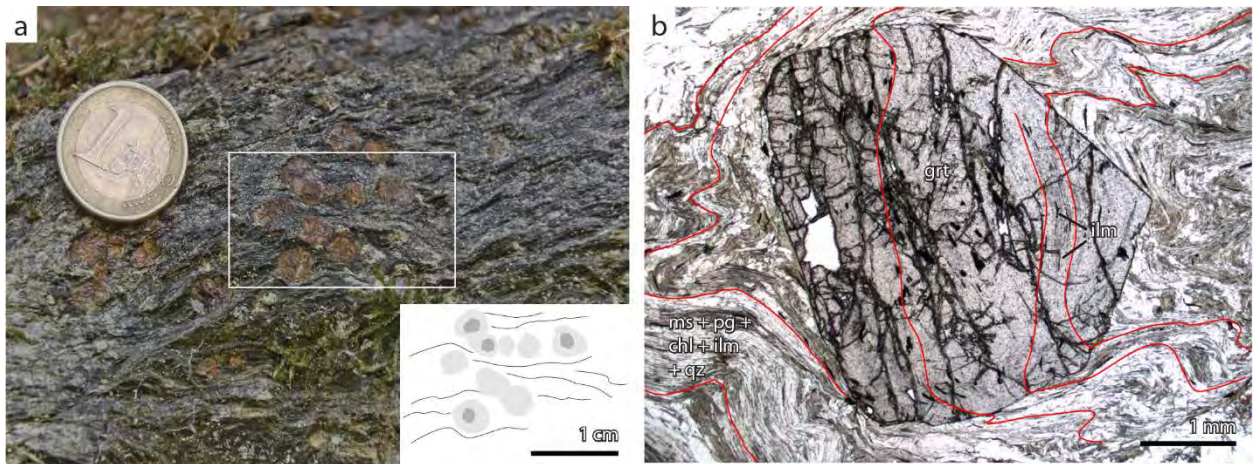


Text-Fig. 1: a) Tectonic and metamorphic overview map of the Eastern Alps (modified after SCHUSTER, 2015). b) Tectonic map of the Gurktal Alps with location of the studied samples.

2. Structural and petrological analysis

2.1. Locality Stadl an der Mur (Styria)

In the Southeast of the village Stadl an der Mur (UTM33 0423139, 5213269, see Text-Fig. 1b) a garnet-bearing and partly graphitic micaschist is exposed structurally below several tens of meters of quartzite. This quartzite is expected to be Early Triassic in age and might be interpreted as a continuation of the Stangalm Mesozoic, representing the top of the Bundschuh Nappe. The quartzite is overlain by the basal parts of the Murau Nappe (FRIMMEL, 1987). The rocks show a strong internal variability with respect to their quartz versus white mica content. Abundant garnets reach sizes of 7 mm and appear macroscopically two-phased (Text-Fig. 2a). Two sets of foliations were identified. The older foliation defining the metamorphic layering is isoclinally to tightly folded by NE–SW to E–W trending fold axes. It is overprinted by a younger crenulation cleavage parallel to the fold axial surface that shallowly dips to the North. Thin section observation of garnet inclusion trails indicates that garnet grew syntectonically with respect to folding (Text-Fig. 2b). Macroscopically, C'-type shear bands overprinting the crenulation cleavage with an E–W trending striation were observed. Stepping of quartz fibres indicates top-to-the-E kinematics, which is in agreement with the C'-type fabric and the crystallographic preferred orientation (CPO) in monomineralic quartz layers observed in thin section.



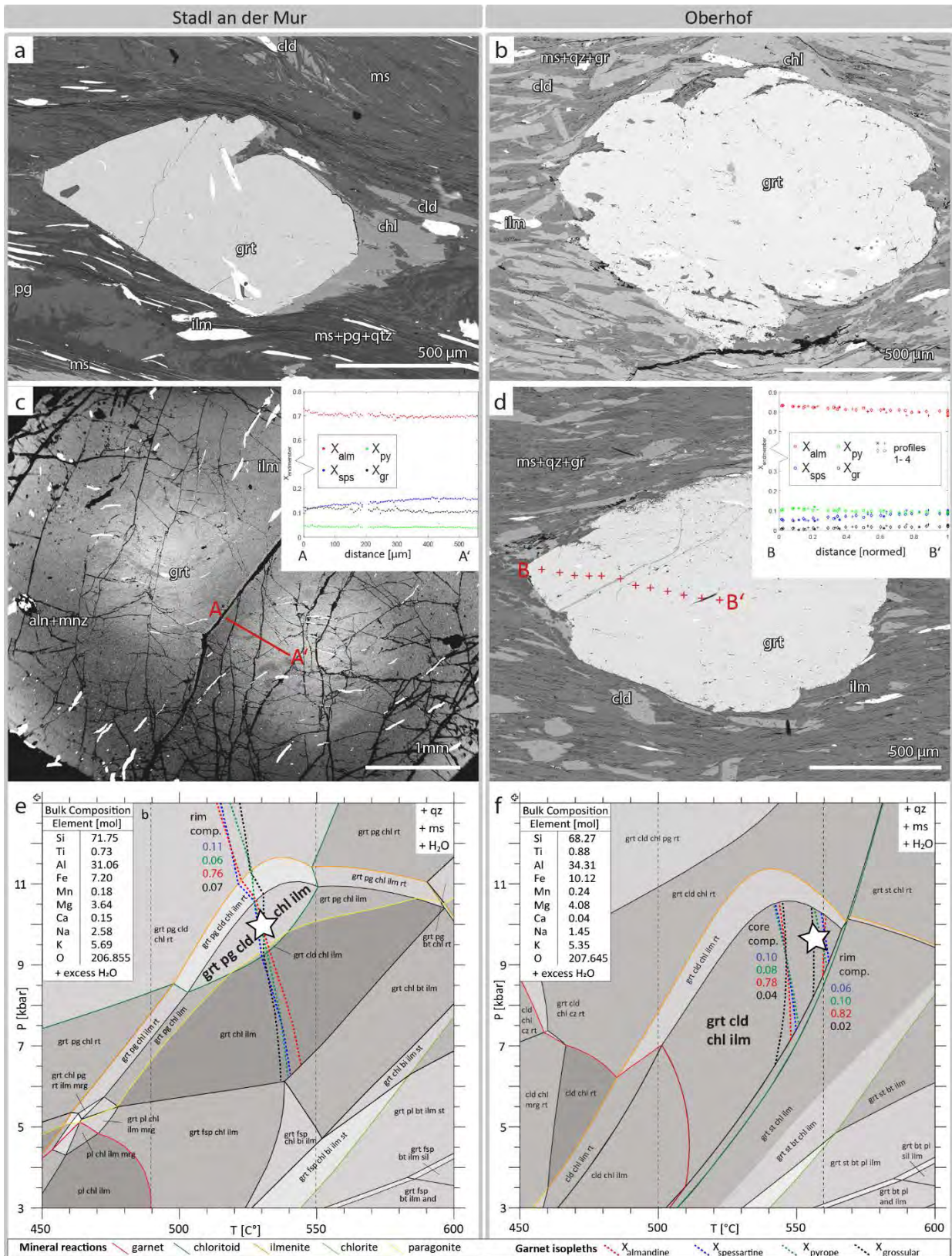
Text-Fig. 2: a) Garnet-bearing micaschist with garnets appearing macroscopically two-phased with a darker core and a brighter rim (UTM33 0423079, 5213293). b) Photomicrograph of garnet overgrowing an openly folded foliation delineated by aligned ilmenite and graphite. Folding continued after garnet growth ceased.

Petrographic characterization using scanning electron microscopy revealed a matrix consisting of chlorite, muscovite, paragonite, ilmenite and quartz (Text-Fig. 3a). Subordinate biotite and plagioclase were observed; the latter is restricted to late-stage cracks at a high angle with respect to the foliation. Large garnet porphyroblasts define a lepidoplastic microstructure. The apparent core-rim zoning of garnet observed in hand specimen scale was not confirmed at microscopic scale. Conversely, electron microprobe analysis (EMPA) shows that garnet is chemically rather homogeneous with the Mn-content decreasing towards the rim indicating prograde zoning (Text-Fig. 3c). Chloritoid is found both in the matrix and as inclusions in garnet. Allanite, monazite, zircon, apatite and tourmaline occur as accessory minerals in the matrix and as inclusions. Based on microstructural criteria (e.g. straight phase boundaries) the equilibrium assemblage stable at metamorphic peak conditions is considered to be garnet + chloritoid + chlorite + muscovite + paragonite + ilmenite + quartz. Pseudosection modelling using the software Theriak-Domino (DE CAPITANI & PETRAKAKIS, 2010) using a bulk composition derived from whole rock analysis reproduces this assemblage in a narrow P-T field in the range 500–550° C and 8–11 kbar (Text-Fig. 3e). Garnet isopleths corresponding to the rim composition are parallel to each other and crosscut this field at approximately 530° C and 10 kbar. These P-T conditions are considered to reflect the peak of metamorphism and are consistent with a maximum temperature of $520 \pm 30^\circ$ C determined by Raman microspectroscopy of carbonaceous material (RANTITSCH et al., in prep.).

2.2. Locality Oberhof (Carinthia)

In the core of the Oberhof Window an association of a garnet- and chloritoid-bearing graphite-schist, quartzite and a dolomite marble is exposed structurally above an orthogneiss. This orthogneiss is of Middle Ordovician protolith age (HOLLINETZ, 2018) and belongs to the Bundschuh Orthogneiss Lithodem of the Bundschuh Nappe. Due to its lithological composition, the graphite-schist is thought to represent a higher metamorphic grade equivalent of Pennsylvanian (late Carboniferous) metasediments of the anchizonal Königstuhl Nappe (HAIGES 1984). However, it may also belong the Gstoder Nappe, since typical garnet and hornblende-bearing micaschist of the Radenthein Complex occurs nearby.

The graphite-schist shows a pronounced metamorphic layering reflected by the abundance and size of porphyroblasts (mostly garnet and chloritoid) parallel to the penetrative schistosity. Both are tightly folded with NE–SW trending fold axes and subhorizontal axial surfaces. In the quartzite overlying the graphite schist strongly developed shape preferred orientation (SPO) and CPO of quartz indicates top-to-the-E shearing. A graphite-schist sample was collected at UTM33 432826, 5199569 (Text-Fig. 1b). Garnet is usually smaller than 3 mm (Text-Fig. 3b). Chloritoid occurs abundantly subparallel to the schistosity and partly as inclusions in garnet, whereas chlorite forms large (~5 mm) porphyroblasts oblique to the schistosity. The matrix consists of muscovite, quartz, ilmenite and graphite. Apatite, monazite and zircon occur as accessory minerals. Ilmenite and graphite inclusion trails in garnet indicate that garnet overgrew a partly folded foliation.



Text-Fig. 3: Petrographic observations and pseudosection modelling of samples from Stadl an der Mur (left column) and Oberhof (right column). a, b) Representative BSE images showing the mineral assemblage assumed to be stable at peak metamorphic conditions. c, d) BSE images of garnet and corresponding chemical composition along a profile. The profile in d summarizes data from four different garnets. e, f) Pseudosections calculated from the bulk composition given in the upper left corner. Calculations were performed with the Theriak-Domino software (DE CAPITANI & PETRAKAKIS, 2010) package using the thermodynamic database of HOLLAND & POWELL (2011) and the activity-composition relations of WHITE et al. (2014a, b). The white star marks the interpreted peak P-T conditions, vertical dashed black lines give the uncertainty interval of the peak T obtained by Raman microspectroscopy of carbonaceous material (RANTITSCH et al., in prep.). Mineral abbreviations according to WHITNEY & EVANS (2010).

Chemically, garnets show a continuous zoning with a decreasing Mn-content towards the rim and a very low Ca-content (Text-Fig. 3d). Based on microstructural criteria, the metamorphic peak assemblage is considered to be garnet + chloritoid + chlorite + muscovite + ilmenite + quartz.

A pseudosection calculated with the bulk rock composition of the sample shows that this assemblage is stable in a wide P-T field spreading over 510–560° C and 4–10 kbar. This field is crossed by the garnet isopleths corresponding to the measured rim composition close to its upper end at approximately 560° C and 9 kbar, which is considered to reflect the peak metamorphic conditions (Text-Fig. 3f). The maximum temperatures determined by Raman microspectroscopy of carbonaceous material is slightly lower at $530 \pm 30^\circ$ C, but agrees within error (RANTITSCH et al., in prep.).

3. U-Th-Pb monazite geochronology

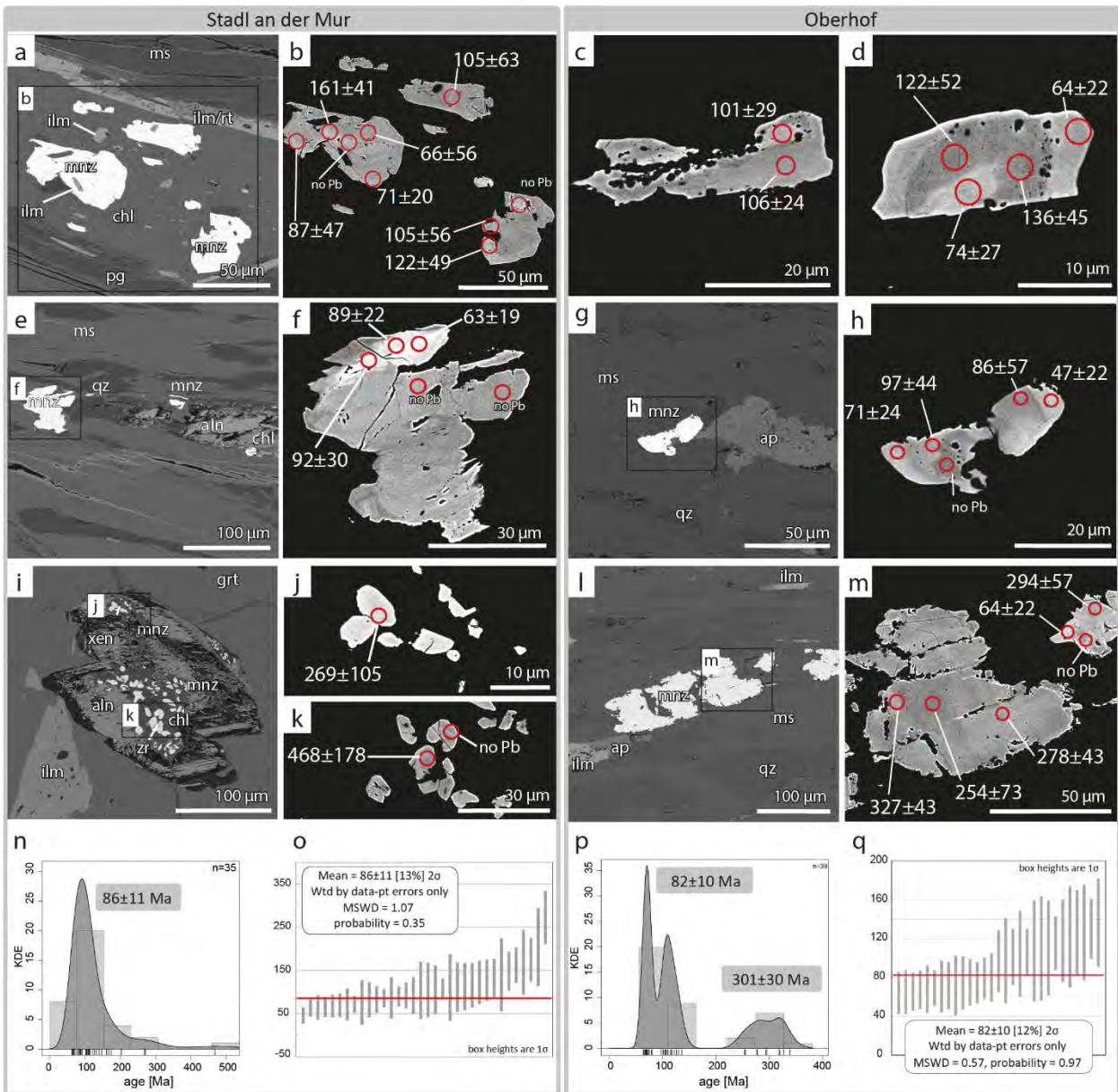
Monazite is an abundant accessory mineral occurring in both studied samples. Monazite grains were carefully characterized using SEM imaging and measured with a JEOL 8100 SUPERPROBE electron microprobe at the Institute of Mineralogy and Petrography (University of Innsbruck/Austria) in order to determine the U-Th-Pb ages of metamorphism. The instrument was operated following the approach described in THÖNI et al. (2008), using 15 kV accelerating potential and a beam current of 10 nA. Counting times were set to 40 sec. for both peak and background for the major elements, 40/40 sec. (peak/background) for Th, 200/150 sec. for trace elements and 300/200 sec. for U and Pb.

3.1. Locality Stadl an der Mur

Monazite commonly forms either aggregates of several grains together with chlorite and remnants of allanite or occurs in close vicinity of partially resorbed allanite (Text-Fig. 4a, e). Additionally, it is found as individual grains in the matrix or replacing inclusionary allanite in garnet along chlorite-filled cracks (Text-Fig. 4i). High contrast BSE images reveal compositional zoning of some grains with Th-rich monazite appearing bright (Text-Fig. 4f). For most cases, it is interpreted that monazites forms from the prograde breakdown of allanite at lower amphibolite facies conditions (SPEAR, 2010). Conversely, monazite replacing allanite inclusions in garnet is interpreted to have formed from the retrograde breakdown of allanite (Text-Fig. 4i, j, k).

Most calculated U-Th-Pb ages range between 63 ± 19 Ma and 161 ± 41 Ma (Text-Fig. 4b, f, n). Th/U ratios show a large range of 2–35 with no correlation to calculated ages or microstructural relations. The Yttrium content of most grains varies between 0.4 and 1 mol%. Individual grains in the matrix show a lower Yttrium content of ~0.2 mol%, indicating monazite growth after garnet fractionated most of the bulk Yttrium (REISER et al., 2019). However, no unambiguous correlation between microstructural position, monazite chemistry and age was found. A few older ages in the range of 200–500 Ma were obtained from monazites that clearly formed from the breakdown of allanite (e.g. Text-Fig. 4j, k). It is assumed in this case that monazite inherited common lead from its precursor mineral. The incorporation of common lead considerably shifted monazite ages resulting in apparent older ages. Alternatively, the older ages could also be interpreted as partially reset ages of either detrital or metamorphic monazites that formed during pre-alpine (Variscan?) metamorphism. However, due to the absence of a clearly defined older age population or morphologies of monazites indicating a detrital origin, the former hypothesis seems more plausible. For the mean age calculation that resulted in 86 ± 11 Ma (34 analyses, Text-Fig. 4n, o), only analyses that can be texturally clearly correlated to common lead contamination were excluded (Text-Fig. 4i, j, k).

Several interpretations are possible for the set of younger ages. On the one hand, the wide age range would only reflect the large uncertainty of U-Th-Pb microprobe ages and the age data could correspond to a short event in the range 86 ± 11 Ma. On the other hand, the wide age range could also reflect protracted crystallisation of monazite during a time span of possibly 50 million years. In addition, complex chemical processes involving fluid influx and/or common lead might also have an influence. Irrespective of the interpretation, these age data indicate the Cretaceous crystallisation of monazite. This unambiguously shows that the metamorphism recorded in the sample from Stadl an der Mur is Eo-Alpine.



Text-Fig. 4: Monazite data from Stadl an der Mur (left column) and Oberhof (right column). a–m) BSE images of monazites. b, c, d, f, h, j, k, m) High contrast BSE images with date (Ma) and position of the U-Th-Pb microprobe analyses. n, p) Kernel density estimate diagrams (drawn with IsoplotR, VERMEESCH, 2018). Mean ages in grey boxes are given with a 2σ interval. o, q) Weighted mean ages for the young monazite set at 86 ± 11 Ma for the Stadl an der Mur and 82 ± 10 Ma for Oberhof, respectively (drawn with Isoplot 4.15; LUDWIG, 2012).

3.2. Locality Oberhof

In the graphite schist, monazite occurs ubiquitously in the matrix and as inclusions in all porphyroblasts. The grains are rounded to subidiomorphic and commonly smaller than $20 \mu\text{m}$. Most grains exhibit distinctive compositional zoning with cores overgrown by one or two rims (Text-Fig. 4c, d). Occasionally, neighbouring U-Th bearing minerals (e.g. apatite, zircon) lead to more complex compositional zoning patterns (Text-Fig. 4g, h). A different, rarely occurring microstructural type of monazite comprises much larger (up to $100 \mu\text{m}$) grains with patchy zoning (Text-Fig. 4l, m). These large grains are cracked and thus partly resorbed.

Calculated U-Th-Pb ages for the small, zoned grains range between 47 ± 22 and 136 ± 45 (Text-Fig. 4d, p). Th/U ratios show two populations with most analyses plotting between 1–5 and few grains showing a large range of 6–19, but no correlation with ages or microstructural position can be made so far. In terms of Yttrium-content, most analyses range between 0.5–1.2 mol%. A low-Yttrium monazite population containing 0.1–0.3 mol% Yttrium yields ages around ~ 65 – 75 Ma, this population is interpreted to have grown after garnet fractionation. On a kernel density plot

(VERMEESCH, 2018) two sub-peaks are observed (Text-Fig. 4p), but they overlap within error. They are thus treated as representing only one age population. Additionally, sub-grains observed in BSE images exhibit age domains, which are not always consistent with a core-rim morphology (Text-Fig. 4d). Analyses obtained from the zoned grains give a mean age of 82 ± 10 Ma (15 grains, 29 analyses). The same interpretations as for the locality Stadl an der Mur are possible for the sample of Oberhof. However, evidence for Eo-Alpine metamorphism is also here unambiguous.

Two large grains with patchy chemical zoning were analysed (Text-Fig. 4l). Ages obtained from these grains are significantly older and range between 250 and 350 Ma with a mean age at 301 ± 30 Ma (10 analyses). Overgrowth yielding younger ages were also measured (Text-Fig. 4m). Due to the different morphology and the significantly different age, these grains are interpreted as of detrital origin and can probably be related to the Variscan Event. The large spread of the older age population might be explained by alteration of probably Carboniferous ages due to dissolution-precipitation processes during fluid-dominated Eo-Alpine metamorphism. In this sample, monazite-growth cannot be correlated to the breakdown reaction of a precursor mineral. Instead, Eo-Alpine metamorphic monazite is assumed to have crystallized from detrital monazite via a dissolution-precipitation mechanism.

4. Discussion

Summarizing data from the studied localities Stadl an der Mur and Oberhof, the following similarities are noted:

- (1) There is no unambiguous evidence of Mesozoic cover at the upper boundary of the Bundschuh Nappe in the investigated area, even though the thick quartzite in Stadl an der Mur can be considered as Permian or Lower Triassic and the dolomite in Oberhof could be considered as a metamorphic equivalent of the Weißwände Lithodem (HOLLINETZ, 2018).
- (2) Raman microspectroscopy of carbonaceous material and pseudosection modelling consistently yield $530\text{--}560^\circ\text{C}$ and $9\text{--}10$ kbar for metamorphic peak P-T conditions.
- (3) Monazite U-Th-Pb microprobe ages allow unambiguous assignment of the metamorphic imprint to the Eo-Alpine event. In case the age data reflect a single growth event, the ages from both localities (86 ± 11 Ma for the Stadl an der Mur and 82 ± 10 Ma for Oberhof) overlap within uncertainty. No earlier tectono-metamorphic event could be unambiguously identified. The older measured ages are interpreted to reflect either common lead contamination from allanite or stem from detrital grains.
- (4) During the earlier stage of exhumation, the rocks deformed by folding. Top-to-the-E shearing accommodated exhumation from greenschist facies conditions to the brittle-ductile transition.

Comparing the monazite age data of both localities, the most striking difference is that only one monazite population was identified in the Stadl an der Mur sample, whereas data from Oberhof might indicate two populations. Bearing in mind the large errors of the single ages and the strong age dispersion, it remains questionable whether the calculated mean ages are geologically meaningful. Reasons for the strong dispersion of the ages could relate to inherited lead from allanite (in the sample from Stadl an der Mur) or complex fluid/rock interaction as inferred from partly peculiar zoning patterns (sample from Oberhof). Nonetheless, the data unambiguously verify the Eo-Alpine age of the metamorphism for both localities.

Diagnostic elements of the Bundschuh Nappe as it is currently defined comprise (1) two-phase garnets that record at least lower amphibolite facies conditions for both the Variscan and the Eo-Alpine Event in the Bundschuh-Priedröf Complex, (2) the occurrence of orthogneiss of Ordovician intrusion age and (3) the presence of a Permomesozoic cover sequence (SCHUSTER, 2015 and references therein). Garnet-bearing micaschist showing solely an Eo-Alpine imprint as both samples of this study do is thus rather untypical.

If considered as a part of the Bundschuh Nappe, the samples cannot be part of the Bundschuh-Priedröf Complex due to the lack of a Variscan metamorphic imprint. Thus, these lithologies must

be part of a post-Variscan cover sequence, which might already have commenced in the Pennsylvanian. So far, Carboniferous metasediments have not been described in the Bundschuh Nappe, but are known from the lower metamorphic nappes of the Drauzug-Gurktal Nappe System (Stangnock Formation, KRAINER, 1989; HUET, 2015). It is reasonable to argue that possible Carboniferous metasediments in the Bundschuh Nappe have not been recognized as such since once overprinted and deformed at upper greenschist facies conditions during the Eo-Alpine Event, they might be macroscopically indistinguishable from the crystalline basement. However, this would be only the case for a pelitic protolith, whereas the Stangnock Formation is characterized by fluvial sediments comprising conglomerates, sandstones and shales. A criterion to identify post-Variscan lithologies would be detrital monazites of Variscan ages.

An alternative interpretation explaining the P-T-t data of both localities is to assign the samples to a tectonic unit that is not the Bundschuh Nappe. The structural position of the sample from Oberhof would allow assignment to the Gstoder Nappe (Koralpe-Wölz Nappe System), whereas the sample from Stadl an der Mur could represent a basal sliver of the Murau Nappe (Drauzug-Gurktal Nappe System).

To clarify ultimately the affiliation of 'transitional lithologies' as in the present study, we highlight the need for more precise P-T-t-D data. If results of this study can be confirmed from other comparable localities, a modification of the lithostratigraphical model to account for post-Variscan (Pennsylvanian to Lower Triassic) siliciclastic metasediments in the Bundschuh Nappe might be envisaged. Finally, we emphasize that modern petrological, geochronological and structural data provide the basis for a consistent tectono-stratigraphy and thus for any geological map.

References

- DE CAPITANI, C.D. & PETRAKAKIS, K. (2010): The computation of equilibrium assemblage diagrams with Theriak/Domino software. – *American Mineralogist*, **95/7**, 1006–1016, Washington, D.C.
- FRIMMEL, H.E. (1987): *Strukturgeologische, geochemische und geochronologische Untersuchungen zur Entwicklungsgeschichte des NW-Randes der Gurktaler Decke (Oberostalpin)*. – Dissertation, Universität Wien, 199 S., Wien.
- FROITZHEIM, N., PLASIENKA, D. & SCHUSTER, R. (2008): Alpine tectonics of the Alps and Western Carpathians. – *The Geology of Central Europe*, **2**, 1141–1232, London.
- HAIGES, K.-H. (1984): *Geologie und Tektonik des Oberhofer Fensters und seiner Umrahmung im Norden der Gurktaler Alpen (Nordkärnten – Österreich)*. – Dissertation, Universität Hamburg, 254 S., Hamburg.
- HOLLAND, T.J.B. & POWELL, R. (2011): An improved and extended internally consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest, involving a new equation of state for solids. – *Journal of Metamorphic Geology*, **29/3**, 333–383, Oxford.
- HOLLINETZ, M.S. (2018): *Tectono-metamorphic evolution of the upper part of the Eo-Alpine extrusion wedge. A case study from the Oberhof window (Carinthia, Austria)*. – Masterarbeit, Universität Wien, 87 S., Wien.
- HUET, B. (2015): *Strukturgeologie der Stolzalpe-Decke auf Blatt Radenthein-Ost (UTM 3106)*. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **155/1–4**, 121–145, Wien.
- IGLSEDER, C. & HUET, B. (2019): *Tektonische Einheiten auf GK25 Blatt Radenthein-Ost und angrenzenden Gebieten*. – In: GRIESMEIER, G.E.U. & IGLSEDER, C. (Eds.): *Arbeitstagung 2019 der Geologischen Bundesanstalt – Geologie des Kartenblattes GK25 Radenthein-Ost (Murau)*, 5–18, Geologische Bundesanstalt, Wien.
- KOROKNAI, B., NEUBAUER, F., GENSER, J. & TOPA, D. (1999): Metamorphic and tectonic evolution of Austroalpine units at the western margin of the Gurktal nappe complex, Eastern Alps. – *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, **79/2**, 277–295, Zürich. <http://dx.doi.org/10.5169/seals-60209>
- KRAINER, K. (1989): Die fazielle Entwicklung der Oberkarbonsedimente (Stangnock-Formation) am NW-Rand der Gurktalerdecke. – *Carinthia II*, **179/99**, 563–601, Klagenfurt.
- LUDWIG, K. (2012): *User's manual for Isoplot 3.75–4.15: a geochronological toolkit for Microsoft Excel*. – *Berkeley Geochronology Center Special Publication*, **5**, 75 S., Berkeley, California.
- PISTOTNIK, J. (1974): *Zur Geologie des NW-Randes der Gurktaler Masse (Stangalm-Mesozoikum, Österreich)*. – *Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien*, **66–67**, 127–141, Wien.
- RANTITSCH, G., IGLSEDER, C., HOLLINETZ, M.S., HUET, B., SCHUSTER, R. & WERDENICH, M. (in prep.): *Organic metamorphism within the Eo-Alpine upper plate (NW margin of the Gurktal Alps, Upper Austroalpine Eastern Alps)*. – In preparation.

- REISER, M.K., SĂBĂU, G., NEGULESCU, E., SCHUSTER, R., TROPPER, P. & FÜGENSCHUH, B. (2019): Post-Variscan metamorphism in the Apuseni and Rodna Mountains (Romania): evidence from Sm–Nd garnet and U–Th–Pb monazite dating. – *Swiss Journal of Geosciences*, **112/1**, 101–120, Heidelberg.
- 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.
- SCHUSTER, R. (1994): Die alpine Großüberschiebung an der Basis des Bundschuhkristallins. Steiermark/Kärnten/Salzburg. – Diplomarbeit, Universität Wien, 121 S., Wien.
- SCHUSTER, R. (2015): Zur Geologie der Ostalpen. – *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **64**, 143–165, Wien.
- SCHUSTER, R. & FRANK, W. (1999): Metamorphic evolution of the Austroalpine units east of the Tauern Window: indications for Jurassic strike slip tectonics. – *Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich*, **42**, 37–58, Wien.
- SPEAR, F. (2010): Monazite–allanite phase relations in metapelites. – *Chemical Geology*, **279**, 55–62, Amsterdam.
- STOWASSER, H. (1956): Zur Schichtfolge, Verbreitung und Tektonik des Stangalm-Mesozoikums (Gurktaler Alpen). – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **99**, 65–199, Wien.
- THÖNI, W.F., TROPPER, P., SCHENNACH, F., KRENN, E., FINGER, F., KAINDL, R. & HOINKES, G. (2008): The metamorphic evolution of migmatites from the Ötztal Complex (Tyrol, Austria) and constraints on the timing of the pre-Variscan high-T event in the Eastern Alps. – *Swiss Journal of Geosciences*, **101/1**, 111–126, Basel.
- TOLLMANN, A. (1963): Ostalpensynthese. – 256 S., Wien (Deuticke).
- TOLLMANN, A. (1977): Geologie von Österreich, Band I: Die Zentralalpen, 320–322, Wien (Deuticke).
- VERMEESCH, P. (2018): IsoplotR: a free and open toolbox for geochronology. – *Geoscience Frontiers*, **9/5**, 1479–1493, Amsterdam.
- WHITE, R., POWELL, R., HOLLAND, T., JOHNSON, T. & GREEN, E. (2014a): New mineral activity–composition relations for thermodynamic calculations in metapelitic systems. – *Journal of Metamorphic Geology*, **32/3**, 261–286, Oxford.
- WHITE, R., POWELL, R. & JOHNSON, T. (2014b): The effect of Mn on mineral stability in metapelites revisited: New a–x relations for manganese-bearing minerals. – *Journal of Metamorphic Geology*, **32/8**, 809–828, Oxford.
- WHITNEY, D.L. & EVANS, B.W. (2010): Abbreviations for names of rock-forming minerals. – *American mineralogist*, **95/1**, 185–187, Washington, D.C.

Baurohstoffe auf der Geologischen Karte 1:25.000, Blatt Radenthein-Ost

MARIA HEINRICH¹, TANJA KNOLL², IRENA LIPIARSKA², PIOTR LIPIARSKI², BEATRIX MOSHAMMER²,
SEBASTIAN PFLEIDERER², GERLINDE POSCH-TRÖZMÜLLER², JULIA RABEDER², HEINZ REITNER²,
ALBERT SCHEDL², BARBARA TRÄXLER², JULIA WEILBOLD² & INGEBORG WIMMER-FREY²

¹ Marxergasse 37/5, 1030 Wien. maria.heinrich@geologie.ac.at

² Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien. tanja.knoll@geologie.ac.at;
irena.lipiariska@geologie.ac.at; piotr.lipiariski@geologie.ac.at; beatrix.moshammer@geologie.ac.at;
sebastian.pfleiderer@geologie.ac.at; gerlinde.posch@geologie.ac.at; julia.rabeder@geologie.ac.at;
heinz.reitner@geologie.ac.at; albert.schedl@geologie.ac.at; barbara.traexler@geologie.ac.at;
julia.weilbold@geologie.ac.at; ingeborg.wimmer-frey@geologie.ac.at

Die Abbaue von Bundschuh-Orthogneis im Minibachgraben und bei Bedarf im Rosatinbruch nordwestlich von Turrach auf Blatt Radenthein-Ost sind von aktueller wirtschaftlicher und überregional-regionaler Bedeutung. Von lokaler Bedeutung ist der Bedarfsabbau von Hangschutt nahe der Michelealm. Knapp an bzw. südlich der Blattgrenze liegen die regional bedeutsamen Kies-Sand-Abbaue in den Kameablagerungen und Osformen bei Bergl-Zedlitzdorf im Gurktal. Der geringen Anzahl von aktiven Baurohstoff-Abbauen steht eine Anzahl von 26 aufgelassenen Baurohstoff-Gewinnungsstätten (Marmor, Dolomit, Glimmerschiefer, Gneis, Quarzit, Kies-Sand bzw. Schutt-Grus und Lehm), von zwei Hoffnungsgebieten für Rohstoffgewinnung (Gneis) und von fünf Indikationen („Metadiabase“ und Marmor) gegenüber. Tabelle 1 zeigt dazu die Vielfalt der zum Berichtszeitpunkt und früher für Bauzwecke genutzten Gesteine und ihre geologisch-tektonische Position. Abbildung 1 gibt eine Übersicht über die Abbaue und Vorkommen auf dem Kartenblatt GK25 Radenthein-Ost.

Die hier präsentierte Bestandsaufnahme der Abbaustellen und Rohstoffvorkommen beruht bisher zum Teil auf aktuellen Erhebungen im Gelände, die anlässlich von Kartierungen, Befahrungen und mineralrohstoffgesetzlichen Verfahren auf dem Blattgebiet vorgenommen wurden. Darüber hinaus stützt sich die Bestandsaufnahme auf Archivalien der Steinbruchkartei der Geologischen Bundesanstalt und Literaturlauswertungen, insbesondere auf PICHLER (1858), KIESLINGER (1956), HAUSER & URREGG (1950, 1952) sowie auf die quartärgeologische Arbeit von VAN HUSEN (2012). Von den Untersuchungen der steirischen Rohstoffforschung sind die Projekte „Systematische Erfassung der Festgesteinsvorkommen in der Steiermark“ (NIEDERL et al., 1986), „Aufnahme und Bewertung von Dekor- und Nutzgesteinen der Steiermark“ (SUETTE, 1986) und „Rohstoffsicherung Steiermark Teil 1“ (HUBER, 1988; BEYER et al., 1998) relevant. In Kärnten sind die im Auftrag des Amtes der Kärntner Landesregierung in den Jahren 1953 bis 1955 und 1989 durchgeführten, unpublizierten Bestandsaufnahmen eine wesentliche Grundlage. Unter den bundesweiten Erhebungen, die von der Geologischen Bundesanstalt selbst durchgeführt wurden und die auch die Steiermark und Kärnten miterfasst haben, sind die systematischen Erhebungen zum Tonatlas (WIMMER-FREY et al., 1992), zum Wissensstand Baurohstoffe (HEINRICH, 1995), zu den Industriemineralen (HELLERSCHMIDT-ALBER, 1995) sowie zu hochreinen Karbonatgesteinen (MOSHAMMER & LOBITZER, 1998; MOSHAMMER, 1999) hervorzuheben. Da alle diese Arbeiten aus verschiedenen Jahren stammen, wurde 2018 bis 2019 eine Revision anhand möglichst aktueller Orthofotos durchgeführt und ein Abgleich mit der Steirischen Steinbruchkartei im ‚Digitalen Atlas Steiermark‘ (<http://gis2.stmk.gv.at/atlas/>) und Geoinformationssystem des Landes Kärnten (<http://www.kagis.ktn.gv.at/>) vorgenommen. Aufbauend auf die zitierten, bundesweiten, steirischen und kärntner Rohstoffuntersuchungen wurden eigene Vorarbeiten (HEINRICH et al., 2004; UNTERSWEG & HEINRICH, 2004) und Arbeiten zum Österreichischen Rohstoffplan (HEINRICH, 2012; PFLEIDERER et al., 2012) durchgeführt. Bezüglich Lockergesteinsrohstoffe waren der digitale Datensatz der Lockergesteinskarte (HEINRICH et al., 2018) und Mächtigkeitserhebungen (UNTERSWEG et al., 2013), beide werden fortgeschrieben, die Basis für die Eignungsbeurteilungen. Zurzeit werden österreichweit die Vorkommen junger, regenerativer Lockergesteine (Schuttkegel, Schwemmfächer und Füllungen kleiner Täler) im Hinblick auf ihre lithologische Charakteristik und Nutzbarkeit untersucht, dabei werden auch die Vorkommen auf dem Blatt Radenthein-Ost bearbeitet (PFLEIDERER et al., 2018).

Geologisch-tektonische Großeinheit / Rohstoff	Abbau in Betrieb	bei Bedarf in Betrieb	außer Betrieb, rekultiviert	Indikation, erkundete Vorkommen
Quartär				
Lehm (?Eisstausedimente, Verwitterungsprodukte kristalliner Gesteine)			3	
Hangschutt, Bergsturzmaterial		1	1	
Kies-Sand (Eisrand und ?fluviatil)			3	
Kies-Sand (Eiszerfall: Kame, Oser)			1	
Oberostalpin: Drauzug-Gurktal-Deckensystem				
Dolomitmarmor			2	
Konglomerat, Sandstein (Metakonglomerat, Metasandstein)			4+	
Quarzit			3	
Quarzphyllit, Quarzitschiefer			3	
„Metadiabas“ Metabasalt				4
Oberostalpin: Ötztal-Bundschuh-Deckensystem				
Gneis (Granitgneis, Ortho- gneis)	1	1		1
Dolomitmarmor des Weißwände-Lithodems			3	1
Oberostalpin: Koralpe-Wölz-Deckensystem				
Kalzitmarmor			1	
Glimmerschiefer, z.T. quarzitisch			2	
Gneis				1
Summe	1	2	26	7

Tab. 1: Übersicht zu bestehenden und früheren Abbaustellen sowie von Indikationen und Vorkommen von Baurohstoffen auf Blatt Radenthain-Ost, gegliedert nach geologischen Großeinheiten. Quelle: Unveröffentlichte Unterlagen aus dem Archiv der Kärntner Landesregierung und der Geologischen Bundesanstalt.

Grobkörnige Lockergesteine

Die wichtigsten Lockergesteinsbaurohstoffe des Blattes liegen am südlichen Blattrand bei Zedlitzdorf im Gurktal. Die sandig-kiesigen Kameablagerungen und Osformen werden knapp südlich der Blattgrenze noch abgebaut. Der Abbau, der sich im Blattgebiet befand, ist bereits rekultiviert. Eine Beschreibung und fotografische Darstellung der kleinräumig wechselnden Ablagerungen (grobe, matrixlose Blockpackungen, grobe Kiese wechsellagernd mit Schluffen und verkippte Sedimentpakete) findet sich bei VAN HUSEN (2012) wieder. Sie werden als typische Ablagerungen des Talgrundes im Bereich schwindender Eismassen charakterisiert. Ein weiteres, kleineres Vorkommen derartiger Kameablagerungen und einer Osform ist etwas nördlich bei Mitterdorf im Mürztal in der geologischen Karte (SCHÖNLAUB et al., 2019a) verzeichnet.

Schluffig-sandig-kiesige Eisrandsedimente wurden früher in zwei größeren Gruben bei der Huberalm und in einem Abbau am Lorenzenberg (?verschwemmte Moränenablagerungen) gewonnen, die Qualität des Materials war aber nur für den lokalen Wegebau ausreichend. Der ehemalige Abbau im Saureggental von Kies-Sand und Lehm für Schütt- und

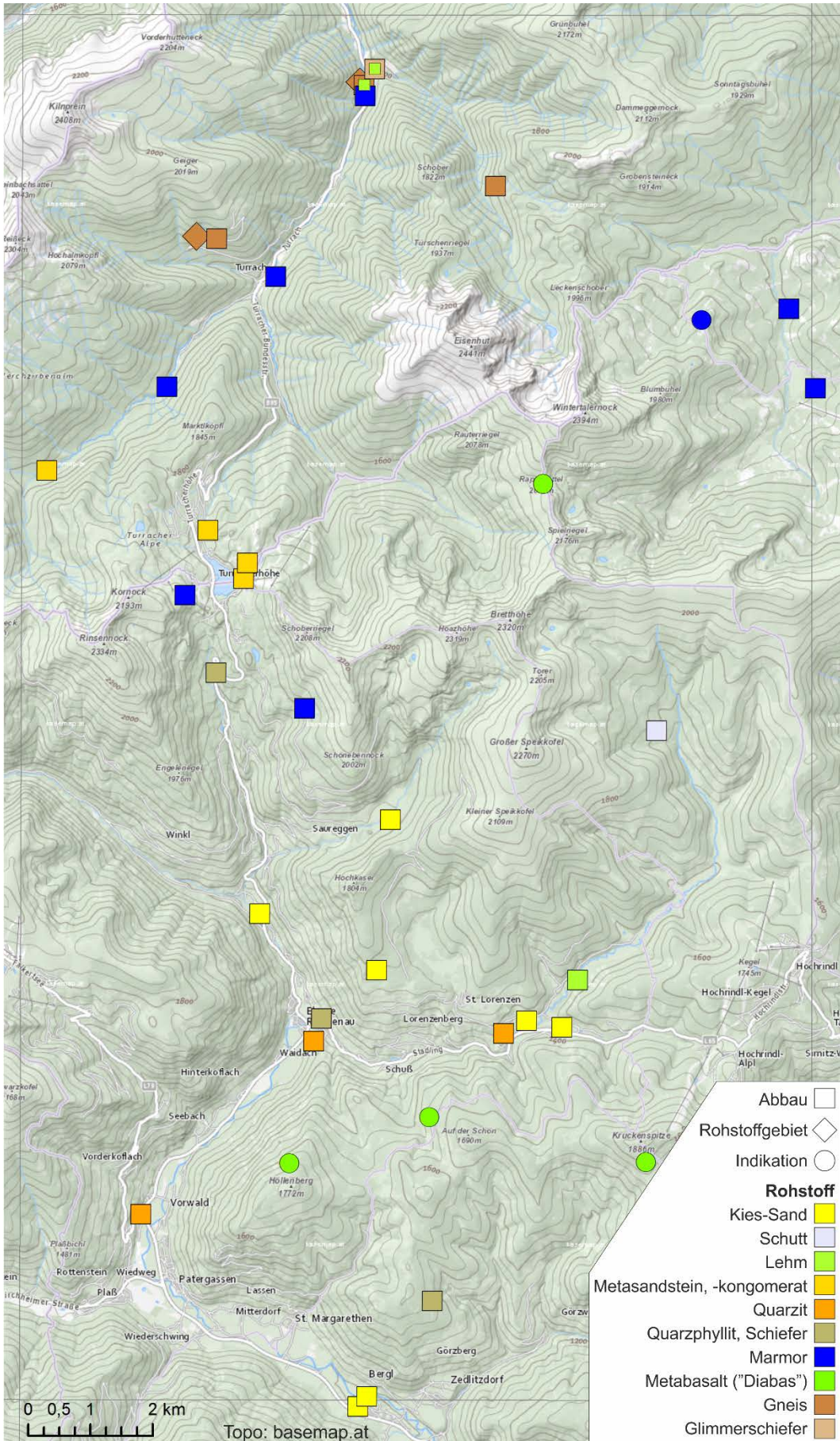


Abb. 1: Übersicht zu den Abbaue und Vorkommen von Baurohstoffen auf GK25 Blatt Radenthein-Ost.

Ausbesserungsmaterial lokaler Wege und nicht asphaltierter Straßen liegt laut Archivunterlagen etwas oberhalb der in der Karte verzeichneten Eisrandablagerungen und Moränenwälle. In dem Abbau von grobem Lockermaterial bei Unterwinkl wurde in den 1930er Jahren angeblich Bergsturzmaterial aus Quarzit und Schiefer gewonnen. Bei Bedarf wird noch Schuttmaterial unterhalb der Blockgletscherablagerungen westlich der Michelealm für den lokalen Bedarf abgebaut.

Im Zuge des derzeit laufenden Projektes Regenerat Österreich II (PFLEIDERER et al., 2018) werden österreichweit die Qualitäten von Wildbachsedimenten und die Volumina und Akkumulationsraten der Vorkommen abgeschätzt. Gemeinsam mit den Ergebnissen des Projektes Regenerat Österreich (PFLEIDERER et al., 2016) ist letztlich eine für die Gebirgsregionen des Landes flächendeckende Vorhersage der Baurohstoffeignung der regenerativen Sedimentkörper (Wildbäche, Füllungen sonstiger kleiner Täler, Hangschutt, Schuttkegel und Schwemmfächer) zu erwarten, die von der Geologischen Bundesanstalt in Form eines WebServices bereitgestellt wird.

Ton- und Ziegelrohstoffe

Einen Hinweis auf frühere Ziegelherstellung gibt die Bestandsaufnahme 1955 des Amtes der Kärntner Landesregierung mit dem Vermerk einer vollkommen verwachsenen und überschwemmten Lehmgrube im Gurktal nordöstlich der Huberalm. Um 1900 soll dort Material für den lokalen Bedarf an Mauerziegel gewonnen worden sein. Geologisch handelt es sich wohl um feinkörnige Eisstausee-Sedimente (VAN HUSEN, 2012), die von den rezenten Talsedimenten verhüllt, aber für die Moorbodensignatur in der Topografie verantwortlich sind. Zwei weitere Hinweise gehen auf PICHLER (1858) zurück, er berichtet von blauem Ton und Lehm bei der Hannebauerbrücke, der als „*einigermaßen feuerfestes Material bei Hochofenzustellungen, in der Giesserei u.s.w. verwendet*“ wurde. Es handelt sich dabei nach PICHLER (1858) um ein Verwitterungsprodukt aus etwas grafitischen Chloritschiefern. Etwas talabwärts sollen aus einem Vorkommen von grauem, stark glimmerigem Lehm rosa gefärbte, dauerhafte Ziegel gefertigt worden sein. Mangels genauer Lokalitätsangaben werden die beiden Informationen den dort bekannten Gneis- und Glimmerschieferabbauen zugeordnet.

Festgesteine

Von den aktuell wirtschaftlich verwertbaren Gesteinen ist der **Bundschuh-Orthogneis** des Ötztal-Bundschuh-Deckensystems hervorzuheben. Das Gestein kommt nach IGLSEDER & JEDLITSCHKA (2014) in drei Typen vor: a) grobkörniger, porphyroblastischer, geschieferter Augengneis, b) feinkörniger, mylonitisierter, stark geschieferter Orthogneis und c) gleichkörniger, granoblastischer Granitgneis. Das Gestein wird an zwei Stellen, bei der Rosatinalpe und im Minibachgraben, gebrochen und vorwiegend als Wasserbaustein genutzt. Im Bereich des Gneiszuges der Rosatinalpe wurde auch ein Hoffungsgebiet für die Gewinnung von Wasserbausteinen im Zuge der „Rohstoffsicherung Steiermark“ (BEYER et al., 1998) ausgewiesen.

Außer Betrieb sind alle Abbaustellen von **Quarziten, Quarzphylliten und Quarzitschiefern** in den Gesteinen des Drauzug-Gurktal-Deckensystems bei Ebene Reichenau, Vorwald, Turracher Höhe, Sankt Lorenzen und Görzberg. Hervorzuheben ist dabei die ehemalige Gewinnung von kalkfreien und ebenflächig brechenden Schiefern im sogenannten Plattlbruch beidseitig der Straße südlich Turracher Höhe. Nach KIESLINGER (1956) wurde das klirrend harte, dunkel bläulich-schwarze Gestein dort und in mehreren anderen Abbaustellen der Umgebung gewonnen und damit die Dächer vieler Kärntner Gebäude, vorwiegend Kirchen, gedeckt bzw. bis nach dem Zweiten Weltkrieg damit ausgebessert. Nach PICHLER (1858) wurde der Dachschieferabbau ehemals von Bergverweser Peter Tunner (1809–1897) in Angriff genommen.

Quarzitische Glimmerschiefer und Gneise des Koralpe-Wölz-Deckensystems wurden im Nordteil des Blattes in der Umgebung der Lokalität Hannebauer abgebaut. Hier wurde auch ein Hoffungsgebiet für Gneis (als Werk- und Dekorstein) im Zuge der steirischen Rohstoffsicherung (BEYER et al., 1998) ausgewiesen.

Metamorphe Karbonatgesteine, die abgebaut und genutzt wurden, finden sich in allen drei Deckensystemen. Grobkörniger Kalzitmarmor des Koralpe-Wölz-Deckensystems wurde an der Turrach-Straße gegenüber dem Einlassbauwerk gebrochen. Nordöstlich der Hanneshütte wurde

Dolomitmarmor des Drauzug-Gurktal-Deckensystems zur Erzeugung von Mörtel in bäuerlichen Kalköfen gewonnen. Alte Abbaustellen triadischer Dolomitmarmore des Karnerboden-Lithodems (Stangalm-Mesozoikum s.l.) des Ötztal-Bundschuh-Deckensystems sind von Turrach, vom Nesselgraben und von der Saghütte im Glanackenbachtal bekannt. Der bedeutendste Abbau war der Schwarzenberg'sche Bruch von Turrach, wo Zusatz für die Erzverhüttung und später Straßenschotter gewonnen wurden (HAUSER & URREGG, 1950; KIESLINGER, 1956; STERK & UCIK, 2003).

Von ANTHES (2004) wurden in einer „Diabas“-Studie vier Indikationen von **Metabasalten** des Drauzug-Gurktal-Deckensystems im Blattgebiet erfasst. Es handelt sich um die Vorkommen Höllenberg, Sankt Lorenzen, Kruckenspitze und Rapitzsattel. In STERK & UCIK (2003) ist das Vorkommen von „Diabasen“ im Blockwerk des Bergsturzgebietes vom Schoberriegel erwähnt. Last but not least sind unter den nutzbaren Rohstoffen die **Metakonglomerate** und **Metasandsteine** (Stangnock-Formation, Karbon) der Königstuhl-Decke des Drauzug-Gurktal-Deckensystems zu erwähnen. Sie wurden im Bereich der Turracher Höhe an vielen Stellen abgebaut, wobei mehr das Blockwerk der ausgedehnten Blockhalden genutzt, denn regelrechte Steinbrüche angelegt wurden (KIESLINGER, 1956). Aus den von grobkörnigen Konglomeraten bis zu Sandsteinen reichenden Gesteinen wurden nach KIESLINGER (1956, vgl. auch SCHÖNLAUB et al., 2019b) in erster Linie Hochofensteine, vorwiegend Gestellsteine, erzeugt und sowohl in die Steiermark als auch nach Kärnten geliefert. Auch die Erzeugung von Mühlsteinen aus feinkörnigen Sandsteinlagen und von Bausteinen war nach KIESLINGER (1956) bedeutend, angeblich wurden die Konglomerate früher auch zum Erhitzen des Wassers beim Baderwirt auf der Turracher Höhe verwendet.

Literatur

- ANTHES, G. (2004): Studie: Vorkommen von Diabasgesteinen (basaltische Gesteine) in Österreich: Phase 1: Grundlagenerhebung (Projekt: Ü-LG-050/2004). – Unveröffentlichte Berichte der FA Rohstoffgeologie, Geologische Bundesanstalt, 224 S., Strobl.
- BEYER, A., UNTERSWEIG, T., PLASS, N. & PÖSCHL, M. (1998): Rohstoffsicherung Steiermark Teil 1: Bezirk Deutschlandsberg und Westteil Bezirk Leibnitz, Murau, Liezen-West, Liezen-Ost, Teile Bezirke Bruck/M., Leoben und Judenburg, Bezirk Weiz. – Bericht Büro Beyer & Joanneum Research, Rohstoffsicherung Steiermark im Auftrag des Amtes der Steiermärkischen Landesregierung, 50 S., Graz.
- HAUSER, A. & URREGG, H. (1950): Die bautechnisch nutzbaren Gesteine Steiermarks: Die Kalke, Marmore und Dolomite Steiermarks. 3. Teil: Die Kalke des Altertums der Erde. – Technische Hochschule Graz, **5**, 36 S., Graz.
- HAUSER, A. & URREGG, H. (1952): Die bautechnisch nutzbaren Gesteine Steiermarks: Die kristallinen Schiefer. – Technische Hochschule Graz, **8**, 38 S., Graz.
- HEINRICH, M. (1995): Bundesweite Übersicht zum Forschungsstand der Massenrohstoffe Kies, Kiessand, Brecherprodukte und Bruchsteine für das Bauwesen hinsichtlich der Vorkommen, der Abbaubetriebe und der Produktion sowie des Verbrauches – Zusammenfassung: Endbericht Projekt ÜLG 26/1988-90. – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **31**, 24 S., Wien.
- HEINRICH, M. (2012): Festgesteine. – In: WEBER, L. (Ed.): Der Österreichische Rohstoffplan. – Archiv für Lagerstättenforschung der Geologischen Bundesanstalt, **26**, 146–169, Wien.
- HEINRICH, M., REITNER, H., LIPIARSKI, P. & UNTERSWEIG, T. (2004): Bundesweite Vorsorge Lockergesteine – Bericht über die Arbeiten für die Projektjahre 1999 und 2000 mit Schwerpunkt Kärnten und Oberösterreich. – Unveröffentlichter Bericht, Bund-Bundesländer-Rohstoffprojekt Ü-LG-043/1999-2000, 47 S., Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 13539-R]
- HEINRICH, M., UNTERSWEIG, T. & LIPIARSKI, P. (2018): Digitale Arbeitskarte zur Verbreitung von Lockergesteinen in Österreich 1:50.000 unter Verwendung publizierter und unpublizierter geologischer Karten. – Unveröffentlichter digitaler Datensatz, VLG-Projekt Bundesweite Vorsorge Lockergesteine, FA Rohstoffgeologie der Geologischen Bundesanstalt, Stand 2018, Wien.
- HELLERSCHMIDT-ALBER, J. (1995): Bundesweite Übersicht über Vorkommen von Industriemineralen (Österreich). – Unveröffentlichter Endbericht, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt Ü-LG-027/88-90, 225 S., Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 10690-R]
- HUBER, A. (1988): Rohstoffsicherungsgebiete im Bezirk Murau (Steiermark). – Archiv für Lagerstättenforschung der Geologischen Bundesanstalt, **9**, 59–66, Wien.
- IGLSEDER, C. & JEDLITSCHKA, B. (2014): Gneisbergbau Allach: Geologisch petrographische Beschreibung: Unterlagen gemäß ÖNORM EN 932-3. – Unveröffentlichter Bericht, 15 S., Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 18362-R]

- KIESLINGER, A. (1956): Die nutzbaren Gesteine Kärntens. – Carinthia II, Sonderheft **17**, 348 S., Klagenfurt.
- MOSHAMMER, B. (1999): Vorkommen von hochreinen und weißen Karbonatgesteinen in Österreich. – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **48**, 33 S., Wien.
- MOSHAMMER, B. & LOBITZER, H. (1998): Nutzungsoptionen ausgewählter österreichischer Vorkommen von hochreinen Karbonatgesteinen (Kalkstein, Marmor, Dolomit z.T.) – Lagerstättenkundliche Detailuntersuchungen. – Unveröffentlichter Bericht, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt Ü-LG-038/96, 184 S., Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 11288-R.1]
- NIEDERL, R., SUETTE, G. & GRÄF, W. (1986): Systematische Erfassung der Festgesteinsvorkommen in der Steiermark. – Unveröffentlichter Bericht, Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt St-A-066/86, 79 S., Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 06467-R]
- PFLEIDERER, S., REITNER, H., HEINRICH, M. & UNTERSWEIG, T. (2012): Kiessande. – In: WEBER, L. (Ed.): Der Österreichische Rohstoffplan. – Archiv für Lagerstättenforschung der Geologischen Bundesanstalt, **26**, 99–145, Wien.
- PFLEIDERER, S., HEINRICH, M., LIPIARSKA, I., RABEDER, J., REITNER, H., TRÄXLER, B., UNTERSWEIG, T. & WIMMER-FREY, I. (2016): Regenerat Österreich. Computergestützte lithologische Charakterisierung von regenerativen Wildbachsedimenten in Österreich hinsichtlich ihrer Qualität und Nutzbarkeit als Baurohstoffe. – Unveröffentlichter Bericht, VLG-Projekt Ü-LG-065/2015, IV + 6 S., Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 18846-R]
- PFLEIDERER, S., RABEDER, J., REITNER, H. & TRÄXLER, B. (2018): Computergestützte lithologische Charakterisierung von regenerativen Lockergesteinsvorkommen (Schwemmfächer, Schuttkegel, Talfüllungen) in Österreich hinsichtlich ihrer Qualität und Nutzbarkeit als Baurohstoffe „Regenerative Mineralrohstoffe Österreich II“. – Unveröffentlichter Bericht, Projekt Ü-LG-065/F, III + 21 S., Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 19530-R]
- PICHLER, V. (1858): Die Umgebung von Turrach in Ober-Steiermark in geognostischer Beziehung, mit besonderer Berücksichtigung der Stangalpner Anthracitformation. – Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **9/2**, 185–228, Wien.
- SCHÖNLAUB, H.P., VAN HUSEN, D., HUET, B. & IGLSEDER, C. (2019a): Geologische Karte der Republik Österreich 1:25.000, Blatt Radenthein-Südost. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- SCHÖNLAUB, H.P., IGLSEDER, C., VAN HUSEN, D., KABON, H. & BRÜGGEMANN-LEDOLTER, M. (2019b): Feuer und Eis Geotrail-Erlebniswege Turracher Höhe, 152 S. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- STERK, G. & UCIK, F.H. (2003): Die Turracher Höhe: Auf den Spuren der Zeit. – 272 S., Klagenfurt (Heyn).
- SUETTE, G. (1986): Aufnahme und Bewertung von Dekor- und Nutzgesteinen der Steiermark IV: Granite, Gneise, Amphibolite, Eklogite, Diabase, Quarzite. – Archiv für Lagerstättenforschung der Geologischen Bundesanstalt, **7**, 289–293, Wien.
- UNTERSWEIG, T. & HEINRICH, M. (2004): Voruntersuchungen des Bundes als Basis für überregionale und regionale Rohstoff-Vorsorgekonzepte (Lockergesteine) unter schwerpunktmäßiger Betrachtung des natürlichen Angebotes: Bericht über die Arbeiten im Projektjahr 2001 mit Schwerpunkt Steiermark. – Unveröffentlichter Bericht, Bund-Bundesländer-Rohstoffprojekt Ü-LG-043/01, 46 S., Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 13281-R]
- UNTERSWEIG, T., LIPIARSKI, P. & HEINRICH, M. (2013): Verbesserung der rohstoffgeologischen Grundlagen durch Aufarbeitung der im Zuge der Bewertungen für den Österreichischen Rohstoffplan gewonnenen neuen Erkenntnisse mit Schwerpunkt auf den Lockergesteinsvorkommen II: Mächtigkeiten der Sande und Kiessande. – Unveröffentlichter Bericht, VLG-Projekt Ü-LG-060/2011-2012, iii + 53 S., Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 17932-R]
- VAN HUSEN, D. (2012): Zur glazialen Entwicklung des oberen Gurktales. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **152/1–4**, 39–56, Wien.
- WIMMER-FREY, I., LETOUZÉ-ZEZULA, G., MÜLLER, H. & SCHWAIGHOFER, B. (1992): Tonlagerstätten und Tonvorkommen Österreichs, „Tonatlas“. – 57 S., Wien (Geologische Bundesanstalt, Universität für Bodenkultur, Institut für Bodenforschung und Baugewologie, FV Stein- und Keramik Industrie und Verband der österreichischen Ziegelwerke).

Bergbauliche Nutzung ausgewählter mineralischer Rohstoffe (Erze, Energierohstoffe) auf dem Kartenblatt GK25 Radenthein-Ost

ALBERT SCHEDL*, TANJA KNOLL*, CHRISTIAN AUER* & PIOTR LIPIARSKI*

* Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien. albert.schedl@geologie.ac.at; tanja.knoll@geologie.ac.at; christian.auer@geologie.ac.at; piotr.lipiarSKI@geologie.ac.at

1. Einleitung

Das Kartenblatt GK25 UTM-Radenthein-Ost umfasst eine Reihe von Vorkommen und Lagerstätten mineralischer Rohstoffe (Erze, Energierohstoffe) verschiedener Wertstoffzusammensetzung, die an unterschiedliche geologisch-tektonische Einheiten des Kartenblattes gebunden sind (Abb. 1). Die zeitliche Zuordnung der Mineralisationen reicht von altpaläozischen bis hin zu mesozoischen Lagerstätten/Vorkommen, wobei der Mineralbestand regional aufgrund der eoalpidischen (kretazisch), grünschieferfaziellen Metamorphose zum Teil erheblich überprägt und remobilisiert wurde.

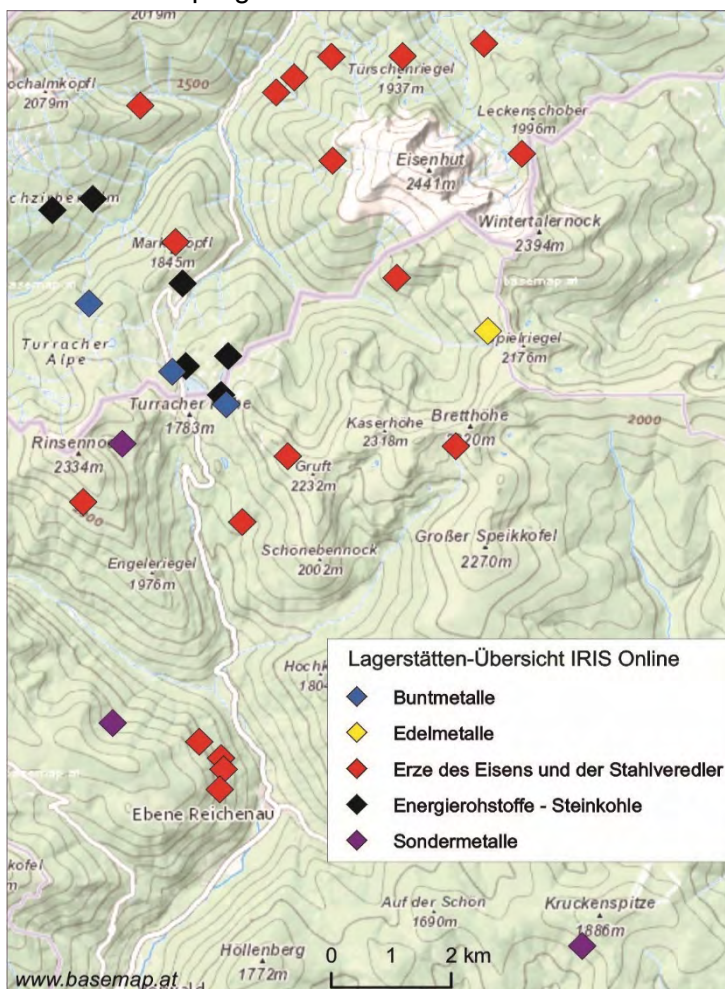


Abb. 1: Lagerstättenübersicht auf Blatt GK25 Radenthein-Ost (Auszug aus dem Rohstoffinformationssystem „IRIS“ der Geologischen Bundesanstalt, 13.03.2019, <https://www.geologie.ac.at/services/webapplikationen/iris-interaktives-rohstoffinformationssystem/>).

Die Rohstoffe wurden in historisch unterschiedlichen Zeiträumen wirtschaftlich genutzt. Der Eisenerz-Bergbau und die Eisenindustrie im Gebiet um Turrach waren dabei für die industriegeschichtliche Entwicklung der Region von vorrangiger Bedeutung.

Aus rohstoffwirtschaftlicher Sicht besitzen die meisten anderen Lagerstätten und Vorkommen keine überregionale Bedeutung und sind lediglich von lokalem historischem bzw. wissenschaftlichem Interesse.

Den historischen Bergbauen des Arbeitsgebietes widmen sich zahlreiche publizierte Arbeiten, die teilweise schon in die Frühzeit der geowissenschaftlichen Forschung in Österreich zurückreichen (VON HOHENWART, 1783; UNGER, 1840; ROLLE, 1854; PETERS, 1855; PICHLER, 1857, 1858; HAUER, 1863; SEELAND, 1868; LIPOLD, 1874; HUMPHREY, 1905; CANAVAL, 1930; REDLICH, 1931; SCHWINNER, 1931; FRIEDRICH, 1936, 1939, 1953, 1968, 1978; RAPATZ, 1951; THURNER, 1951).

Modernere Übersichtsarbeiten zu den wesentlichen Lagerstätten des Kartenblattes stammen von BRODSCHILD (1968); HÖLL (1970, 1977); KÖSTLER (1986); KÖSTLER & WIELAND (1990); WEBER et al. (1997); GOLOB (2003); PICHLER (2003) und STERK & UCIK (2003).

Im Rahmen des bundesweiten Bergbau-/Haldenkatasters der Geologischen Bundesanstalt wurden die Bergbaue des gegenständlichen Kartenblattes erstmals systematisch in ein modernes GIS-gestütztes Informations- und Dokumentationssystem integriert (SCHEDL et al., 2004, 2006). Eine aktualisierte Gesamtübersicht über sämtliche Vorkommen mineralischer Rohstoffe (Erze, Industriemineralien, Energierohstoffe) in diesem Gebiet bietet das neue Rohstoffinformationssystem der Geologischen Bundesanstalt, „IRIS Online“ (<https://www.geologie.ac.at/services/webapplikationen/iris-interaktives-rohstoffinformationssystem/>).

2. Lagerstätten/Vorkommen mineralischer Rohstoffe (Erze, Energierohstoffe) nach geologischen Einheiten

Die auf dem Kartenblatt ausgewiesenen Lagerstätten/Vorkommen zählen im Wesentlichen zu drei in „IRIS Online“ ausgewiesenen minerogenetischen Bezirken:

- Quecksilber- (Hämatit-)bezirk Stolzalpe-Decke – Kaser- bzw. Spielriegel-Komplex (Typlokalität Hohes Kohr).
- Eisenerzbezirk (Eisenkarbonat) Permomesozoikum Bundschuh-Decke (Typlokalität Innerkrems).
- Anthrazitbezirk Stolzalpe-Decke – Stangnock-Formation (Typlokalität Turrach).

Dazu kommen noch einige kleinere Erzvorkommen, die aber isolierte Einzelvorkommen darstellen und bisher keinem minerogenetischen Bezirk zugeordnet sind.

2.1. Drauzug-Gurktal-Deckensystem – Stolzalpe-Decke

2.1.1. Quecksilberlagerstätten

Die Quecksilber-Vererzungen befinden sich in unter- bis oberordovizischen, vulkanogenen Gesteinsserien des Kaser- bzw. Spielriegel-Komplexes, die sich vor allem aus einer mächtigen Abfolge von metamorphen Pyroklastika (Tuffe, Tuffite) bzw. Phylliten und eingeschalteten Eisenkarbonaten zusammensetzen. Geochemisch entsprechen diese Vulkanite einem Intraplattenvulkanismus (KERNER & LÖSCHKE, 1991).

Das Quecksilber-Vorkommen von Rottrasten nordwestlich Ebene Reichenau ist erstmals Ende des 18. Jahrhunderts bergmännisch untersucht worden. Ein Bergbau wurde hier offensichtlich erst in den 40er Jahren des 19. Jahrhunderts errichtet, war aber 1871 bereits wieder geschlossen. Zwischen 1851 und 1855 wurden jährlich 1.288 bis 8.961 kg metallisches Quecksilber in einem Retortenofen in der Nähe von Ebene Reichenau produziert, deren Erlös aber nicht die Kosten des Bergbau- und Hüttenbetriebes decken konnte (LIPOLD, 1874). Neuere bergbauliche Aufschließungsarbeiten sind noch von 1912 bis 1914 dokumentiert (STERK & UCİK, 2003). Letzte Untersuchungen wurden 1939 durch die Reichsstelle für Bodenforschung – Zweigstelle Wien durchgeführt.

Das Quecksilber-Vorkommen Hohes Kohr liegt am Osthang des Rinsennocks und wurde um 1843 durch einen kleinen Stollen und zwei Gesenke auf 110 m im Streichen und 18 m im Verflächen aufgeschlossen (Abb. 2; FRIEDRICH, 1939). Genauere Angaben über die Betriebsdauer fehlen. Die zugehörige Quecksilberhütte befand sich südöstlich des Abbaus. Die historisch äußerst interessanten Reste dieses Montandenkmals sind noch erhalten. Im Zuge eines Untersuchungsprogrammes der Reichsstelle für Bodenforschung – Zweigstelle Wien, wurde das Vorkommen 1938 nochmals detailliert untersucht. Diese Untersuchungen sind aber 1939 mangels Bauwürdigkeit (max. 0,3 % Hg) wiedereingestellt worden (STERK & UCİK, 2003).



Abb. 2: Stollenmundloch und Halden des Quecksilber-Versuchsschurfes Hohes Kohr (Foto: Hans P. Schönlaub).

Das Nebengestein des Vorkommens Rottrasten wird von phyllitischen Gesteinsabfolgen des Spielriegel-Komplexes gebildet, wobei diese teilweise auch von schwach eisenhaltigem Dolomitmarmor und Metatuffen/-tuffiten begleitet werden. Die Erz führenden Gesteinsabfolgen sind im Bereich Rottrasten bis zu 6 m mächtig, bei etwas größerer flächiger Verbreitung als im Vorkommen Hohes Kohr (HÖLL, 1970). Beim Vorkommen Hohes Kohr dominieren hingegen Metapyroklastika (Tuffe, Tuffite), die hier dem Kaser-Komplex zugeordnet werden und ebenfalls häufige Einschaltungen von schwach eisenhaltigen Dolomitmarmoren zeigen. Der vererzte Bereich im Vorkommen Hohes Kohr ist maximal 15 m mächtig und besitzt eine Längserstreckung von 100 m (HÖLL, 1970). Genauere Angaben über die Quecksilbergehalte in beiden Abbauen liegen nicht vor. LIPOLD (1874) erwähnt Gehalte von 0,39 bis 0,71 % Hg im Bergbau Hohes Kohr und 0,20 bis 1,76 % Hg im Bergbau Rottrasten.

Die beiden Quecksilber-Vererzungen (Hohes Kohr und Rottrasten) sind nahezu monomineralisch. An Erzmineralen wurden in erster Linie Cinnabarit (Abb. 3, 4), untergeordnet Pyrit, Chalkopyrit, Fahlerz, Bornit, Hämatit und Magnetit festgestellt (HÖLL, 1970). Die Gangart besteht aus eisenhaltigem Dolomitmarmor, Calcit und Quarz.

Im Wesentlichen lassen sich dabei zwei Vererzungstypen unterscheiden (HÖLL, 1977; STERK & UCIK, 2003):

- Eine Cinnabarit-Vererzung mit Quarz setzt in mehrere Meter mächtigen Abfolgen von Epidot-Chlorit-Grünschiefern (Metavulkanite) auf. Vererzung und Nebengestein sind tektonisch stark überprägt. Vom Ortsbild her ist eine Cinnabarit-Quarz-Mobilisation zu vermuten (Abb. 3).
- Cinnabarit tritt im gleichen Gestein auch zusammen mit eisenhaltigem Dolomitmarmor auf. Hier kommt Cinnabarit innerhalb oder zusammen mit den Karbonaten vor, stellenweise in kleinen Klüften und Hohlräumen. In diesem Typ treten auch geringe Mengen Pyrit, Chalkopyrit, Fahlerz und Bornit auf (Abb. 4).

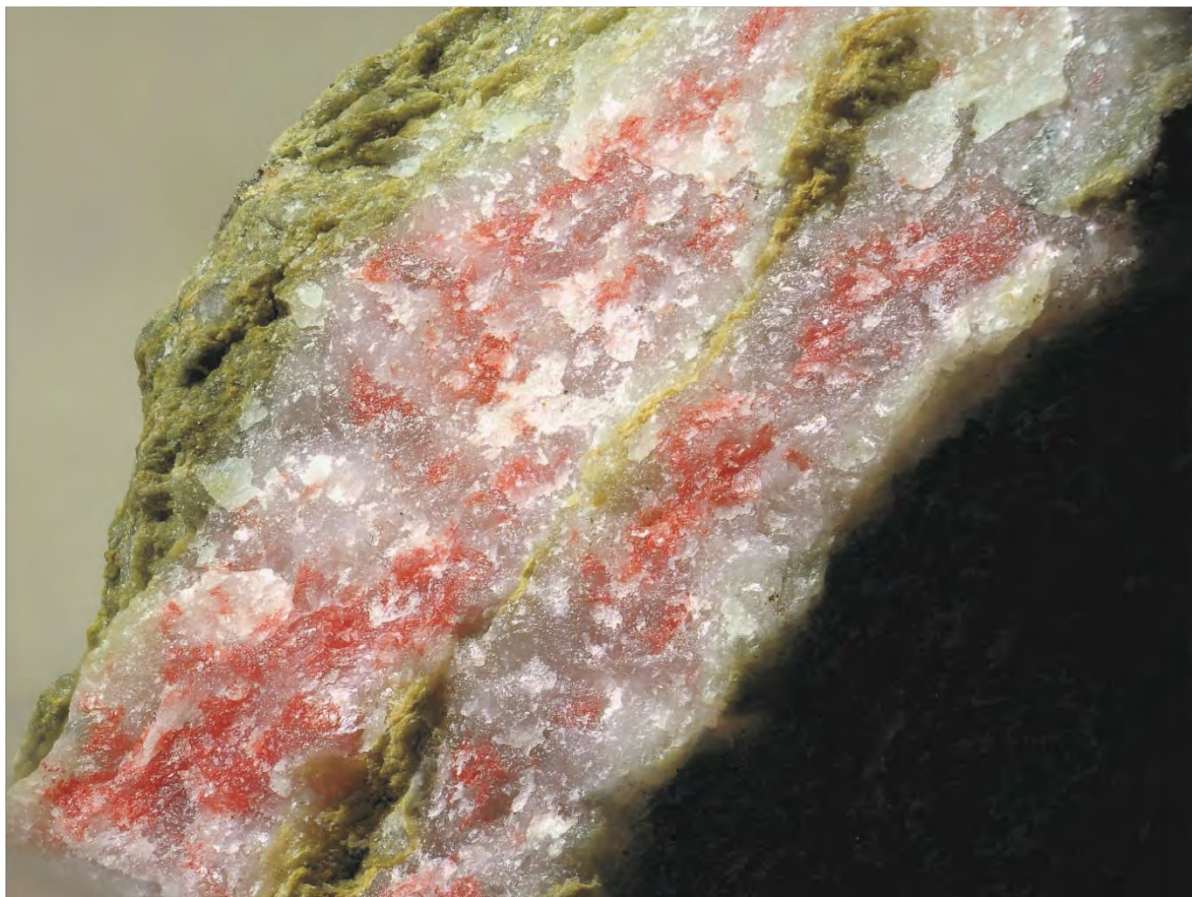


Abb. 3: Derbe Cinnabarit-Mineralisation, Quecksilber-Bergbau Hohes Kohr, 15 mm (Foto: Christian Auer).



Abb. 4: Cinnabarit auf Quarz, Quecksilber-Bergbau Rottrasten, 5,5 mm (Foto: Christian Auer).

Als Ursache der primären, typisch schichtgebundenen Quecksilber-Metallanreicherung wird ein altpaläozoischer, submariner, basischer Vulkanismus (Ordovizium) mit niedrigst-temperierter, hydrothermaler Zufuhr angenommen (HÖLL, 1977). Die Vererzung wurde variszisch und eoalpidisch metamorph überprägt (Untere Grünschieferfazies).

2.1.2. Hämatitlagerstätten

Die Hämatit-Vererzungen im Bereich des Kartenblattes stehen – obwohl getrennt vorkommend – genetisch in einem sehr engen Zusammenhang zu den Quecksilber-Vererzungen und werden daher in „IRIS-Online“ auch demselben minerogenetischen Bezirk zugeordnet.

Die relativ kleinen Vorkommen von Rottrasten konzentrieren sich auf den Ostabhang des Fadenberges unmittelbar nordwestlich Ebene Reichenau. Die bergbauliche Erschließung dieser Hämatitvorkommen wurde ab 1913 begonnen, wobei eine Reihe von Schurfstollen und Tagschürfe angelegt wurden. Wegen der verkehrstechnisch ungünstigen Lage und der geringen Wirtschaftlichkeit des Vorkommens kam der Bergbau nicht über Schurfbauaktivitäten hinaus. Die Hämatitvorkommen wurden schließlich 1938 von der Reichsstelle für Bodenforschung – Zweigstelle Wien nochmals ohne Erfolg untersucht.

Die Hämatit-Vererzung befindet sich in grauen Phylliten teilweise mit Grünschiefereinschaltungen und erreicht selten Mächtigkeiten über einen Meter. Die Vererzung ist zudem sehr absätzig. Sie setzt sich einerseits aus lagig aufgebautem, derbem bis tafelig ausgebildetem Hämatit (Abb. 5) zusammen, tritt andererseits auch in feiner Wechsellagerung mit Quarz oder als unregelmäßige Kornaggregate in einer Quarzmatrix auf (FRIEDRICH, 1978). Häufig wird Hämatit auch durch Oxidation in Magnetit umgesetzt. Als weitere Minerale wurden Pyrit und Pyrrhotin beobachtet (PICHLER, 2003).

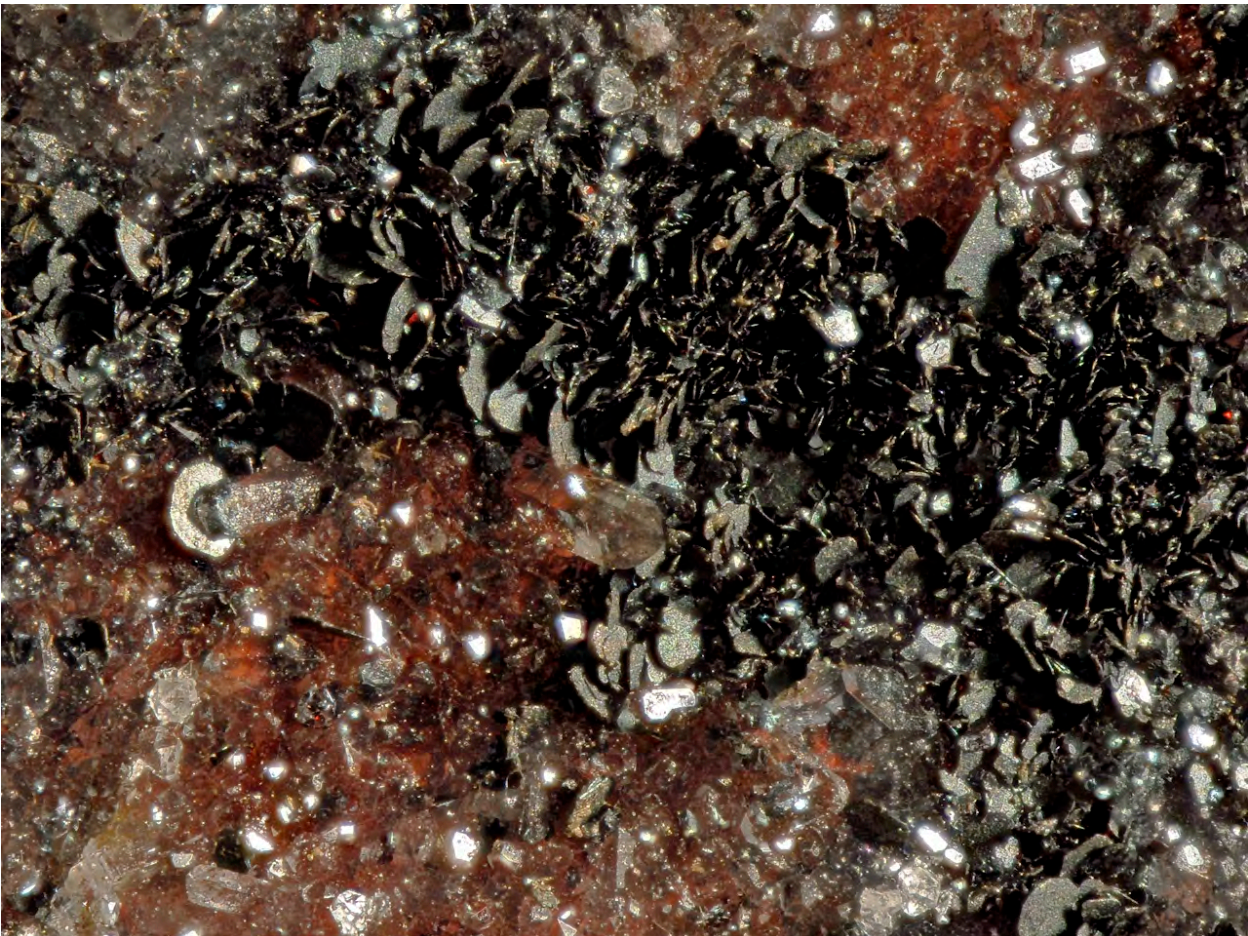


Abb. 5: Tafelige Hämatitkristalle, Roteisenstein-Bergbau Rottrasten, 4,5 mm (Foto: Christian Auer).

Die lagig-linsige Form der Vererzung und die Bindung an vulkanogene Sedimente lassen eine exhalativ-sedimentäre Lagerstättenbildung vermuten (HÖLL, 1970). In Hinblick auf die Genese besteht eine große Ähnlichkeit mit den Hämatit-Vererzungen in der ordovizischen „Magdalensberg-Gruppe“ (Hämatiterzbezirk „Magdalensberg-Gruppe“).

2.1.3. Sonstige Erzvorkommen

Neben den bisher erwähnten Erzlagerstätten in der Stolzalpe-Decke gibt es auf dem Kartenblatt noch eine Reihe kleinerer Mineralisationen, die isolierte Einzelvorkommen darstellen und keinem minerogenetischen Bezirk zuordenbar sind. Hervorzuheben ist dabei vor allem die kleine Kupfer-Sideritlagerstätte Schafalm. Der Abbau von Kupfererzen in diesem Vorkommen zählt wahrscheinlich zu den ältesten Rohstoffnutzungen im Bereich des Kartenblattes (BRODSCHILD, 1968). Historisch erwähnt wird der Kupferabbau erstmals 1622, der Abbau wurde aber mit einigen Unterbrechungen 1766 wiedereingestellt (SCHEDL et al., 2006). Die letzte Phase des Bergbaus auf der Schafalm galt der Gewinnung von Siderit (seit 1828). Dieser wurde im Hochofen Turrach vor allem als Zuschlagsstoff verwendet. Mit Ende des Hochofenbetriebs 1909 wurden die Abbautätigkeiten auch auf der Schafalm endgültig eingestellt (STERK & UČIK, 2003). Die Vererzung ist an Dolomitmarmore gebunden, die hier in Metatuffiten des Kaser-Komplexes eingelagert sind. Die Hauptmineralisation besteht aus Chalkopyrit, Siderit, Tetraedrit und Pyrit, mit Pyrrhotin und Cinnabarit als Begleitphasen (SCHEDL et al., 2006).

Ebenfalls in Metatuffiten des Kaser-Komplexes befindet sich ein kleiner Abbau am Schoberriegel südöstlich der Turracher Höhe. Gegenstand des kurzfristigen Abbaus war eine eisenhaltige Dolomitmarmorlinse, deren Roherze in Radenthein verhüttet worden sein sollen (STERK & UČIK, 2003). Nennenswert ist hier auch eine kleine Mineralfundstelle auf dem Weg zum Schoberriegel, die bei PICHLER (2003) erwähnt wird. Neben Chalkopyrit und Tetraedrit ist hier vor allem das Auftreten der Ni-Co-Sekundärphasen Annabergit und Erythrin bemerkenswert, die bei den anderen Vererzungen des Kartenblattes eher selten sind.

2.1.4. Anthrazitlagerstätten

Vorübergehend von wirtschaftlicher Bedeutung waren kleine Anthrazitflöze im Bereich der Turracher Alpe und der Turracher Höhe, die hier an verschiedenen Stellen meist im Kleinbergbau gewonnen wurden. Anthrazit wurde im Bereich Werchzirmalpe, Brandl, Mitterturrach, Großer Turrachersee bzw. Schwarzsee beschürft bzw. abgebaut. Die Anthrazitvorkommen dürften bereits Ende des 18. Jahrhunderts entdeckt worden sein (VON HOHENWART, 1783). Vor der Gewinnung als Energierohstoff wurde Anthrazit vor allem als veterinärmedizinisches Heilmittel („Kräuterstein, Drachenblut“) von Bauern dieser Region gewonnen (PICHLER, 1857). Mit der ersten geologischen Erforschung des Gebietes ab den 1840er Jahren wurden die Anthrazitvorkommen im Bereich der Stangalpe erstmals systematisch untersucht (UNGER, 1840; PICHLER, 1857, 1858).

Erste Anthrazit-Abbauversuche fanden in Brandl/Nesselgraben (südwestlich Turrach) ab 1853 statt. Mit dem systematischen Abbau wurde 1854 durch die Schwarzenbergische Verwaltung (Turrach) im Bereich des Vorkommens Werchzirmalpe begonnen (112 t Anthrazit, 1855). Abbautätigkeiten dürften hier vermutlich schon vor 1899 eingestellt worden sein (STERK & UČIK, 2003). Gegen Ende des 19. Jahrhunderts verlagerte sich der Anthrazitbergbau dann auf das Gebiet der Turracher Höhe, zwischen Turrachsee und Schwarzsee. Abbaue und Schurfversuche sind im Bereich nordwestlich Turrachsee sowie nördlich bzw. südsüdwestlich Schwarzsee dokumentiert (STERK & UČIK, 2003). In den Montanhandbüchern finden sich für diese Bergbaue auf der Turracher Höhe lediglich Abbaudaten zwischen 1890 und 1902. 1902 dürften die Abbaue offensichtlich wiedereingestellt worden sein. Der Anthrazitabbau im Gebiet von Turrach war von Beginn an wichtiger Lieferant von Energierohstoffen für den Hochofen in Turrach. Der Zuschlag von Anthrazit brachte nämlich eine merkbare Holzkohleneinsparung von rund 10 %. Nach KÖSTLER & WIELAND (1990) wurden im Hochofen in Turrach von 1867 bis 1902 ziemlich genau 5.345 t Anthrazit verbraucht. Mit dem Niedergang der Eisenindustrie in Turrach verlor aber auch der Anthrazitbergbau seine Bedeutung.

Zuletzt stand der Anthrazitbergbau in der Nachkriegszeit von 1948 bis 1959 wieder in Betrieb. Die Hauptabbaue waren der Anthrazitbergbau Turracher Höhe-Seestollen (nordwestlich Turrachsee) sowie der Anthrazitbergbau Turracher Höhe – Selenek-, Franz- und Irene-Stollen (Abb. 6; nordöstlich Schwarzsee). Die durchschnittliche jährliche Fördermenge in dieser Spätphase des Abbaus lag bei rund 1.390 t mit einer Maximalförderung 1949 (3.078 t). Abnehmer des Rohstoffes waren die Papierfabrik Nikolsdorf (Bezirk Lienz in Tirol), die Kärntner Zementwerke sowie zuletzt die VOEST (KÖSTLER & WIELAND, 1990). Der Betrieb wurde 1960 aufgrund der hohen Produktionskosten bei stark gesunkenen Kohlenweltmarktpreisen und Erschöpfung abbauwürdiger Vorräte eingestellt.



Abb. 6: Anthrazitbergbau im Bereich Turracher Höhe – Sölleneck (Foto: Christoph Iglseder).

2.2. Ötztal-Bundschuh-Deckensystem – Bundschuh-Decke

2.2.1. Eisenerzlagerstätten

Die Gewinnung von Eisenerzen im Turracher Raum geht möglicherweise bis in das Hochmittelalter zurück, wenngleich verlässliche historische Quellen mit Ortsbezug aus dieser Zeit fehlen (STERK & UCIK, 2003). Die Eisenerzlagerstätten im unmittelbaren Umfeld von Turrach waren historisch belegt ab 1662 die wichtigste Rohstoffbasis für die Entwicklung einer überregionalen Eisenindustrie in Turrach. Der eigentliche Hauptabbau im Steinbachgraben südwestlich von Turrach wurde bereits 1657 im Zuge einer Prospektion nach Kupfervorkommen entdeckt und ging bald danach in Produktion (KÖSTLER & WIELAND, 1990). Nach anfänglichen Schwierigkeiten bei den Schmelzprozessen und der damit verbundenen zeitlichen Unterbrechung (1677–1695) wurde der Abbau 1696 wieder aufgenommen (KÖSTLER & WIELAND, 1990). 1817 erfolgte eine zeitweilige Stilllegung des Bergbaus im Steinbachgraben. 1762 wurde die östliche Fortsetzung der Lagerstätten im Rohrerwald entdeckt, aber aus abbautechnischen Gründen ebenfalls bald wieder eingestellt. Mit der Erneuerung des Hochofens in Turrach durch Peter Tunner den Älteren (1786–1844) kam es ab 1811 zur Wiederinbetriebnahme des Abbaus im

Steinbachgraben und im Rohrerwald (KÖSTLER & WIELAND, 1990). Eine weitere Verleihung betraf die Lagerstätte Schafalpe (1828), die früher ob ihrer Kupferführung bebaut wurde. Durch die Errichtung des ersten Bessemerstahlwerkes in der Monarchie 1863 wurde der letzte große Höhepunkt im Bergbau und der Hütte in Turrach erreicht (Abb. 7; KÖSTLER & WIELAND, 1990). Die Eisenerzförderung und die Produktion von Roheisen ging aber ab den siebziger Jahren des 19. Jahrhunderts wieder kontinuierlich zurück. Mit der Stilllegung des Hochofenbetriebs 1909 war auch ein Ende des Erzbergbaus in der Umgebung von Turrach verbunden. Weitere Versuche einer Wiedergewältigung der Bergbaue im Steinbachgraben und Rohrerwald scheiterten 1937 und 1942. 1953 bis 1954 fand im Steinbachgraben eine kurzzeitige Haldenerzgewinnung statt (KÖSTLER & WIELAND, 1990; 120 t Eisenerz pro Monat). Die endgültige Löschung der Bergbauberechtigung erfolgte schließlich 1981.

In der permomesozoischen Basis der Stangalm-Suite ist eine Reihe von karbonatischen Eisenvererzungen eingeschaltet, mit den beiden Bergbauzentren Turrach und Innerkrems (nordwestlich des Kartenblattes). Die Vererzungen liegen in einem tektonisch begrenzten, schmalen Streifen zwischen der Stolzalpe-Decke im Hangenden und den Gesteinen der Bundschuh-Decke im Liegenden. Die Stangalm-Suite bildet dabei die transgressiv auflagernde permomesozoische Bedeckung des Bundschuh-Priedröf-Komplexes. Die Lagerstätten folgen vor allem dieser Grenze, die tektonisch stark überprägt ist.

Die Eisenerzvorkommen zwischen Turrach und Innerkrems liegen außerordentlich horizontbeständig in den tiefsten Lagen der Karbonatabfolgen, die eine grünfazielle eoalpidische Metamorphoseprägung zeigen. Die Erz führenden Abfolgen bestehen aus dunklen, gebänderten Karbonaten und Zellendolomiten („Rauwacken“), die altersmäßig in das Olenekium bzw. Anisium gestellt werden. Die zum Abbau gelangte Lagermasse setzte sich im Wesentlichen aus Siderit und Limonit zusammen. Als Begleitmineralphasen können auch Pyrit, Magnetit, Chalkopyrit, Pyrrhotin, Galenit, Hämatit, Cinnabarit und sehr selten Wulfenit (PICHLER, 1858; OFFENBACHER, 1992) auftreten.



Abb. 7: Historische Ansicht (1895) vom Hüttenkomplex Turrach (1: Hochofen, 2: Bessemeranlage, 3: Erzaldensturz am Ende der Förderseilbahn) (Archiv Albert Schedl).

Im Bereich Turrach bestanden die beiden Hauptreviere im Steinbachgraben und im Rohrerwald. Die Vererzung im Steinbachgraben umfasste vier Lager, deren maximale Mächtigkeit bis zu 28 m betrug und die auf 350 m im Streichen und 138 m im Verflächen aufgeschlossen waren (REDLICH, 1931). Im Hauptlager erreichten die Vererzungen Mächtigkeiten bis zu 30 m. Das Roherz hatte einen durchschnittlichen Eisengehalt von 50 %. Der Abbau im Rohrerwald folgte zwei Erzlagern im Grenzbereich zwischen Dolomitmarmoren und Gneisen mit Mächtigkeiten von 1–2 m (STERK & UCIK, 2003). Abgebaut wurden in beiden Lagerstätten vor allem limonitische Eisenerze („Brauneisenerz“). Die Erze eigneten sich aufgrund des Mangangehalts besonders gut für die Erzeugung von Bessemer-Roheisen in Turrach (KÖSTLER & WIELAND, 1990).

Die wenigen Neben-/Spurenelementdaten aus dem Gebiet Turrach lassen noch keine einheitlichen Verteilungsmuster erkennen. Das Mg/Mn-Verhältnis korreliert jedenfalls sehr gut mit anderen Sideritvorkommen der Kalkalpenbasis, ebenso wie die Calciumgehalte (durchschnittlich unter 1 %) (DOLEZEL & SCHROLL, 1979). Aus den bisherigen überregionalen Beobachtungen ist davon auszugehen, dass es sich bei den Vererzungen um alpidische, hydrothermal-metasomatische Bildungen handelt (POHL & BELOCKY, 1994, 1999).

Literatur

- BRODSCHILD, F. (1968): Der Eisenbergbau auf der Herrschaft Murau: ein wirtschaftsgeschichtlicher Beitrag. – Schwarzenbergischer Almanach, **34**, 35–157, Murau.
- CANAVAL, R. (1930): Bemerkungen über einige kleinere Eisensteinvorkommen der Ostalpen. – Montanistische Rundschau, **22**, 21–27, Wien.
- DOLEZEL, P. & SCHROLL, E. (1979): Beitrag zur Geochemie der Siderite in den Ostalpen. – Third International Symposium on the Mineral Deposits of the Alps, 3.–7.10.1977, Montanuniversität Leoben, Austria: Proceedings. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1978**, 293–299, Wien.
- FRIEDRICH, O.M. (1936): Über die Vererzung des Nockgebietes. – Sitzungsberichte der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse der Akademie der Wissenschaften in Wien: Abteilung I, **145**, 227–258, Wien.
- FRIEDRICH, O.M. (1939): Notizen über kärntnerische und steirische Quecksilbervorkommen. – Berg- und Hüttenmännische Monatshefte, **87**, 207–210, Wien.
- FRIEDRICH, O.M. (1953): Das Gebiet um die Turracher Höhe. – Carinthia II, **143**, 154–159, Klagenfurt.
- FRIEDRICH, O.M. (1968): Die Vererzung der Ostalpen, gesehen als Glied des Gebirgsbaues. – Archiv für Lagerstättenforschung in den Ostalpen, **8**, 1–136, Leoben.
- FRIEDRICH, O.M. (1978): Notizen über das Eisenglanzvorkommen Rotrasten bei Ebene Reichenau, Kärnten. – Carinthia II, **88**, 13–23, Klagenfurt.
- GOLOB, B. (2003): Die Nockberge: Ein Naturführer: Mit Nationalpark Nockberge. – 316 S., Klagenfurt (Verlag des Naturwissenschaftlichen Vereins für Kärnten).
- HAUER, K. (1863): Die wichtigeren Eisenerz-Vorkommen in der Österreichischen Monarchie und ihr Metallgehalt. – 187 S., Wien (Braumüller).
- HÖLL, R. (1970): Die Zinner-Vorkommen im Gebiet der Turracher Höhe (Nock-Gebiet/Österreich) und das Alter der Eisenhut-Schieferserie. – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie: Monatshefte, **1970**, 201–224, Stuttgart.
- HÖLL, R. (1977): Early Paleozoic Ore Deposits of the Sb-W-Hg-Formation in the Eastern Alps and their Genetic Interpretation. – In: KLEMM, D.D. & SCHEIDER, H.J. (Eds.): Time and Strata-Bound Ore Deposits, 169–198, Berlin (Springer).
- HUMPHREY, W. (1905): Über einige Erzlagerstätten in der Umgebung der Stangalpe. – Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **55**, 349–368, Wien.
- KERNER, F. & LÖSCHKE, J. (1991): Zur Petrographie, Röntgenographie und Geochemie der Eisenhutschiefer (Gurktaler Alpen). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **134**, 53–64, Wien.
- KÖSTLER, H.J. (1986): Montangeschichtlicher Führer durch das obere Murtal von Rotgülden bis St. Michael in der Obersteiermark. – 183 S., Fohnsdorf (Podmenik).
- KÖSTLER, H.J. & WIELAND, W. (1990): Zur Geschichte der Schwarzenbergischen Bergbaue in Österreich. – Schwarzenbergischer Almanach, **38**, 111–179, Murau.
- LIPOLD, M.V. (1874): Beschreibung einiger Quecksilber-Erzvorkommen in Kärnten und Krain. – Österreichische Zeitschrift für Berg- und Hüttenwesen, **22**, 289–291, Wien.
- OFFENBACHER, H. (1992): Über Wulfenit von der Stangalpe bei Turrach. – Der Steirische Mineralog, **5**, 11–12, Graz.
- PETERS, K. (1855): Bericht über die geologische Aufnahme in Kärnten 1854. – Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **6**, 508–580, Wien.

- PICHLER, A. (2003): Bergbau in Ostkärnten. – Carinthia II, **60**, 304 S., Klagenfurt.
- PICHLER, V. (1857): Das Vorkommen und die bisherige Verwendung der alten Kohle im Hochgebirge bei Turrach in Steiermark. – Berg- und Hüttenmännisches Jahrbuch der k. k. Montan-Lehranstalten zu Leoben und Pibram, **6**, 264–274, Klagenfurt.
- PICHLER, V. (1858): Die Umgebung von Turrach in Ober-Steiermark in geognostischer Beziehung, mit besonderer Berücksichtigung der Stangalpner Anthracitformation. – Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **9/2**, 185–228, Wien.
- POHL, W. & BELOCKY, R. (1994): Alpidic metamorphic fluids and metallogenesis in the Eastern Alps. – Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **86**, 141–152, Wien.
- POHL, W. & BELOCKY, R. (1999): Metamorphism and metallogeny in the Eastern Alps. – Mineralium Deposita, **34/5–6**, 614–629, Berlin.
- RAPATZ, J. (1951): Das Anthrazitvorkommen von Turrach. – Berg- und Hüttenmännische Monatshefte, **96**, 137, Wien.
- REDLICH, K.A. (1931): Die Geologie der innerösterreichischen Eisenerzlagerstätten. – VI + 165 S., Wien (Springer).
- ROLLE, F. (1854): Ergebnisse der geognostischen Untersuchung des südwestlichen Theiles der Obersteiermark. – Jahrbuch der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **5**, 322–369, Wien.
- SCHEDL, A., MAURACHER, J., ATZENHOFER, B., NEINAVAIE, H., RABEDER, J. & LIPIARSKI, P. (2004): Systematische Erhebung von Bergbauen und Bergbauhalden mineralischer Rohstoffe im Bundesgebiet („Bergbau-/Haldenkataster“) – Bundesland Kärnten: Jahresendbericht Projekt Ü-LG-040/2001. – Unveröffentlichte Berichte (Bibliothek der Geologischen Bundesanstalt), 204 S., Wien.
- SCHEDL, A., MAURACHER, J., ATZENHOFER, B., RABEDER, J., LIPIARSKI, P. & PROSKE, H. (2006): Systematische Erhebung von Bergbauen und Bergbauhalden mineralischer Rohstoffe im Bundesgebiet („Bergbau-/Haldenkataster“) Bundesland Steiermark – Teil I (Jahresendbericht Projekt Ü-LG-040/2004). – Unveröffentlichte Berichte (Lagerstättenarchiv der Geologischen Bundesanstalt), 154 S., Wien.
- SCHWINNER, R. (1931): Geologische Karte und Profile der Umgebung von Turrach. – 11 S., Graz (Leuscher & Lubensky).
- SEELAND, F. (1868): Notizen: 2. Das Anthracitlager auf dem Stang-Nock. – Jahrbuch des Naturhistorischen Landesmuseums von Kärnten, **8**, 118–120, Klagenfurt.
- STERK, G. & UCİK, F.H. (2003): Die Turracher Höhe: Auf den Spuren der Zeit. – 272 S., Klagenfurt (Heyn).
- THURNER, A. (1951): Bericht 1949 über praktisch-geologische Aufnahmen. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1950/51**, 117–123, Wien.
- UNGER, F. (1840): Ueber ein Lager vorweltlicher Pflanzen auf der Stangalpe in Steiermark. – Steiermärkische Zeitschrift, NF **6/1**, 140–153, Graz.
- VON HOHENWART, S. (1783): Tagebuch einer Reise nach der Stangalpe unweit Turrach in Steyermark, vom Jahre 1779. – In: VON HOHENWART, S. (Ed.): Fragmente zur mineralogisch und botanischen Geschichte Steyermarks und Kärnthens, **1**, 19–33, Klagenfurt–Laibach.
- WEBER, L., CERNY, I., EBNER, F., EICHHORN, R., FETTWEIS, G.B.L., FRANK, W., GÖD, R., GÖTZINGER, M.A., GRÄF, W., GÜNTHER, W., HÖLL, R., KIRCHNER, E.C., KÖPPEL, V., MALI, H., MELCHER, F., PAAR, W.H., PROCHASKA, W., RAITH, J.G., RANTITSCH, G., SACHSENHOFER, R.F., SCHROLL, E., SCHULZ, O., SEEMANN, R., SPIELER, A., STERK, G., TUFAR, W., VAVTAR, F. & WEISS, A. (1997): Handbuch der Lagerstätten der Erze, Industriemineralien und Energierohstoffe Österreichs: Erläuterungen zur metallogenetischen Karte von Österreich 1:500.000 unter Einbeziehung der Industriemineralien und Energierohstoffe. – Archiv für Lagerstättenforschung der Geologischen Bundesanstalt, **19**, 607 S., Wien.

Die Wasserversorgungsanlagen auf Kartenblatt GK25 Radenthein-Ost

RUDOLF BERKA*

* Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien. rudolf.berka@geologie.ac.at

Dieser Beitrag stellt einen vorläufigen Bearbeitungsstand zur Hydrogeologie auf Kartenblatt GK25 Radenthein-Ost dar.

Das vom Kartenblatt erfasste Gebiet liegt aus geografischer Sicht in den Gurktaler Alpen. Das engere Gebiet betreffend, wird auch von den Nockbergen gesprochen. Im nördlichen Blattanteil erfolgt die Entwässerung gegen Nord über die beiden Hauptgerinne Turrach und Paalbach zur Mur, während die Gebiete südlich der Hauptwasserscheide das Einzugsgebiet der oberen Gurk bilden. Die Landesgrenze verläuft schräg über den nördlichen Blattausschnitt über die Turracher Höhe. Mit der Turracher Höhe sind die beiden Gebiete verkehrstechnisch verbunden. Aus historischer Sicht hatte die Turrach gegenüber den benachbarten Nord–Süd-Übergängen wie Katschberg im Westen und Flattnitz im Osten nur geringe Bedeutung. Das Gurktal bildet das Hauptsiedlungsgebiet auf dem Kartenblatt. Im steirischen Teil liegt mit der Ortschaft Turrach (abgesehen von den jüngeren Erschießungen auf der Turracher Höhe) das einzig nennenswerte Siedlungsgebiet.

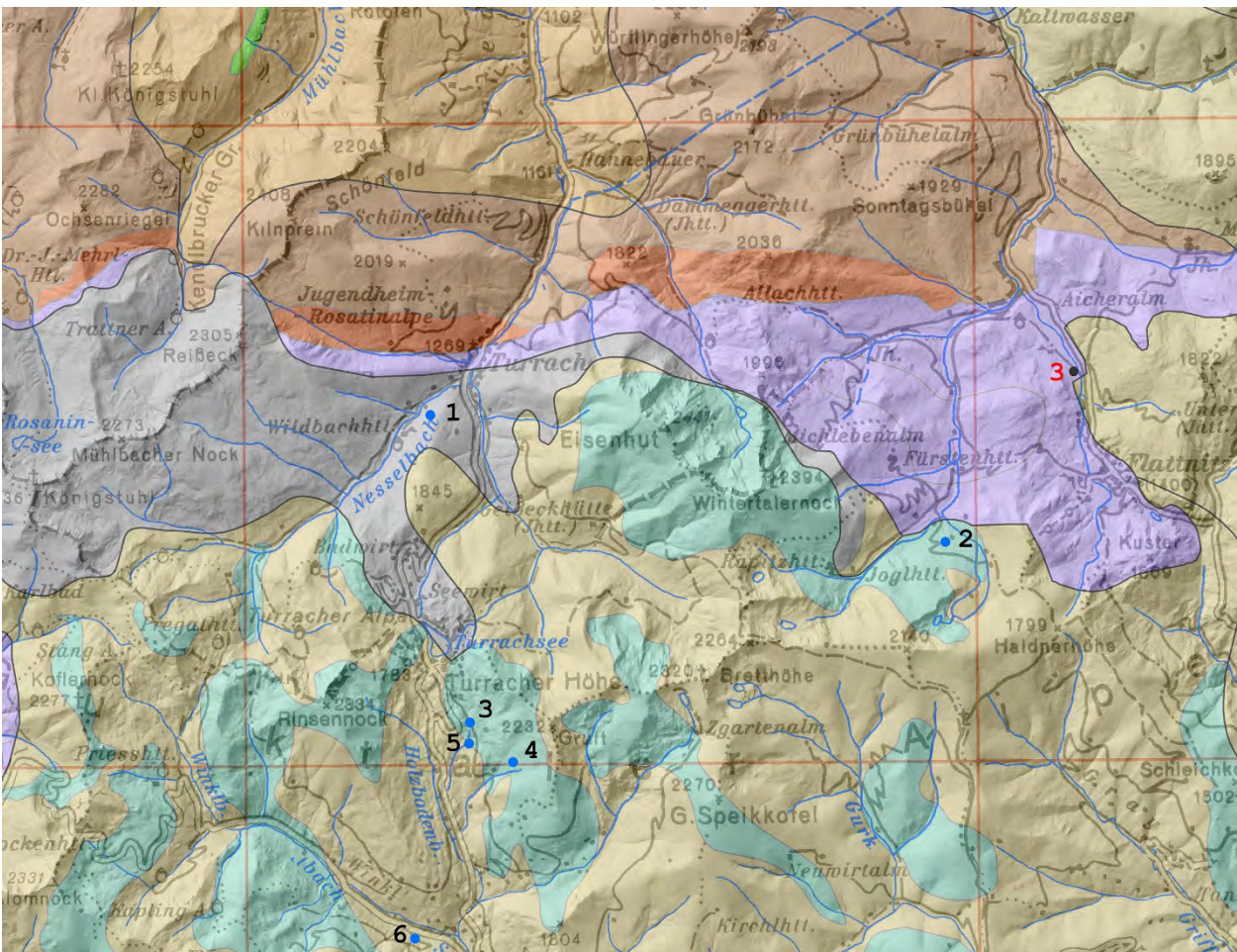


Abb. 1: Blattausschnitt Radenthein-Nordost; blaue Punkte: Entnahmen der Wasserversorgungsanlage (Nummerierung nach Tabelle 1); schwarze Punkte: Messstellennetz gemäß der Gewässerzustandsüberwachungsverordnung (2006) (Nummerierung nach Tabelle 2).

Verwaltungstechnisch haben die Bundesländer Kärnten, Steiermark und Salzburg Anteil am Blattausschnitt, wobei letztes nur marginal hineinreicht. Der steirische Anteil gehört zum

Gemeindegebiet von Stadl-Predlitz. Ein Großteil des kärntnerischen Gebietes gehört zur Gemeinde Reichenau, die sich in fünf Katastralgemeinden (Ebene Reichenau, Winkl-Reichenau, St. Lorenzen, Wiedweg und St. Margarethen) untergliedert. Die Einwohnerzahl der Gemeinde lag im Jahr 2001 bei 2.029 Personen, die sich in 21 Ortschaften aufteilen. Der südöstliche Teil und größere Gebiete in den östlichen Teilen der beiden Blattsnitte gehören zu den Gemeinden Gnesau, Albeck, Deutsch-Griffen und Glödnitz, die jedoch mit Ausnahme von Zedlitzdorf (Gemeinde Gnesau) als Dauersiedlungsgebiet keine Rolle spielen.

Die Trink- und Nutzwasserversorgung der Bevölkerung erfolgt in Österreich häufig durch die Gemeinden. Dazu kommen noch Wassergenossenschaften (WG), die zumeist eine lokale Versorgerfunktion übernehmen. Im Bereich des Kartenblattes sind zehn derartige Wasserversorgungsanlagen (WVAs, Tab. 1) vorhanden. Daneben gibt es noch einige Einzelwasserversorgungen, die ein eingetragenes Wasserrecht besitzen.

Von der Gemeinde Reichenau werden fünf WVAs betrieben, wovon eine (WVA Falkertsee) außerhalb des Kartenblattes liegt (in Abbildung 2 mit F gekennzeichnet). Dort werden eine Höhengiedlung und ein Schigebiet versorgt. Von den weiteren Anlagen der Gemeinde wurde für die nähere Umgebung der Ortschaft Ebene Reichenau die „WVA Reichenau Seebach Patergassen“ (PZ 210/1266) sowie für die südlicheren Wohngebiete die „WVA Patergassen, Wiederschwing, Wiedweg“ (PZ 210/1207) ab Mitte der 1960er Jahre gebaut. Erstere Anlage erschließt eine größere Anzahl von Quellen (Tab. 1, Nr. 7–9) in der näheren Umgebung. Daten zur Ergiebigkeit liegen nicht vor. Die südliche Anlage bezieht das Wasser aus der Madruttenquelle (Nr. 13), die eine beträchtliche Schüttung von bis zu 18,6 l/s zeigt.

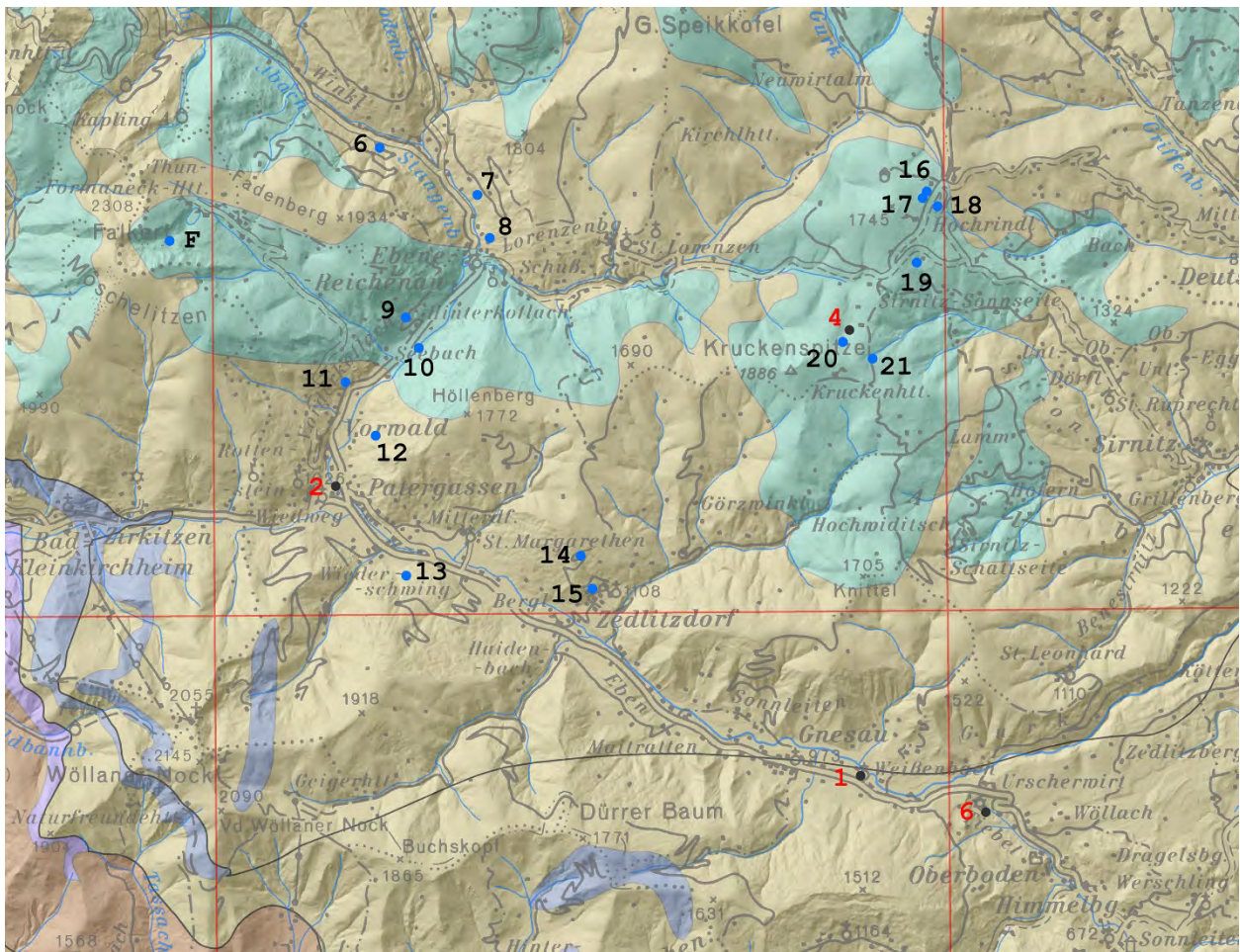


Abb. 2: Blattausschnitt Radenthein-Südost; blaue Punkte: Entnahmen der WVA (Nummerierung nach Tabelle 1); schwarze Punkte: GZUeV (Nummerierung nach Tabelle 2).

Die Bewilligung zur Errichtung einer weiteren WVA durch die Gemeinde Reichenau (WVA Turracherhöhe, PZ 210/1593) erfolgte im Jahr 1971. Diese Anlage dient zur Versorgung der mit der touristischen Entwicklung einhergehenden zunehmenden Besiedlung „Turracherhöhe“,

insbesondere durch Zweitwohnsitze. Den anfangs erschlossenen Grünsee- und Pertlquellen (Nr. 3 und 4) wurde mit der Erschließung der Schmiedquelle (ab 2005, Nr. 5) eine weitere Quelle hinzugefügt, die mit einer Entnahmemenge von 8 l/s dem gestiegenen Bedarf nachkommen sollte.

Nr. in Karte	Wasserbuch-Postzahl	Wasserversorgungsanlage	Wasserentnahme(n)	Konsens (Gesamt/Einzel) oder Schüttung (Q)	Jahr der Bewilligung
1	14/666	Gemeinde Stadl-Predlitz	Quelle	1 l/s	1968
2	205/2224	WG Flattnitz II - Guttenbrunn	Quelle	0,5 l/s	1972
3	210/1593	WVA Turracherhöhe (GWVA Reichenau 2)	große und kleine Grünseequelle		1971
4			Pertlquelle 1 und 2		1981?
5			Schmiedquelle	8 l/s	2005?
6	210/1649	WVA Winkl (GWVA Reichenau 4)	Winklquelle ost und west	Q: 0,6 l/s	1977
7	210/1266	WVA Reichenau Seebach Patergassen (GWVA Reichenau 1)	Blasiusquellen (1 - 3)		1963?
8			Egarterquellen (1 - 3)		1963?
9			Arterquelle (6 QF)		1963?
10			Tiefbrunnen Seebacher	7,5 l/s	2009
11	210/1145	WG Vorwald	Quelle	0,04 l/s (Q: 0,3 l/s)	1958
12	210/1106	WG Siedlung Botendorf-Vorwald	obere und untere Nazquelle	11,2 m ³ /d (Qmin: 0,13 l/s)	1955
13	210/1207	WVA Patergassen, Wiederschwing, Wiedweg (GWVA Reichenau 1)	Madrutterquelle(n)	Q: 6 - 18,6 l/s	1960
14	210/1128	WG Zedlitzdorf	Quelle 2 und 3	0,507 - 0,845 l/s	1956
15			Quelle 1		
16	210/2317	WVA Hochrindlgebiet (GWVA Albeck 2)	Surtmannquellen (1 -4)	5,04 l/s	1971
17			Aichbichlerquelle (1 und 2)		
18			Winklerquelle; Hochrindlquellen (1 - 3)		
19			Sicklquellen (1 - 5)	2,2 l/s	2013
20			Kruckenquellen (1 - 10)		1971?
21			Dörflerquellen (1 - 6)		2013

Tab. 1: Ausgewählte Wasserversorgungsanlagen auf Blatt GK25 Radenthein-Ost.

Für die Versorgung der Ansiedlungen auf dem steirischen Teil des Turrachgrabens mit der Ortschaft Turrach ist die WVA der Gemeinde Stadl-Predlitz, Ortsteil Turrach (PZ 14/666), zuständig. Aktuell bezieht diese WVA ihr Wasser aus einer Quelle (Nr. 1) nahe der Ortschaft. Laut Online-Wasserbuch-Auszug gehört auch der steirische Teil von „Turracherhöhe“ zum Versorgungsgebiet dieser WVA. Der hier durch die intensive Bautätigkeit angestiegene Wasserbedarf wird mittlerweile auch aus der Anlage der Gemeinde Reichenau gedeckt.

Eine weitere Anlage der Gemeinde Reichenau (WVA Winkl, PZ 210/1649) befindet sich im unteren Winklbachtal, die aus zwei Quelfassungen (Nr. 6) den Ortsteil Winkl (122 Einwohner, zumeist landwirtschaftliche Anwesen) versorgt. Die beiden Quellen sollen rund 0,6 l/s schütten. Ab 2009 fand mit der Bewilligung eines Tiefbrunnens (Nr. 10) im Gurktal bei Seebach eine Erweiterung der Gemeindeanlage Reichenau statt. Der Brunnen hat einen Spitzenentnahmekonsens von 7,5 l/s.

Zwischen den beiden genannten WVAs der Gemeinde Reichenau im Gurktal liegen noch zwei kleinere wassergenossenschaftliche Anlagen, links- und rechtsseitig des Tales. Beide bestanden schon vor den Erschließungen durch die Gemeinde. Auf der Westseite liegt die WG Vorwald (PZ 210/1145), die das Wasser aus einer Quelle (Nr. 11) mit einer Schüttung von 0,3 l/s bezieht. Die am Osthang gelegenen zwei Quellen (obere und untere Nazquelle, Nr. 12) weisen eine

Mindestschüttung von 0,13 l/s auf. Das Wasserrecht für diese Quellen ist auf die WG Siedlung-Botendorf-Vorwald (PZ 210/1106) eingetragen. Wieweit die Genossenschaftsquellen noch zur Trinkwasserversorgung herangezogen werden, ist noch zu prüfen. Das Ortsgebiet Vorwald zählt 258 Einwohner.

Für das Wohngebiet des bereits genannten Zedlitzdorf besteht seit 1956 eine Wassergenossenschaft, die aus ihren drei Quellen (Nr. 14 und 15) eine maximale Wassermenge von 0,845 l/s bezieht. Im Gebiet der Katastralgemeinde Zedlitzdorf befindet sich knapp südlich der Blattschnittgrenze noch eine Wassergenossenschaft (WG Haidenbach, PZ 210/1141), die sich aus drei Quellen in einem südlichen Seitental der Gurk versorgt. Die minimalen Schüttungen der Quellen liegen bei 0,2 bis 0,5 l/s. Auch die Gemeinde Gnesau, außerhalb des Kartenblattes flussabwärts im Gurktal gelegen, betreibt eine eigene WVA. Auf die zuletzt genannten WVAs wird insofern Bezug genommen, als sie die für das Gebiet typischen Schüttungsmengen der Quellen (0,2 bis 0,5 l/s) aufzeigen. Des Weiteren wird auf die Wasserversorgungsstrukturen im ländlichen Raum mit kleinen Einheiten hingewiesen.

Zwei weitere im Kartenblatt aufgenommene WVAs liegen im Berggebiet des Hochrindl beziehungsweise im Hochtalgebiet Guttenbrunn-Rapitzbach (Gemeinde Deutsch-Griffen). Letztere Wassergenossenschaft (WG Flattnitz II-Guttenbrunn, PZ 205/2224) nutzt eine Quelle (Nr. 2) mit 0,5 l/s Konsens. In der Umgebung liegen einige Almhütten und Jagdhäuser. Beim Berggebiet des Hochrindl liegt eine mit der Turracher Höhe oder dem Falkert vergleichbare Situation mit Schigebiet und Zweitwohnsiedlungen vor. Die „WVA Hochrindlgebiet“ (PZ 210/2317) ist eine Anlage der Gemeinde Albeck, die aus mehreren Quellgruppen Wasser erfasst. Die ab den 1970er Jahren genutzten Quellen am Hochrindl (Nr. 16–18) liefern eine Konsensmenge von 5 l/s. Die Kruckenquellen (Nr. 20) versorgen den Bereich Hochrindl-Alpl, wo ebenso neue Ansiedlungen erschlossen wurden. Damit stehen vermutlich auch die neu (ab 2013) zur WVA hinzugekommenen Quellgebiete Sickl (Nr. 19) und Dörfler (Nr. 21), weitere 11 Quellerschließungen, in Zusammenhang. Von den Sicklquellen besteht nach „Kärnten-WIS“ (Wasserinformationssystem) eine Versorgungsleitung zu den Gehöften in Sirnitz-Winkl.

Zuletzt sei noch die in Abbildung 1 eingetragene Hirschbrunnquelle (Gewässerzustandsüberwachung (GZUeV) Nr. 3, rot) erwähnt, die zur WVA Flattnitz (PZ 205/2144, Gemeindewasserversorgungsanlage Glödnitz 2) gehört und mit einem Konsens von 5 l/s zu den stärkeren Quellen zu zählen ist. Sie liegt im Dolomitmarmor des „Stangalm-Mesozoikums“.

Hydrochemie: In der vorläufigen Bearbeitung konnten hydrochemische Daten aus den Wasseranalysen zur Gewässerzustandsüberwachung (GZUeV) sowie eine Vollanalyse der WVA Turracherhöhe (Gemeinde Reichenau, Hochbehälter Turrach) erhoben werden (Tab. 2). Weiters ist eine Analyse der Thermalwässer von Bad Kleinkirchheim angefügt. Bei den GZUeV-Daten handelt es sich um zwei Messstellen des Porengrundwassers im Talboden des oberen Gurktals (GWM Gnesau (Nr. 1) und GWM Patergassen (Nr. 2)) sowie um Quellen in Karst- und Klufftgrundwasserleitern. Der genannte Hirschbrunn (Nr. 3) sowie die Oswaldquelle (Nr. 5) erschließen Wasser aus den Karbonatgesteinen des „Stangalm-Mesozoikums“ (Bundschuh-Decke). Die beprobte Kruckenquelle (Nr. 4) und die Tiebelquellen (Nr. 6) liegen im Gebiet des metamorphen Paläozoikums des Drauzug-Gurktal-Deckensystems.

Die untersuchten Wässer weisen generell eine geringe Mineralisierung (Leitfähigkeiten von 100 bis knapp 300 μS) auf. Weiters ist festzuhalten, dass in allen Wasserproben Natrium, Kalium und auch das Chlorid nur in geringen Mengen gelöst sind. Somit verbleiben für eine einfache Charakterisierung der Wässer einerseits die Gesamtmineralisierung sowie das Calcium-Magnesium-Verhältnis.

Die beiden Analysen des Porengrundwassers des Gurktals (Nr. 1 und 2) sowie jene der Kruckenquelle (Nr. 4) haben die geringsten Mineralisierungen, was auf eine geringe Verweildauer der Wässer im Untergrund und einen merkbaren Einfluss von Niederschlagswasser hinweist. Für die Kruckenquelle ist auch eine verminderte Löslichkeit der durchflossenen Gesteinsschichten in Betracht zu ziehen. Eine besondere Charakteristik des Einzugsgebietes der Kruckenquelle mit einer Vormacht von metavulkanitischen und metapyroklastischen Gesteinen des Kaser-Komplexes lässt sich aus der Wasseranalytik nicht erkennen. Der Vergleich mit der Tiebelquelle zeigt, dass letztere zwar eine höhere Gesamtmineralisierung aufweist, das Calcium- Magnesium-

Verhältnis jedoch identisch ist. Im Einzugsgebiet der Tiebelquelle dominieren die metasiliziklastischen Gesteine des Spielriegel-Komplexes.

Die relativ höchsten und auch sehr ähnlichen Mineralisierungen weisen der Hirschbrunn (Nr. 3), die Oswaldquelle (Nr. 5) und das Thermalwasser der Kirchenquelle (Nr. 8; die zwei letzteren nicht in den Abbildungen dargestellt) auf. Sie erschließen Wässer aus karbonatischen Gesteinen. Auch das Wasser des Hochbehälters (HB)-Turrach (Nr. 7; liegt im Bereich der Quelle Nr. 5 in Abbildung 1) zeigt eine durchaus vergleichbare Mineralisierung. Die generell höhere Mineralisierung ist mit der höheren Löslichkeit von Karbonaten in Bezug zu setzen. Aus dem Ca/Mg-Verhältnis lässt sich eine klare Dolomitsignatur feststellen, die für Hirschbrunn, Oswaldquelle und Kirchenquelle leicht mit dem dolomitischen Aquifergestein in Verbindung zu bringen ist. Bei der Kirchenquelle ist ein Einfluss von Anhydrit/Gips im deutlich erhöhten Sulfatgehalt festzustellen. Im Einzugsgebiet des Wassers aus dem HB-Turrach, das ebenfalls einen hohen Magnesiumanteil aufweist, dominieren Metavulkanite und Metasiliziklastika. Jedoch finden sich in dieser Gesteinsserie auch Eisendolomite, die in erster Linie zur festgestellten Mineralisierung beitragen dürften.

	Temperatur			Leitfähigkeit			pH-Wert			O ₂ -Sättigung		
	<i>min</i>	MW	<i>max</i>	<i>min</i>	MW	<i>max</i>	<i>min</i>	MW	<i>max</i>	<i>min</i>	MW	<i>max</i>
1 Gnesau (GWM)	4,4	8,3	12	83	131,4	161	5,8	6,3	7,2	9	51	102
2 Patergassen (GWM)	1,5	8,3	13,5	92	121,7	151	6,2	6,6	7,1	54,9	74,2	96
3 Hirschbrunn	4,2	6,4	12	183	235,6	289	7,3	7,7	8,1	80	93,6	107
4 Kruckenquelle	4,4	5,4	12,2	80	110,4	170	7,1	7,8	8,4	89	98,7	104
5 Oswaldquelle	6,7	7	7,7	206	226,2	258	7,3	7,8	8,1	75	95,9	103
6 Tiebelquellen	7	7,5	8,9	194	204,2	218	7,4	7,8	8,2	72	90,9	101
7 HB Turrach		2,9			213			7,94				
8 BKK Kirchenquelle		22,9			265			7,95				

	Calcium			Magnesium			Natrium			Kalium		
	<i>min</i>	MW	<i>max</i>	<i>min</i>	MW	<i>max</i>	<i>min</i>	MW	<i>max</i>	<i>min</i>	MW	<i>max</i>
1 Gnesau (GWM)	9,1	16,2	22,3	2,1	4,1	6,2	2,1	3,7	5,7	0,7	1,2	1,7
2 Patergassen (GWM)	13,2	15,9	19,4	3,7	4,7	5,6	2,3	2,8	4	0,6	0,7	1,4
3 Hirschbrunn	22,3	28,5	35,5	10,1	13,4	16,4	0,8	1,5	2,5	0,6	0,8	1,5
4 Kruckenquelle	12,3	16,5	21,6	2	2,8	3,7	1,5	1,9	3	0,4	0,5	0,6
5 Oswaldquelle	23,5	26,6	30,6	11,9	13,5	15,9	1,3	1,6	2,6	0,8	1	1,4
6 Tiebelquellen	29,7	31,8	35,3	5,2	5,5	6	3	3,4	4,3	0,6	0,7	1
7 HB Turrach		24,5			14,8			<2			<2	
8 BKK Kirchenquelle		35,5			13,4			3,2			1,48	

	Chlorid		Sulfat		Hydrogenkarbonat			Nitrat				
	<i>min</i>	MW	<i>max</i>	<i>min</i>	MW	<i>max</i>	<i>min</i>	MW	<i>max</i>			
1 Gnesau (GWM)	1,8	4,3	10,3	3,2	5,7	15,6	27,1	64,1	94	1,2	5	35,6
2 Patergassen (GWM)	1,4	3,7	6,2	4,2	5,6	6,5	53,6	63,2	76,9	1,7	3	8
3 Hirschbrunn	0,6	1,8	3,1	4,3	5,4	6,3	108,4	145,5	182,7	1,5	2,1	2,9
4 Kruckenquelle	0,5	0,6	0,8	2,9	3,4	4,1	46,6	63,2	84,8	2,1	2,7	3,8
5 Oswaldquelle	0,7	1,1	1,7	5,1	5,8	6,6	128,4	140,7	162,1	2,2	2,4	2,7
6 Tiebelquellen	1	3,8	4,8	2,3	7,3	8	105,9	113,7	134,6	1,1	3,4	3,8
7 HB Turrach		<1			9,7			126,2			1,5	
8 BKK Kirchenquelle		2,08			29,7			142,2			k.A.	

Tab. 2: Hydrochemische Analysewerte (MW in mg/l). Daten der GZUeV-Messstellen, HB-Turrach der WVA-Turracherhöhe, Bad Kleinkirchheim Kirchenquelle. Die GZUeV-Messstellen sind in den Abbildungen 1 und 2 in rot nummeriert; Oswaldquelle und Kirchenquelle (beide Gemeinde Bad Kleinkirchheim) sowie der HB-Turrach sind in den Abbildungen nicht dargestellt.

Das Thermalwasser von Bad Kleinkirchheim

GERHARD SCHUBERT*

* Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien. gerhard.schubert@geologie.ac.at

1. Erschließungen

In der Gemeinde Bad Kleinkirchheim, Ortsteil Aigen, kommt es zum Austritt von Thermalwasser. Dieses wurde bereits im Mittelalter genutzt, wobei ursprünglich die Augenquelle gefasst und in das gotische Kirchlein St. Katharina eingeleitet wurde. CLAR (1995b) berichtet, dass diese ursprüngliche Quelfassung bereits zu Beginn des 20. Jahrhunderts weitgehend verwildert war und das Thermalwasser unter der Kirche dem Kathrein-Bachl, auch genannt Warmbachl, zusickerte. 1903 konnte schräg unter der Apsis des Kirchleins ein Teil dieses umläufigen Wassers in einer hölzernen Fassung und 1911 mit einem gemauerten Brunnenschacht als Katharinenquelle gefasst werden. Eine halbmonatige Quellbeobachtung von März 1956 bis März 1957 (nach Unterlagen von HR Heudecker und HR Jilg zitiert in CLAR, 1995b) zeigte bei der Augenquelle eine Schüttung von 0,33 bis 0,44 l/s mit Wassertemperaturen zwischen 19,2 und 20,5° C und bei der Katharinenquelle von 1,15 bis 1,57 l/s mit Wassertemperaturen zwischen 21,0 und 22,6° C. Beim Kathrein-Bachl betrug der Gesamtabfluss zwischen 5,0 und 6,29 l/s und die Wassertemperaturen 13° C (Dezember) bis 21,5° C (Juni).

1968 wurde mit einer systematischen Erschließung des Thermalwassers von Bad Kleinkirchheim begonnen. 1968 bis 1969 wurde das im Bereich des Kirchleins austretende Thermalwasser mittels vier Brunnen gefasst (Brunnen I, K, III und V). Nach der Neufassung lag seine Ergiebigkeit bei 8 bis über 10 l/s; CLAR (1995b) gibt zudem für diese Brunnen Wassertemperaturen bis 23,8° C an.

In den Jahren 1972 wurden zudem zwei Versuchsbrunnen (1/72 und 2/72), im Jahr 1974 bzw. 1975 die Tiefbrunnen 1/74 und 2/74, und in weiterer Folge die Tiefbrunnen 1/84 und 2/84 abgeteuft, wie im Folgenden erläutert wird.

Das Thermalwasser im Umfeld des Kirchleins St. Katharina stellte laut CLAR (1995b) ursprünglich den natürlichen Überlauf des Thermalwassers von Bad Kleinkirchheim dar. Der eigentliche, „primäre“ Thermalgrundwasserleiter ist dabei ein mitteltriassischer Dolomit, welcher zum Stangalm-Mesozoikum gehört, das im Bereich Innerkrems–Bad Kleinkirchheim einen über 20 km langen, Nord–Süd streichenden und nach Osten unter paläozoische Gesteine der Gurktaler-Decke einfallenden Karbonatzug bildet (der Großteil der hier in Abbildung 1 und 2 als triassische Karbonate i. A. ausgewiesenen Gesteine besteht aus diesem Dolomit). Im Kirchheimer Tal bei Aigen wird dieser Dolomit von mächtigen quartären Sedimenten (Hangschutt, Seesedimente, Moränen etc.) überdeckt. Diese zumeist schlecht wasserdurchlässigen quartären Sedimente stauen im geklüfteten und stark verkarsteten Dolomit das Thermalwasser auf, sodass dieses ursprünglich im Bereich des Kirchleins St. Katharina frei auslief. Die erwähnten 24,4 bzw. 29,0 m tiefen Versuchsbrunnen 1/72 und 2/72 erschlossen an topografisch tieferer Positionen in der lokal wasserdurchlässigen Sedimentdecke ein gespanntes Thermalwasser, sodass diese einen artesischen Auslauf besaßen. Es wurden hier Wassertemperaturen von 29 und 31° C erreicht. Die später errichteten Tiefbrunnen 1/74 und 2/74 durchörterten die Sedimentbedeckung vollständig und erschlossen das Thermalgrundwasser direkt im Mitteltriasdolomit. 1/74 erreichte eine Endteufe von 94 m, dabei betrug der freie artesische Überlauf 2,38 l/s. An der Basis dieser Bohrung konnten 37,1° C gemessen werden. Bei der Erschließung des Tiefbrunnens 2/74 wurde eine Endteufe von 126 m erreicht. Der artesische Überlauf aus dem Mitteltriasdolomit erreichte hier 6,6 l/s. Hervorzuheben ist bei 2/74 das Temperaturprofil; zuerst stieg die Wassertemperatur mit zunehmender Tiefe auf 35,0° C an, um dann bis zur Endteufe wieder auf 33,8° C abzufallen. Offenbar kommt es in dieser Bohrung im tieferen Bereich zum Zutritt von weniger warmem, oberflächennäheren Thermalgrundwasser (CLAR, 1995b).

Der Tiefbrunnen 1/84 durchörterte in einer Tiefe von 12,9 m bis 94 m den stark verkarsteten Dolomitmäntel und erreichte eine Endteufe von 120,4 m. Diese östlich des Kirchleins St. Katharina

gelegene Bohrung erschloss kühleres, subthermales Wasser; beim Pumpversuch im Jahr 1985 stieg die Wassertemperatur des gefördert Wasser auf lediglich 14,5° C an. Dabei fielen die Fassungen beim Kirchlein trocken, nach der Erholung war jedoch in den Kirchenfassungen eine höhere Wassertemperatur zu beobachten. Der Tiefbrunnen 2/84 erreichte in 30,6 m Tiefe den Dolomit und verblieb in diesem bis zur Endteufe von 207 m, wenn man von einer Tonschieferinschaltung in ca. 50 m Tiefe absieht. Im Jahr 1985 hatte die Bohrung einen freien Überlauf von etwa 2 bis 3 l/s, wobei dieser nie 25° C überschritt (CLAR, 1995b).

Die Lage der Kirche St. Katharina sowie der genannten vier Tiefbohrungen (1/74, 2/74, 1/84 und 2/84) und des Versuchsbrunnens 2/72 sind in Abbildung 1 ersichtlich. Nach den genannten Wassertemperaturen erschließen die Tiefbrunnen 1/74 und 2/74 den wärmeren zentralen Aufstiegsbereich des Thermalwassers, während sich in den Tiefbrunnen 1/84 und 2/84 bereits von der Seite kommendes Kaltwasser beimischt.

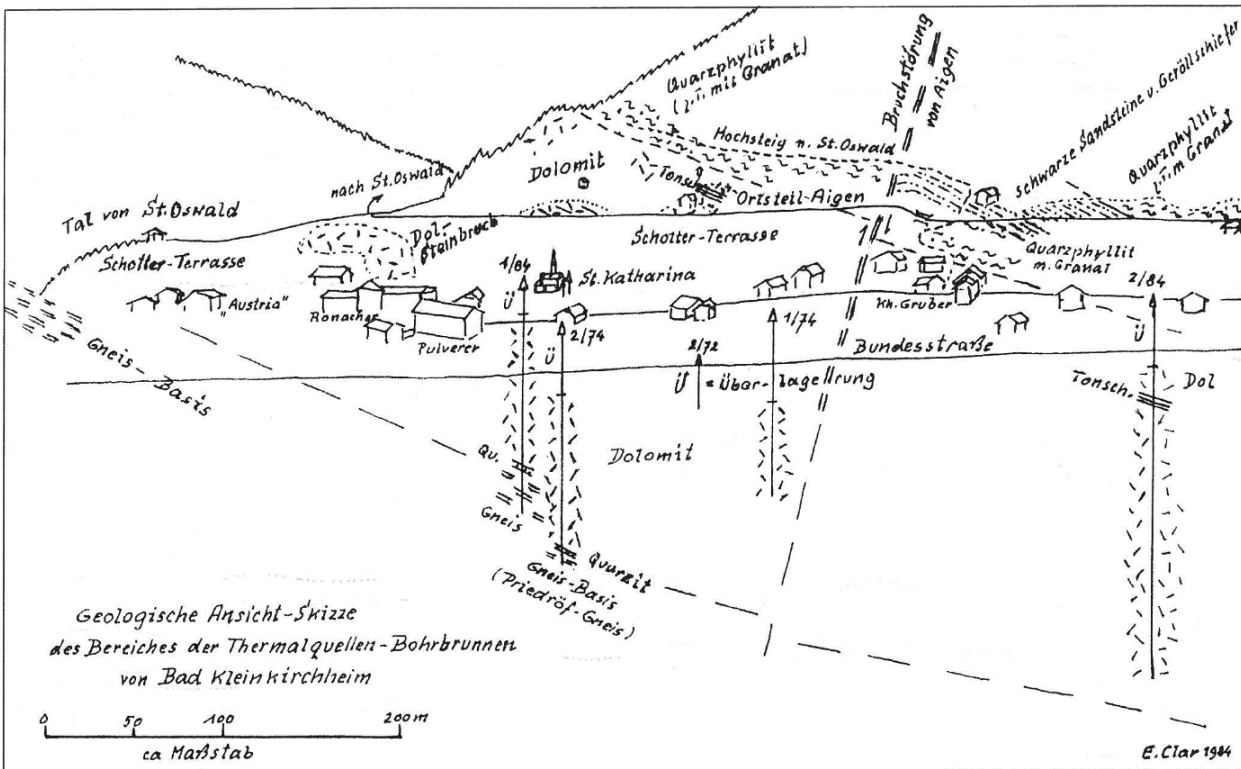
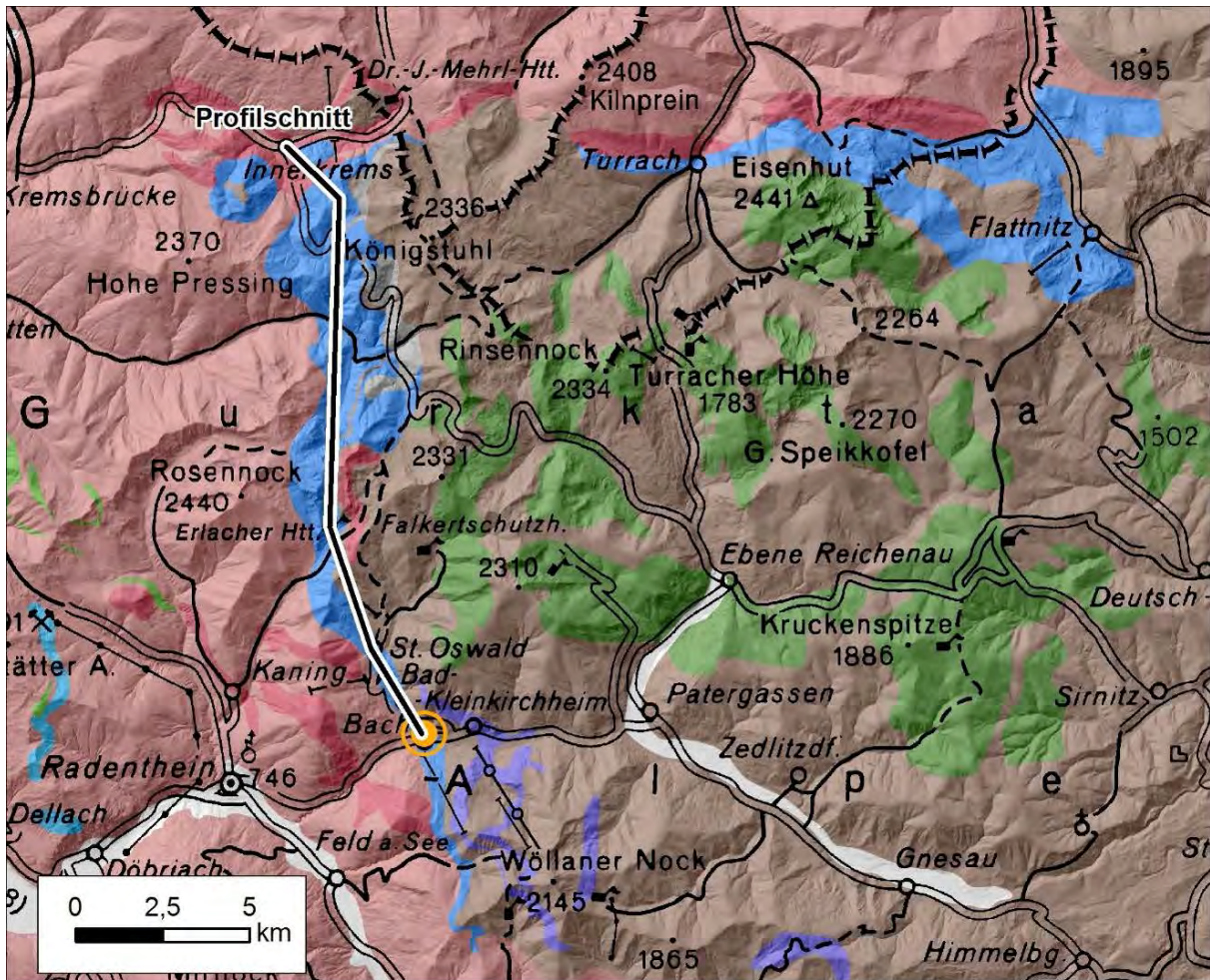


Abb. 1: Geologische Ansichtsskizze zu den Thermalwassererschließungen in Bad Kleinkirchheim aus CLAR (1995a).

1999 erfolgte eine weitere Tiefbohrung, die den Thermalwasser führenden Dolomit zur Gänze durchörterte. Die Bohrung 1/99 liegt etwa zwischen den Aufschlüssen 2/72 und 1/74 (Abb. 1). Ihre Endteufe betrug 200 m, wobei der Dolomit zwischen ca. 40 bis 130 m unter ROK (Rohroberkante) erbohrt wurde (nach einem schematischen geologischen Profil von F.W. Marsch im Archiv der FA Hydrogeologie und Geothermie). Die Verrohrung ist zwischen 89,9 und 122,5 m unter GOK (Geländeoberkante) mehrfach perforiert worden (nach einem Bohrplan der Firma Etschel und Meyer im Archiv der FA Hydrogeologie und Geothermie). Am 24. April 2000 wurde vom Autor während eines Pumpversuches mit etwa 4 l/s Entnahme im Bohrloch ein Temperaturprofil gemessen, dabei war die höchste Wassertemperatur mit 31,1° C 124 m unter ROK zu verzeichnen, die Auslaufemperatur betrug 29,4° C.

2. Nutzung

Dem Kärntner Wasserinformationssystem (https://info.ktn.gv.at/wbonline/wbo_wb_search.aspx; Abfrage 23.04.2019) ist zu entnehmen, dass die Gemeinde Bad Kleinkirchheim für die Tiefbrunnen rechtsufrig des Kleinkirchheimer Baches (WB-Postzahl 206/6924) sowie für die Augenquelle und die Katharinenquelle (WB-Postzahl 206/4789) ein zeitlich unbefristetes Wasserrecht besitzt. Zudem besteht für die Quellen ein Schutzgebiet. Das Wasser wird in mehreren Thermen genutzt.



Legende

- Quartäre Sedimente
- Hauptdolomit (Obertrias)
- Triassische Karbonate i. A.
- Altpaläozoische Phyllite, Konglomerat und Sandstein des Oberkarbon
- Altpaläozoische Vulkanite
- Altpaläozoische Karbonate
- Glimmerschiefer und Paragneis
- Marmor
- Orthogneis
- Amphibolit
- Thermalwasser Bad Kleinkirchheim

Abb. 2: Geologische Übersicht zum Einzugsgebiet des Thermalwassers von Bad Kleinkirchheim (Geologie nach der geologischen Ebene in BRIELMANN et al. (2018); Schummerung: DGM Geoland.at; Topografie: BEV, ÖK 1:200 000): Aufgrund des geologischen Baus ist zu erwarten, dass das Thermalwasser sein Einzugsgebiet in den triassischen Karbonaten des Stangalm-Mesozoikums (triassische Karbonate i. A. zwischen Innerkrems und Bad Kleinkirchheim) findet, welche nach Osten unter die wasserhemmenden paläozoischen siliziklastischen Gesteine der Gurktaler-Decke einfallen. Der Profilschnitt längs des Einzugsgebietes befindet sich in Abbildung 3.

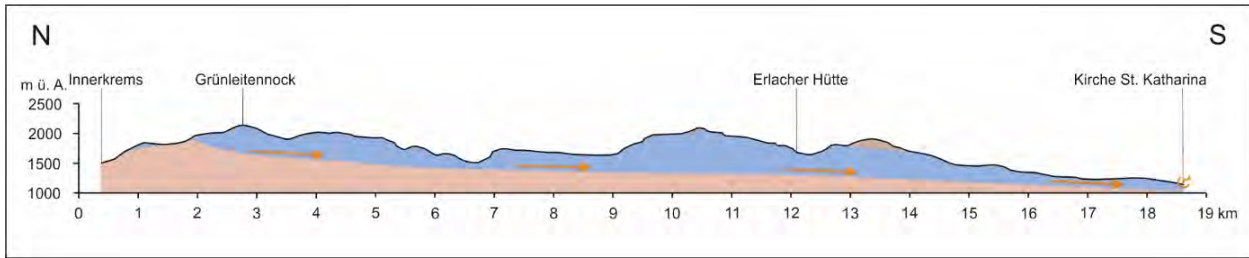


Abb. 3: Geologischer Längsschnitt durch das Einzugsgebiet des Thermalwassers von Bad Kleinkirchheim (Lage und Legende siehe Abbildung 2); die orangen Pfeile symbolisieren den Thermalgrundwasserstrom nach Bad Kleinkirchheim. Die Thermalwasser führenden Karbonate fallen nach Osten unter die paläozoischen, siliziklastischen Gesteine der Gurktaler Decke ein und erreichen hier eine größere Tiefe.

Bezüglich der aktuellen Gesamtentnahmemenge gibt KOLLMANN (2005) 23 l/s an, wobei er darauf hinweist, dass eine ehemals höhere Entnahmemenge zu einem Temperaturrückgang führte. Wie in CLAR et al. (1995b) und KOLLMANN (2005) näher erläutert wird, liegt bei der Nutzung des Thermalwassers die große Herausforderung darin, einerseits möglichst warmes Thermalwasser in ausreichender Menge zu erschließen und gleichzeitig nicht kaltes Wasser von der Seite zuzuziehen (vgl. die oben erwähnten unterschiedlichen Temperaturen im Thermalgrundwasserleiter).

3. Einzugsgebiet

Die Abbildungen 2 und 3 zeigen den geologischen Bau im zu erwartenden Einzugsgebiet. Aufgrund der besseren Durchlässigkeit und Speichereigenschaften von Dolomit darf angenommen werden, dass sich das Einzugsgebiet weit nach Norden in das höher liegende Verbreitungsgebiet des Stangalm-Mesozoikums erstreckt (dieses nimmt den Großteil des in Abbildung 2 als triassische Karbonate i. A. ausgeschiedenen Bereich zwischen Innerkrems und Bad Kleinkirchheim ein). Eine überschlagsmäßige Berechnung des Wärmehalts des Thermalwassers zeigt auf, dass die Größe des Verbreitungsgebiets dieser Karbonate inklusive des nach Osten unter die paläozoischen Siliziklastika einfallenden Anteils durchaus genügt, um die vorliegende Wassertemperatur nachhaltig zu erreichen: Unter der Annahme einer mittleren Lufttemperatur im Einzugsgebiet von $2,05^{\circ}\text{C}$ (die Lufttemperatur der Turracher Höhe, 1.783 m ü. A., liegt nach https://de.wikipedia.org/wiki/Turracher_H%C3%B6he, abgefragt am 24.04.2019, im Jahresmittel zwischen $1,9$ und $2,2^{\circ}\text{C}$), einer mittleren Wärmestromdichte von 65 mW/m^2 (GÖTZL et al. (2012) geben für diesen Bereich die Kasse 60 bis 70 mW/m^2 an), einer Thermalwassertemperatur von 30°C und einer Gesamtentnahme von 23 l/s lässt sich beispielsweise eine benötigte Einzugsgebietsfläche von $41,5\text{ km}^2$ errechnen. Die Überdeckung muss dabei deutlich mehr als 1.000 m betragen, um die nötige Temperatur zu erreichen.

4. Beschaffenheit des Bad Kleinkirchheimer Thermalwassers

Zur chemischen Beschaffenheit und Verweilzeit kann kurz folgendes gesagt werden: Bei diesem handelt es sich um ein gering mineralisiertes Thermalwasser vom Calcium-Magnesium-Hydrogenkarbonat-Sulfat-Typ; Tabelle 1 enthält dazu eine repräsentative Analyse. Dabei wird in den Thermalwasserbrunnen von Bad Kleinkirchheim eine Mischung von jüngerem, kälterem und älterem, wärmerem Karstwasser gefördert, wobei die Anteile dieser beiden Komponenten von Brunnen zu Brunnen verschieden sind. Diese Unterschiede machen sich vor allem im Tritiumgehalt der erschlossenen Wässer stark bemerkbar. Während beispielsweise im Zeitraum August 1987 bis November 1988 der Versuchsbrunnen 2/72 mit rund 8 bis 10 TE (Tritiumeinheiten) und der Tiefbrunnen 1/74 mit rund 12 bis 14 TE das tritiumärmste Wasser förderten, wies der kälteste Austritt, nämlich der Tiefbrunnen 1/84 mit rund 56 bis 63 TE die höchsten Tritiumwerte auf, wie den Tritium-Ganglinien von RANK (1995) zu entnehmen ist.

Parameter	Wert
Elektrische Leitfähigkeit ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	265,5
Wassertemperatur ($^{\circ}\text{C}$)	22,9
pH	7,95
Calcium (mg/l)	38,12
Magnesium (mg/l)	13,92
Natrium (mg/l)	4,1
Kalium (mg/l)	1,48
Hydrogenkarbonat (mg/l)	133,6
Chlorid(mg/l)	2,85
Sulfat(mg/l)	44,58
Fluorid (mg/l)	0,33

Tab. 1: Hydrochemische Analyse zu Tiefbrunnen 2/74 (Analyse des Institutes Frisenius, zitiert in ELSTER et al. (2016), Probenahme 05.06.1976).

KOLLMANN & SHADLAU (1995) rechneten aufgrund des Tritiumwerts und ausgewählter Spurenelemente (Barium, Fluorid und Molybdän) mittels einer Mischungsrechnung beispielsweise für den Versuchsbrunnen 2/72 einen Kaltwasseranteil von etwa 23 %, für den Tiefbrunnen 1/74 einen solchen im Ausmaß von 25 % und für den kältesten Tiefbrunnen 1/84 79 % aus. Für den Warmwasseranteil nahmen sie an, dass dieser tritiumfrei ist.

In KOLLMANN & SHADLAU (1991), KOLLMANN & SHADLAU (1995) und RANK (1995) wird für das Wasser des Tiefbrunnens 1/74 (Probenahme 08.11.1988) ein Kohlenstoff-14-Modellalter von 16.700 Jahren angegeben. KOLLMANN & SHADLAU (1991) betrachten dieses eiszeitliche Neubildungsalter als unwahrscheinlich, da im Thermalgrundwasserleiter unter der Annahme einer Porosität von 5 bis 10 % und einer durchschnittlichen Mächtigkeit von 200 m das Einzugsgebiet 80 km² betragen und damit weit nach Osten unter die Gurktaler-Decke reichen müsste. Aus Sicht des Autors ist es jedoch durchaus möglich, dass der vorwiegend aus Mitteltriasdolomit bestehende Thermalgrundwasserleiter auch durch Sickerwässer aus den Klüften des darüber liegenden Gesteinsbestandes der Gurktaler-Decke angespeist wird, womit sich im Thermalwasser-Einzugsgebiet für das unterirdische Wasser ein größeres Volumen und damit eine längere Verweilzeit ergeben würde. Zudem sollte geprüft werden, welcher Ausgangskohlenstoff-14-Wert für die Berechnung dieses Modellalters angenommen wurde.

Literatur

- BRIELMANN, H., LEGERER, P., SCHUBERT, G., WEMHÖNER, U., PHILIPPITSCH, R., HUMER, F., ZIERITZ, I., ROSMANN, T., SCHATNER, C., SCHEIDLER, A., GRATH, J. & STADLER, E. (2018): Hydrochemie und Hydrogeologie der österreichischen Grundwässer und deren natürliche Metall- und Nährstoffgehalte (Update Geohint 2018). – 182 S., Wien (Bundesministerium für Nachhaltigkeit und Tourismus).
- CLAR, E. (1995a): 2. Geologische Grundlagen. – In: CLAR, E., GAMERITH, W., GRUBER, J., HÜBL, G., KOLLMANN, W. & RANK, D.: Interdisziplinäre geowissenschaftliche Untersuchungen des Thermalwasservorkommens von Bad Kleinkirchheim (Kärnten, Österreich). – Archiv für Lagerstättenforschung, **17**, 8–17, Geologische Bundesanstalt, Wien.
- CLAR, E. (1995b): 3. Die Vorgeschichte der neueren Erschließungen. – In: CLAR, E., GAMERITH, W., GRUBER, J., HÜBL, G., KOLLMANN, W. & RANK, D.: Interdisziplinäre geowissenschaftliche Untersuchungen des Thermalwasservorkommens von Bad Kleinkirchheim (Kärnten, Österreich). – Archiv für Lagerstättenforschung, **17**, 17–47, Geologische Bundesanstalt, Wien.
- 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. – 296 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- GÖTZL, G., BOTTIG, M., HOYER, S., JANDA, C., ZEKIRI, F. & SCHUBERT, G. (2012): Projekt NA-72 / Thermalp-NÖ. Die Nutzbarmachung geothermischer Grundlagenforschung für das Land Niederösterreich. Thermalwassermodell Hochscholle südliches Wiener Becken. – Unveröffentlichter Bericht, 191 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- KOLLMANN, W. (2005): Die Thermen von Bad Kleinkirchheim, Blatt ÖK 183 Radenthein. – In: SCHUSTER, R. (Red.): Arbeitstagung 2005 der Geologischen Bundesanstalt, Blatt 182 Spittal an der Drau, 12.–16. September 2005, Gmünd/Kärnten, 179–181, Geologische Bundesanstalt, Wien.

- KOLLMANN, W. & SHADLAU, S. (1991): 5. Hydrochemie und Geothermie. – In: CLAR, E., GAMERITH, W., HÜBL., G., KOLLMANN, W. & RANK, D.: Projekt KA-35/F-89. Interdisziplinäre geowissenschaftliche Untersuchungen zur Beurteilung von Einzugsgebiet, Herkunft, Verweilzeit und Vorräten von Thermalwasservorkommen am Beispiel Bad Kleinkirchheim. Geowissenschaftliche Datenerfassung – Thermalwassermodell Kleinkirchheim. Abschlussbericht für den Zeitraum August 87–März 91. – Unveröffentlichter Bericht, 100 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- KOLLMANN, W. & SHADLAU, S. (1995): 7. Hydrochemie und Geothermometrie. – In: CLAR, E., GAMERITH, W., GRUBER, J., HÜBL., G., KOLLMANN, W. & SHADLAU, S.: Interdisziplinäre geowissenschaftliche Untersuchungen des Thermalwasservorkommens von Bad Kleinkirchheim (Kärnten, Österreich). – Archiv für Lagerstättenforschung, **17**, 54–71 Geologische Bundesanstalt, Wien.
- RANK, D. (1995): 5. Isotopenhydrologische Reihenuntersuchungen 1987–88. – In: CLAR, E., GAMERITH, W., GRUBER, J., HÜBL., G., KOLLMANN, W. & RANK, D.: Interdisziplinäre geowissenschaftliche Untersuchungen des Thermalwasservorkommens von Bad Kleinkirchheim (Kärnten, Österreich). – Archiv für Lagerstättenforschung, **17**, 50–53, Geologische Bundesanstalt, Wien.

Geochemische Charakteristik der Gesteine auf GK25 Blatt Radenthein-Ost und Umgebung

SEBASTIAN PFLEIDERER*, HEINZ REITNER* & CHRISTOPH IGLSEDER*

* Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien. sebastian.pfleiderer@geologie.ac.at;
heinz.reitner@geologie.ac.at; christoph.iglseder@geologie.ac.at

Einleitung

Die chemische Zusammensetzung von Gesteinen ist von Relevanz bei der Rohstoffsuche, der Beurteilung von Bodenaushub- oder Tunnelausbruchmaterial nach der Deponieverordnung (DVO, 2016), bei geogenen Hintergrundwerten in Böden (APPLETON et al., 2008), aber auch bei der Klärung der Ursachen von chemischen Belastungen im Grundwasser (BRIELMANN et al., 2018).

Da chemische Analysen der auf GK25 Blatt Radenthein-Ost vorkommenden Gesteine nur in geringer Anzahl zur Verfügung stehen, wurde zur Charakterisierung die Analytik von Bachsedimentproben der Fraktion < 180 µm herangezogen. Die Chemie von aktiven Bachsedimenten kann für Rückschlüsse auf die chemische Zusammensetzung der im Liefergebiet vorkommenden Locker- und Festgesteine genutzt werden. Dabei müssen allerdings Einflüsse von Verwitterungs-, Transport- und Ablagerungsprozessen sowie das Auftreten von Vererzungen und anthropogenen Belastungen berücksichtigt werden (BØLVIKEN et al., 1996; PFLEIDERER, 2015). Zur Prüfung, inwieweit die chemische Analytik der Bachsedimente als Proxy (indirekter Anzeiger) der Gesteinschemie betrachtet werden kann, können die Daten mit chemischen Analysen von Gesteinsproben verglichen werden (REITNER et al., 2015). In der vorliegenden Arbeit wird dieser Vergleich für das Blatt Radenthein-Ost und Umgebung durchgeführt.

Datenlage im Untersuchungsgebiet

Auf GK25 Blatt Radenthein-Ost treten laut geologischer Übersichtskarte 1:250.000 (IGLSEDER, 2019) Glimmerschiefer, Paragneise, Amphibolite, Orthogneise mit granitischer Zusammensetzung (Granitgneise), Marmore, Grünschiefer, (Quarz-)Phyllite, schwach metamorphe Konglomerate, Sandsteine, Tonschiefer bis Phyllite, Metakonglomerate und Metasandsteine sowie Metavulkanite, Metapyroklastika und Metaignimbrite mit rhyolitischer, intermediärer und basaltischer Zusammensetzung in verschiedenen tektonischen Einheiten auf. Zur chemischen Charakterisierung dieser Gesteine liegen innerhalb des Blattes 320 Datensätze zur chemischen Analytik von Bachsedimentproben vor. Um eine höhere Anzahl von Datensätzen zu erhalten, wurden zusätzliche Proben in der näheren Umgebung mitberücksichtigt (1.716 Datensätze).

Die überwiegende Zahl der Proben stammt aus dem Datensatz „Geochemischer Atlas der Republik Österreich – Zentralalpen und Böhmisches Masse“ (THALMANN et al., 1989), zusätzliche Proben sind in den Datensätzen der Umwelt-geochemischen Flusssedimentbeprobungen in Salzburg (WIMMER et al., 2002), Kärnten (SCHEDL et al., 2008) und in der Steiermark (SCHEDL et al., 2010) enthalten. Die untersuchten Elemente und deren Gehalte, Probenahme- und Analysemethoden sowie Nachweisgrenzen finden sich in den jeweiligen Projektberichten.

Um die direkte Beziehung zwischen den punktuellen Informationen der Bachsedimentgeochemie-Daten mit den in ihren Liefergebieten vorkommenden Gesteinen herzustellen, wurden zu allen Proben die morphologischen Einzugsgebiete berechnet und von diesen die geologisch homogenen Gebiete selektiert (670 Datensätze) (Abb. 1).

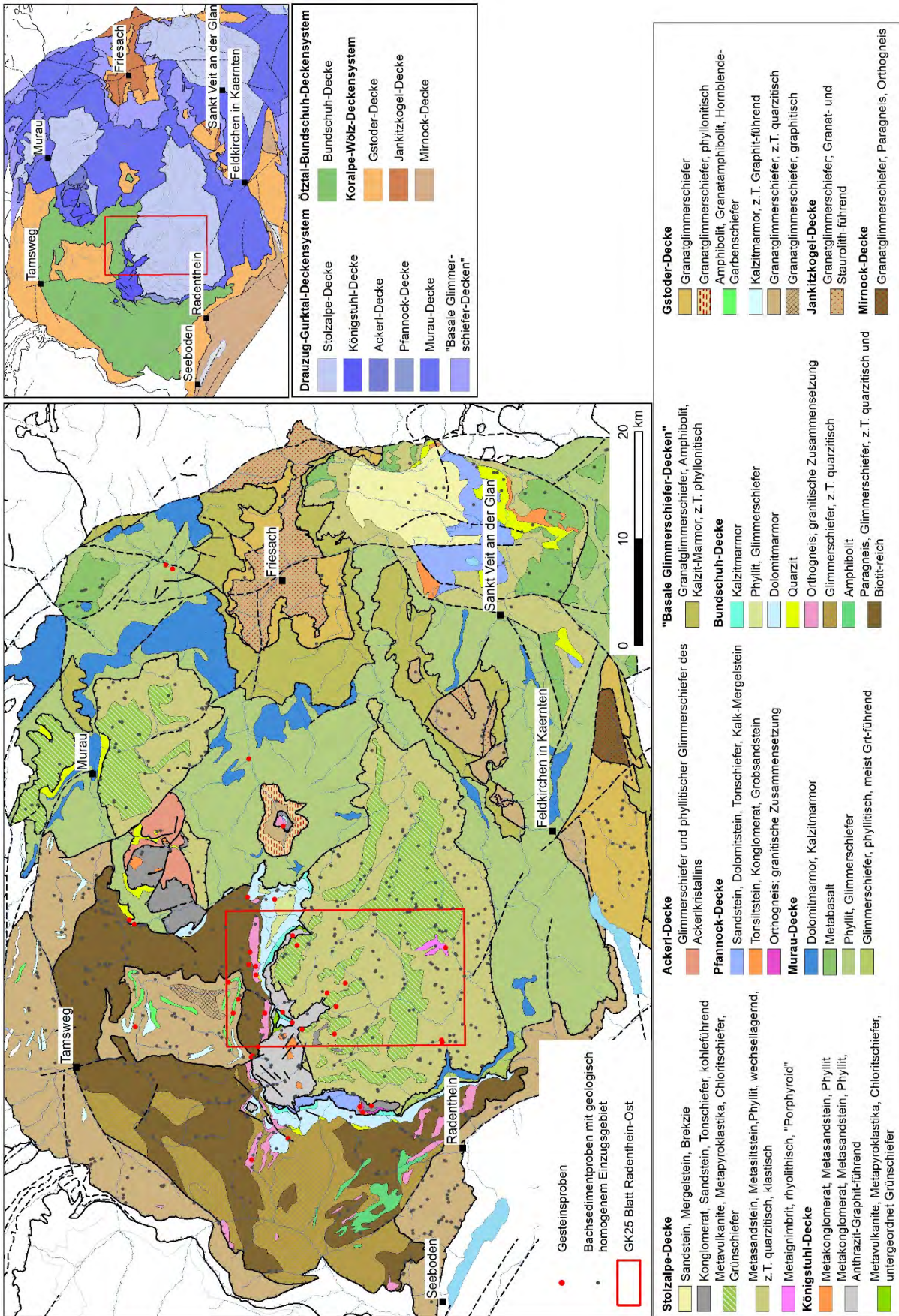


Abb. 1: Auszug aus der Geologischen und Tektonischen Karte der Gurktaler Alpen 1:250.000 (IGLSEDER, 2019; tektonische Übersicht farblich modifiziert) mit Lage der Gesteinsproben sowie der Bachsedimentproben mit geologisch homogenem Einzugsgebiet.

Die Gesteinsarten, deren Chemie mit diesen ausgewählten geochemischen Daten der Bachsedimente statistisch beschrieben werden kann, umfassen Glimmerschiefer, Phyllite, Paragneise, Grünschiefer, (Meta-)Konglomerate, (Meta-)Sandsteine und Metabasalte. Für die Gesteinsarten Amphibolit, Orthogneis, Marmor, Metaignimbrit und Quarzit liegen nur wenige (< 8) Datensätze vor (Tab. 1). Die Medianwerte der Haupt- und Spurenelementgehalte der Bachsedimentproben sind in Tabelle 4 aufgelistet.

Lithologie	Tektonische Einheit	Anzahl Proben
Phyllit, Glimmerschiefer	Ackerl-Decke, Bundschuh-Decke, Murau-Decke	25
Granatglimmerschiefer	Gstoder-Decke, Jankitzkogel-Decke	170
Paragneis	Bundschuh-Decke	146
Chloritschiefer, Grünschiefer	Stolzalpe-Decke	74
Konglomerat, Sandstein, Tonschiefer	Königstuhl-Decke, Pfannock-Decke, Stolzalpe-Decke	17
Metakonglomerat, Metasandstein, (Quarz-)Phyllit	Königstuhl-Decke, Stolzalpe-Decke	200
Quarzit	Stolzalpe-Decke	5
Dolomit-/Kalzitmarmor	Bundschuh-Decke	7
Metabasalt	Murau-Decke, Stolzalpe-Decke	19
Metaignimbrit	Stolzalpe-Decke	1
Orthogneis (Granitgneis)	Bundschuh-Decke	3
Amphibolit	Bundschuh-Decke	3

Tab. 1: Anzahl der Bachsedimentproben mit geologisch homogenem Einzugsgebiet.

Die Lage der Gesteinsproben ist ebenfalls in Abbildung 1 dargestellt. Es handelt sich um 40 Proben, die von der Fachabteilung Geochemie der Geologischen Bundesanstalt chemisch analysiert wurden. Tabelle 2 listet die untersuchten Elemente, Analysemethoden und Nachweisgrenzen für die Elementbestimmungen.

Parameter	CO ₂ , S	SO ₃			
Einheit	%	%			
Nachweisgrenze	0,01 %	0,001 %			
Methode	Leco C/S	Leco C/S			
Parameter	Mg	P	Al, Ca, Fe, K, Na, Si	Ti	Mn
Einheit	%	%	%	%	%
Nachweisgrenze	1	0,5	0,1	0,01	0,001
Methode	RFA	RFA	RFA	RFA	RFA
Parameter	Cs	As, Ba, Cd, Ce, Co, Cr, Cu, Ga, Hf, Hg, La, Mo, Nb, Nd, Ni, Pb, Pr, Rb, Sb, Sc, Sr, Th, U, V, Y, Zn, Zr			
Einheit	ppm	ppm			
Nachweisgrenze	1,5	1			
Methode	RFA	RFA			

Tab. 2: Analysemethoden und Nachweisgrenzen für die Elementbestimmungen der Gesteinschemie.

Die Gesteinsarten, deren Chemie mit mehr als drei Gesteinsproben beschrieben werden kann, umfassen Glimmerschiefer, Phyllite, Paragneise und Orthogneise (Granitgneise) (Tab. 3). Für die Gesteinsarten Grünschiefer, Kalkmergel, Metaignimbrit, Metatuff und basaltischer Trachyandesit liegen nur wenige (≤ 3) Datensätze vor. Die Medianwerte der Haupt- und Spurenelementgehalte der Gesteinsproben sind in Tabelle 5 aufgelistet.

Lithologie	Tektonische Einheit	Anzahl Proben
Glimmerschiefer, Paragneis	Bundschuh-Decke	7
Glimmerschiefer, Paragneis	Gstoder-Decke	6
Glimmerschiefer, Phyllit (Quarz-)Phyllit	Murau-Decke	6
Grünschiefer	Stolzalpe-Decke	1
Kalkmergel	Bundschuh-Decke	1
Metaignimbrit	Stolzalpe-Decke	2
Metatuff (rhyolitisch)	Stolzalpe-Decke	2
Orthogneis (Granitgneis)	Bundschuh-Decke	5
Orthogneis-Komponente	Königstuhl-Decke	3
Orthogneis-Komponente	Pfannock-Decke	3
basaltischer Trachyandesit	Stolzalpe-Decke	3

Tab. 3: Anzahl der Gesteinsproben und deren lithologisch/tektonische Zuordnung.

Hauptelemente

Die Punktdaten der chemischen Analytik der Bachsedimente der Fraktion < 180 µm wurden in PIRKL et al. (2015) für eine österreichweite Übersichtsdarstellung interpoliert. Bei dieser Interpolation konnten weder die morphologischen Einzugsgebiete, noch die geologischen/lithologischen Gesteinseinheiten berücksichtigt werden. Durch eine neue Klassifizierung der interpolierten Daten speziell für das Untersuchungsgebiet werden nun regionale Verteilungen in manchen Elementgehalten sichtbar, die mit der Geologie korrelieren. Als Beispiel zeigen die Abbildungen 2 und 3 die Verteilungen der Al-Gehalte, einerseits interpoliert (räumliche Verteilung, Abb. 2), andererseits gruppiert nach den in den homogenen Liefergebieten auftretenden Gesteinsarten (Boxplots, Abb. 3).

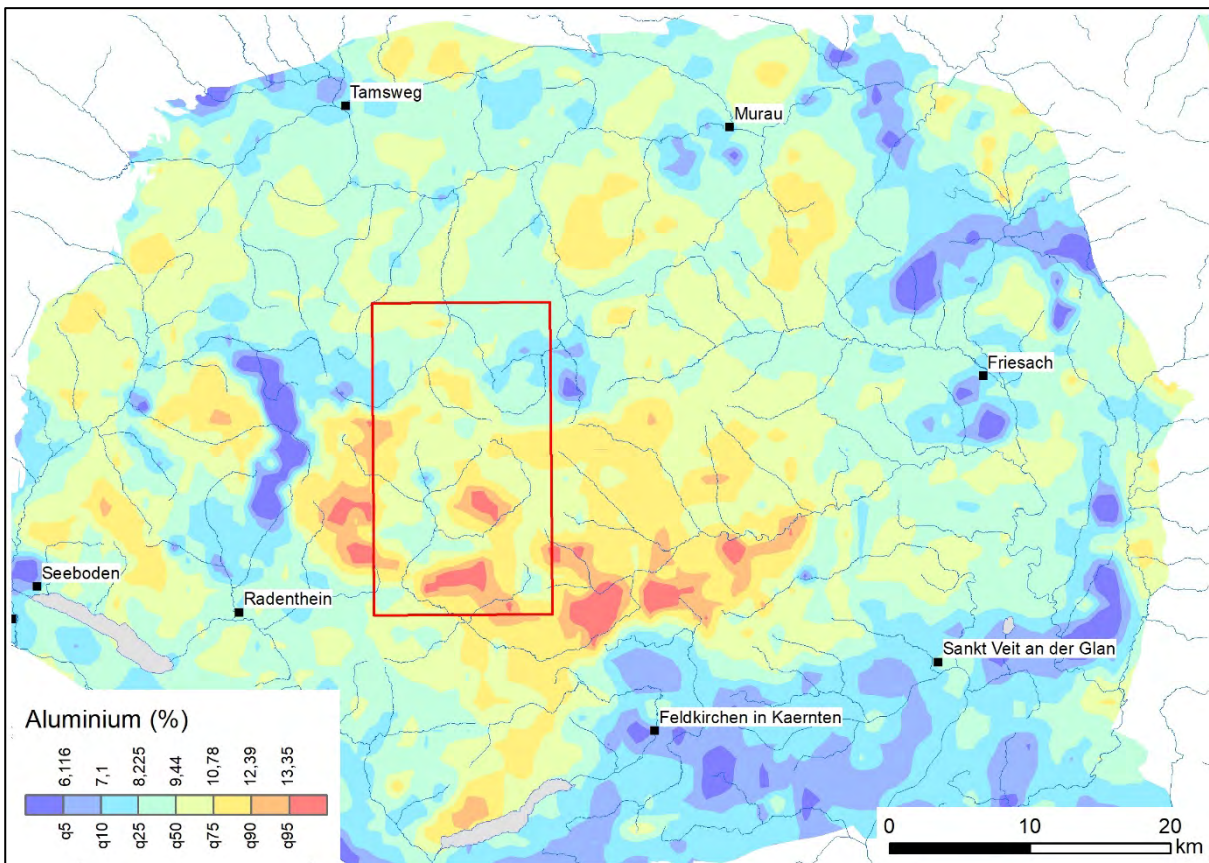


Abb. 2: Interpolation der Al-Gehalte in Bachsedimenten nach PIRKL et al. (2015), neu klassifiziert nach Quantilen im Untersuchungsgebiet.

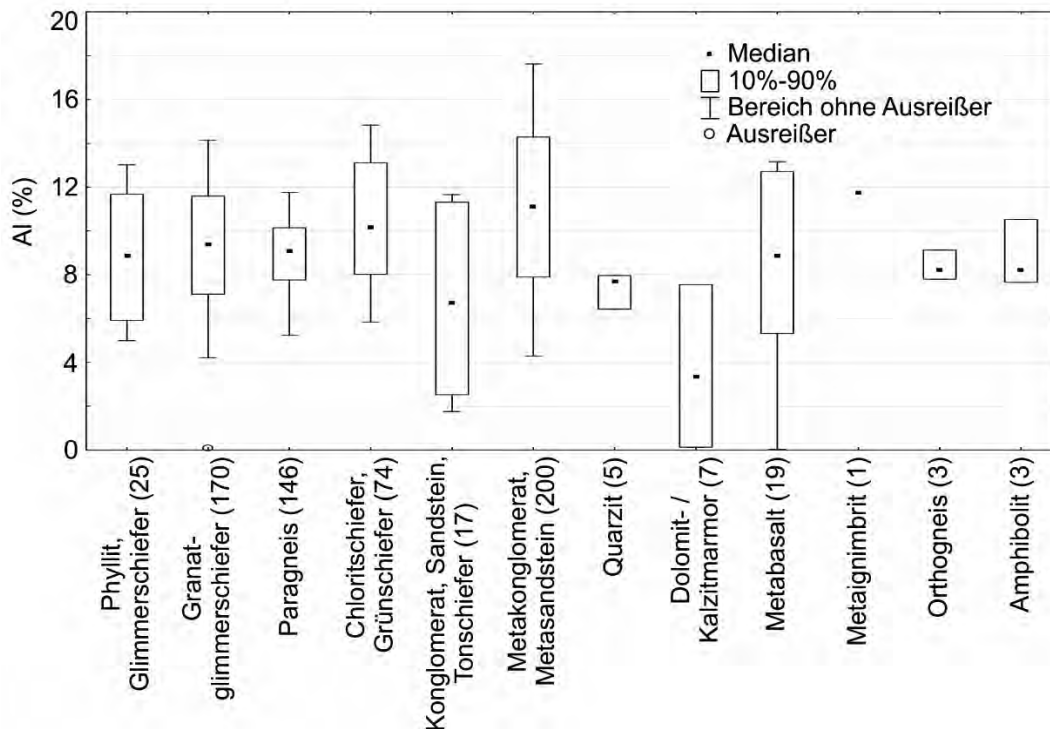


Abb. 3: Al-Gehalte in Bachsedimenten, gruppiert nach den in den homogenen Liefergebieten vorkommenden Gesteinsarten (Anzahl der Proben in Klammer).

Die Al-Gehalte von Glimmerschiefern, Phylliten, Granatglimmerschiefern und Paragneisen (Medianwert Al: 9,2 %) liegen über denen von Marmoren (3,4 %), Konglomeraten (6,7 %), Quarziten (7,7 %) Amphiboliten und Orthogneisen (8,2 %) und unter denen von Grünschiefern (10,2 %), Metakonglomeraten und Metasandsteinen (11,1 %) und Metaignimbriten (11,8 %) (Abb. 2). Hohe Kalziumgehalte zeichnen naturgemäß die Verbreitung von Marmoren nach (Medianwert Ca: 11,8 %), niedrige Ca-Gehalte kommen in Metaignimbriten, Metakonglomeraten und Metasandsteinen (0,3 %) sowie in Quarziten (0,4 %) vor. Ähnlich verhalten sich die Mg-Gehalte mit hohen Werten in Dolomitmarmoren (Medianwert Mg: 8,2 %) und niedrigen Werten in Quarziten (0,5 %), Konglomeraten und Sandsteinen (0,6 %). Eisengehalte erlauben die Trennung zwischen Granatglimmerschiefern (Medianwert Fe: 5,1 %) und Glimmerschiefern, Paragneisen und Phylliten (4 %), deutlich treten auch die Amphibolite hervor (7,1 %). Die übrigen Hauptelemente (K, Mn, Na, P und Ti) zeigen keine deutliche Abhängigkeit von der Gesteinsart. Gleiche Gesteinsarten aus unterschiedlichen tektonischen Einheiten zeigen jeweils ähnliche chemische Zusammensetzungen.

Der Vergleich zwischen den von Bachsedimentproben abgeleiteten, chemischen Zusammensetzungen der Gesteinsarten und den chemischen Analysen von Gesteinsproben ist mit den verwendeten Datensätzen bei Orthogneisen, Glimmerschiefern/Paragneisen/Phylliten, bei Grünschiefern und bei Metaignimbriten möglich. Hierfür wurden die in den Bachsedimenten bestimmten Elementgehalte von Al, Ca, Fe, K, Mg, Mn, Na, P und Ti in Oxidgehalte umgerechnet. Für die Proben des Geochemischen Atlas, bei denen Si nicht bestimmt wurde, wurden SiO₂-Gehalte unter der Annahme berechnet, dass die Summe der Oxide – wie bei den gesteinschemischen Analysen – 100 % ergibt.

Es zeigt sich, dass Bachsedimente zusätzlich zur mechanischen Verwitterung der Ausgangsgesteine auch von chemischen Lösungen und/oder transportbedingten Ab- bzw. Anreicherungen betroffen sind. Dabei lässt sich eine Abreicherung der Oxidgehalte von Al, Ca, Fe, K, Mg, Mn, Na, P und Ti – zugunsten einer relativen Anreicherung der SiO₂-Gehalte – beobachten. Absolutwerte der Oxidgehalte stimmen also zwischen Bachsedimentproben und Gesteinsproben nicht überein. Räumliche Muster in den Flächenverrechnungen (Abb. 2) und relative Gehalte (Abb. 3), die bei den Bachsedimenten identifiziert werden können, lassen sich jedoch durch die gesteinschemischen Analysen bestätigen (z.B. Aluminiumgehalte höher in Glimmerschiefern als in Orthogneisen; Eisengehalte höher in Granatglimmerschiefern als in

Glimmerschiefern). Abbildung 4 veranschaulicht den Vergleich beispielhaft anhand der Medianwerte der Oxidgehalte für die Gesteinsarten Orthogneis (Granitgneis), Glimmerschiefer/Paragneis/Phyllit und Grünschiefer.

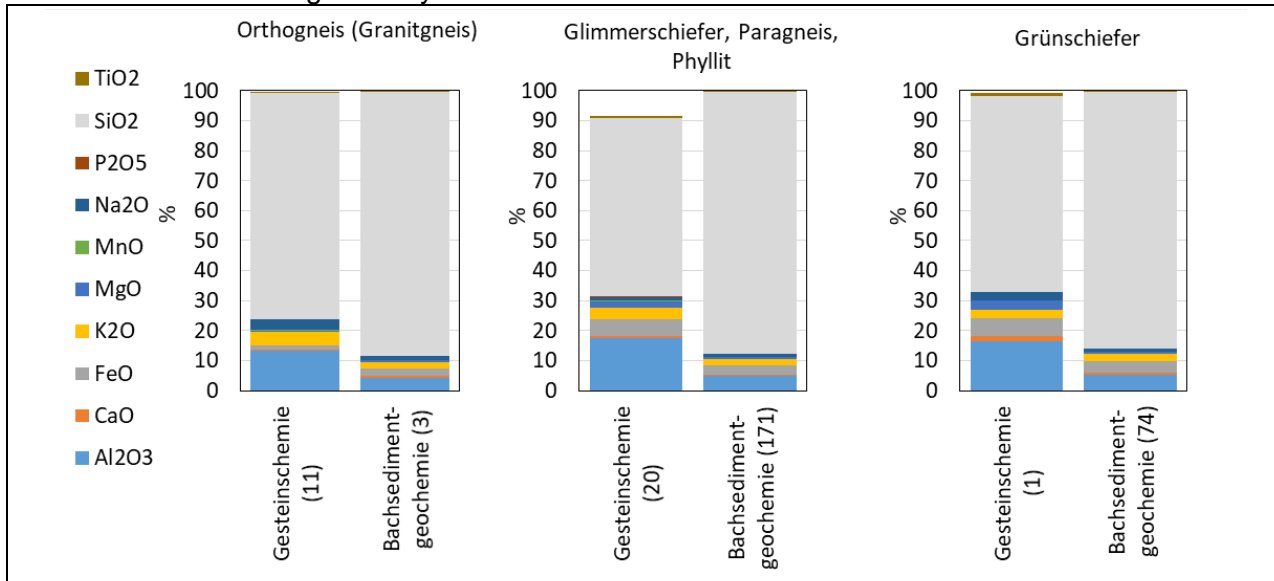


Abb. 4: Vergleich der Medianwerte der Oxidgehalte in Orthogneis (Granitgneis), Glimmerschiefer/Paragneis/Phyllit und Grünschiefer in Gesteinen und Bachsedimenten (Anzahl der Proben in Klammer).

Spurenelemente

Bezüglich der Spurenelementverteilungen ergeben sich räumliche Korrelationen zu natürlichen Vererzungen (As: St. Blasen; Hg, Ni: Turrach und Rottrasten; Li: Spittal und Hüttenberg; Pb, Zn: Saureggalpe und zahlreiche Blei-Zink-Vererzungen). Als Beispiel zeigt Abbildung 5 die räumliche Verteilung der Ni-Gehalte mit Werten bis zu 109 ppm westlich von Ebene Reichenau (Rottrasten).

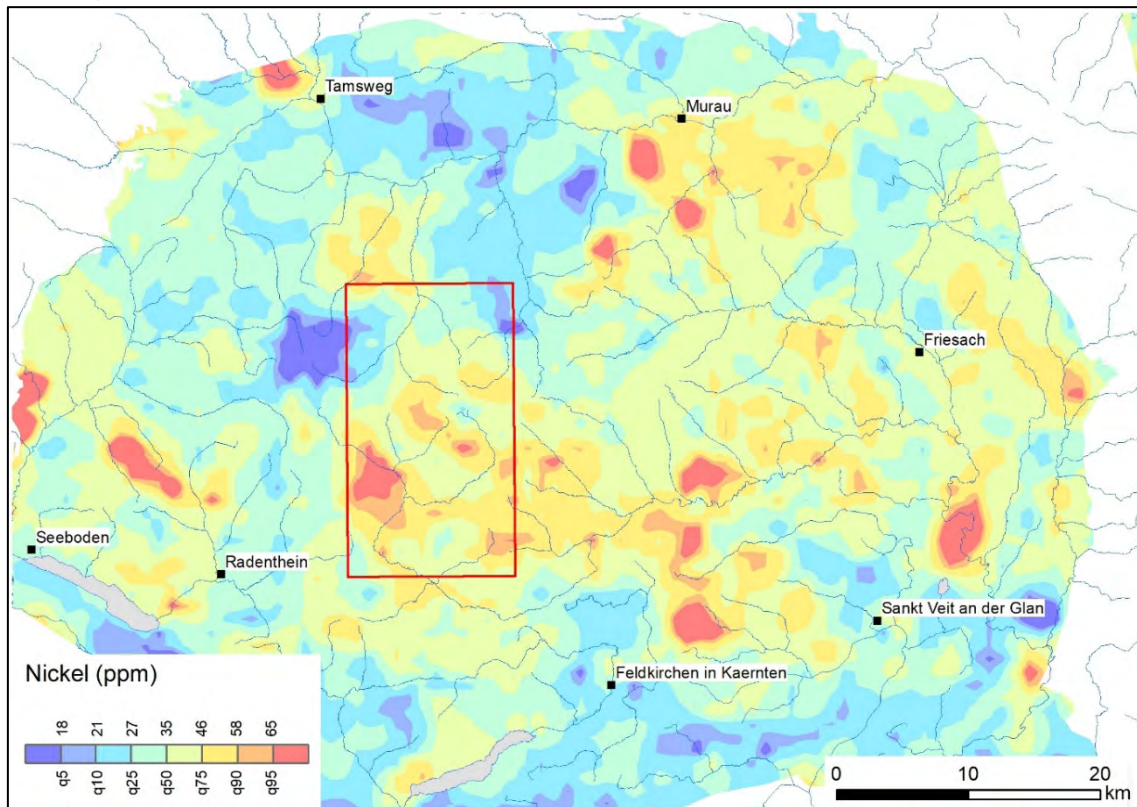


Abb. 5: Interpolation der Ni-Gehalte in Bachsedimenten nach PIRKL et al. (2015), neu klassifiziert nach Quantilen im Untersuchungsgebiet.

Die verschiedenen geologischen Einheiten unterscheiden sich hinsichtlich der von den Bachsedimenten abgeleiteten Spurenelementgehalte As, Co, Cu, Mo und Pb wenig. Die Gehalte an Cr, Ni, V und Zn zeigen hingegen eine stärkere Abhängigkeit von der Geologie, wobei Amphibolite die höchsten Werte dieser Elemente zeigen (Abb. 6).

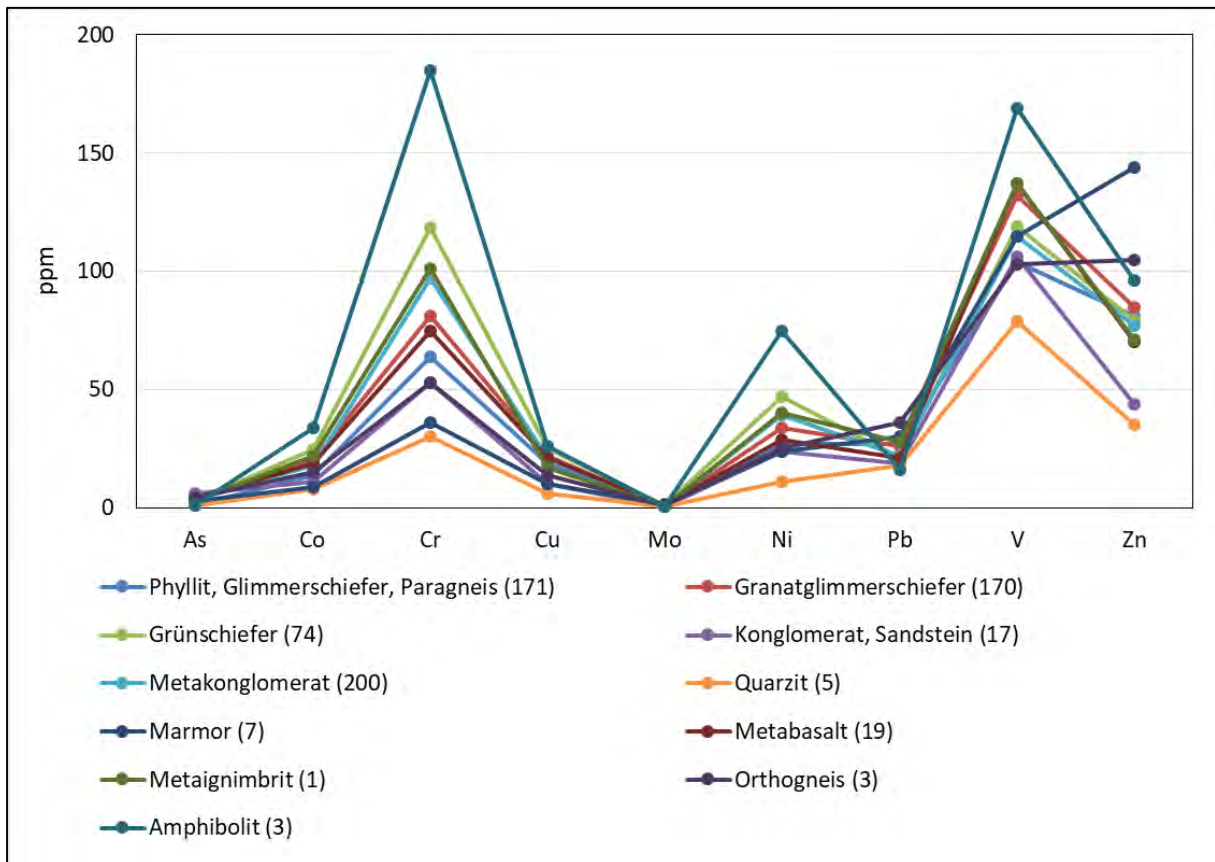


Abb. 6: Medianwerte der Spurenelementgehalte in Bachsedimenten, gruppiert nach den in den homogenen Liefergebieten vorkommenden Gesteinsarten (Anzahl der Proben in Klammer).

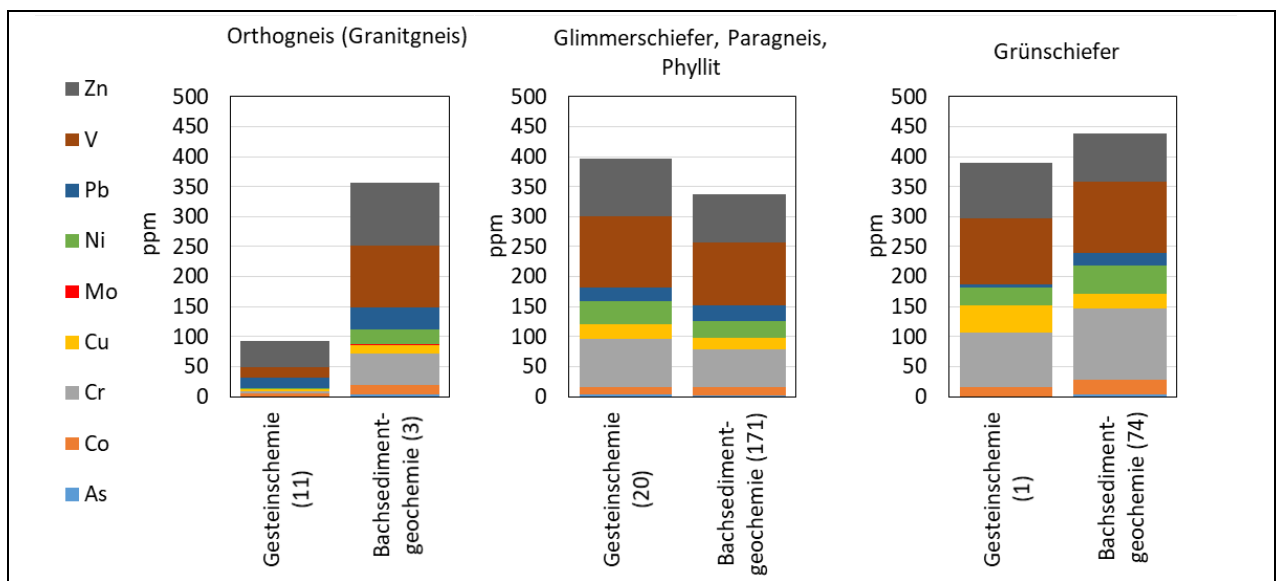


Abb. 7: Vergleich der Medianwerte der Spurenelementgehalte in Orthogneis (Granitgneis), Glimmerschiefer/Paragneis/Phyllit und Grünschiefer in Gesteinen und Bachsedimenten (Anzahl der Proben in Klammer).

Der Vergleich zwischen Bachsediment- und Gesteinsproben zeigt bei Glimmerschiefern/Paragneisen/Phylliten, bei Grünschiefern und bei Metaignimbriten hinsichtlich der Spurenelementgehalte eine gute Übereinstimmung. Lediglich bei Orthogneisen (Granitgneisen) werden in den Gesteinsproben deutlich niedrigere Gehalte sichtbar als in den Bachsedimenten (Abb. 7). Die Frage, ob hierfür eine selektive Anreicherung von spurenelementführenden Schwermineralen im Bachsediment verantwortlich ist, könnte durch eine zusätzliche spezielle Probenahmekampagne geklärt werden. Der Effekt einer chemischen Verwitterung ist bei den schwer löslichen Mineralphasen, welche die Spurenelemente beinhalten, nicht zu erkennen.

Literatur

- APPLETON, J.D., RAWLINS, B.G. & THORNTON, I. (2008): National-scale estimation of potentially harmful element ambient background concentrations in topsoil using parent material classified soil:stream-element relationships. – *Applied Geochemistry*, **23/9**, 2596–2611, Oxford.
- BRIELMANN, H., LEGERER, P., SCHUBERT, G., WEMHÖNER, U., PHILIPPITSCH, R., HUMER, F., ZIERITZ, I., ROSMANN, T., SCHARTNER, C., SCHEIDLEDER, A., GRATH, J. & STADLER, E. (2018): Hydrochemie und Hydrogeologie der österreichischen Grundwässer und deren natürliche Metall- und Nährstoffgehalte (Update Geohint 2018). – 182 S., Wien (Bundesministerium für Nachhaltigkeit und Tourismus).
- BØLVIKEN, B., BOGEN, J., DEMETRIADES, A., DE VOS, W., EBBING, J., HINDEL, R., LANGEDAL, M., LOCUTURA, J., O'CONNOR, P., OTTESEN, R.T., PULKKINEN, E., SALMINEN, R., SCHERMANN, O., SWENNEN, R., VAN DER SLUYS, J. & VOLDEN, T. (1996): Regional geochemical mapping of Western Europe towards the year 2000. – *Journal of Geochemical Exploration*, **56**, 141–166, Amsterdam.
- IGLSEDER, C. (2019): Geologische und Tektonische Karte der Gurktaler Alpen 1:250.000. – In: GRIESMEIER, G.E.U. & IGLSEDER, C. (Eds.): Arbeitstagung 2019 der Geologischen Bundesanstalt – Geologie des Kartenblattes GK25 Radenthein-Ost (Murau), 48–54, Geologische Bundesanstalt, Wien.
- PFLEIDERER, S. (2015): Abschätzung gesteinsgeochemischer Elementgehalte und Ableitung geogener Hintergrundwerte anhand von Bachsedimentgeochemie-Daten. – In: PIRKL, H., SCHEDL, A. & PFLEIDERER, S. (Hrsg.): Geochemischer Atlas von Österreich – Bundesweite Bach- und Flusssedimentgeochemie (1978–2010). – *Archiv für Lagerstättenforschung*, **28**, 206–212, Wien.
- PIRKL, H., SCHEDL, A. & PFLEIDERER, S. (Hrsg.) (2015): Geochemischer Atlas von Österreich – Bundesweite Bach- und Flusssedimentgeochemie (1978–2010). – *Archiv für Lagerstättenforschung*, **28**, 288 S., Wien.
- REITNER, H., FILZMOSE, P., LINNER, M. & PIRKL, H. (2015): Die Auswertung geochemischer Analysen von Bachsedimenten mit statistischen Methoden für Kompositionsdaten am Beispiel des Weinsberger Granits. – In: PIRKL, H., SCHEDL, A. & PFLEIDERER, S. (Hrsg.): Geochemischer Atlas von Österreich – Bundesweite Bach- und Flusssedimentgeochemie (1978–2010). – *Archiv für Lagerstättenforschung*, **28**, 213–218, Wien.
- SCHEDL, A., PIRKL, H., PFLEIDERER, S., LIPIARSKI, P., NEINAVAI, N. & ATZENHOFER, B. (2008): Umweltgeochemische Untersuchung der Bach- und Flusssedimente Kärntens auf Haupt- und Spurenelemente zur Erfassung und Beurteilung geogener und anthropogener Schadstoffbelastungen („Umweltgeochemie Kärnten“) – Auswertung und Interpretation. – Unveröffentlichter Bericht, Geologische Bundesanstalt, 68 S., Wien.
- SCHEDL, A., PIRKL, H., NEINAVAI, H., PFLEIDERER, S., LIPIARSKI, P., HOBIGER, G., BENOLD, C., HASLINGER, E., ATZENHOFER, B. & MAURACHER, J. (2010): Umweltgeochemische Untersuchung der Bach und Flusssedimente Steiermarks auf Haupt- und Spurenelemente zur Erfassung und Beurteilung geogener und anthropogener Schadstoffbelastungen („Umweltgeochemie Steiermark“). – Unveröffentlichter Bericht, Geologische Bundesanstalt, 53 S., Wien.
- THALMANN, F., SCHERMANN, O., SCHROLL, E. & HAUSBERGER, G. (1989): Geochemischer Atlas der Republik Österreich 1:1.000.000 – Böhmisches Massiv und Zentralzone der Ostalpen (Bachsedimente < 0,18 mm) (Textteil). – 141 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- WIMMER, B., AUGUSTIN-GYURITS, K. & PIRKL, H. (2002): Umweltgeochemische Untersuchungen der Bach- und Flusssedimente Salzburgs auf Haupt- und Spurenelemente zur Erfassung und Beurteilung geogener und anthropogener Schadstoffbelastung. – Unveröffentlichter Bericht, 148 S., ARC Seibersdorf.

Rechtsmaterialien

DVO (2016): Deponieverordnung, BGBl. II Nr. 291/2016.

Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt, 24.–27. Juni 2019, Murau

Gesteinsart	Tekt. Einheit	Anzahl Proben																								
		Ackerl-Decke	Phyllit, Glimmerschiefer		Granat-glimmerschiefer		Paragneis		Grünschiefer		Konglomerat, Sandstein, Tonschiefer			Metakonglomerat, Metasandstein		Quarzit		Marmor		Metabasalt		Metaignimbrit		Orthogneis (Granitgneis)		Amphibolit
		3	2	20	168	1	146	70	2	1	14	21	174	5	7	10	9	1	3	3						
Al	%	9,92	7,70	8,63	9,40	4,21	9,08	10,19	10,42	11,31	6,06	8,18	11,50	7,69	3,36	9,89	8,55	11,76	8,22	8,22						
Ca	%	0,22	4,27	0,87	1,40	7,64	0,78	0,63	0,11	0,24	3,98	0,12	0,39	0,39	11,82	0,98	1,15	0,27	0,76	3,91						
Fe	%	3,60	4,67	3,92	5,17	3,01	3,96	5,24	1,99	3,51	2,44	2,01	4,69	2,10	1,90	5,05	4,12	4,64	3,21	7,10						
K	%	3,22	2,25	2,17	2,25	1,46	2,33	2,78	2,92	3,72	1,42	2,45	3,37	2,78	1,46	1,71	1,80	3,45	2,62	1,32						
Mg	%	0,90	3,48	0,93	1,23	4,89	1,21	1,36	0,33	0,79	0,67	0,40	1,20	0,48	8,19	1,08	1,13	1,19	1,12	3,42						
Mn	%	0,06	0,14	0,09	0,10	0,12	0,09	0,08	0,07	0,08	0,06	0,06	0,06	0,04	0,06	0,12	0,07	0,05	0,10	0,16						
Na	%	1,2	1,1	1,4	1,5	0,6	1,5	1,2	0,5	1,0	0,7	0,5	1,1	0,4	0,3	2,0	1,3	0,9	1,7	1,8						
P	%	0,10	0,12	0,12	0,13	0,11	0,10	0,13	0,04	0,09	0,08	0,03	0,11	0,03	0,09	0,16	0,10	0,10	0,11	0,15						
Ti	%	0,47	0,60	0,65	0,81	0,63	0,44	0,84	0,52	0,62	0,39	0,30	0,57	0,40	0,18	0,82	0,77	0,84	0,43	0,81						
Ag	ppm	0,08	0,07	0,07	0,06	0,40	0,07	0,05	0,07	0,04	0,05	0,06	0,06	0,04	0,05	0,05	0,04	0,05	0,06	0,03						
As	ppm	1	8	9	4	1	1	3	1	50	6	1	4	1	3	4	4	3	4	1						
Ba	ppm	640	880	415	470	1300	550	540	450	540	220	370	570	350	160	345	370	480	490	390						
Be	ppm	5	5	4	4	4	4	4	4	4	2	3	5	3	1	4	4	4	4	4						
Ce	ppm	83	110	83	93	80	63	85	61	86	69	49	90	53	55	100	77	60	64	80						
Co	ppm	13	23	17	21	14	14	25	11	15	11	8	19	8	9	21	19	22	15	34						
Cr	ppm	73	59	69	81	59	64	119	53	101	45	37	103	30	36	74	80	101	53	185						
Cu	ppm	20	21	19	22	12	18	25	10	18	10	8	22	6	10	22	16	17	14	26						
Ga	ppm	22	25	22	25	34	21	23	18	20	18	13	19	15	20	24	23	23	23	27						
La	ppm	43	51	40	49	40	34	42	28	42	31	21	43	27	56	53	37	32	33	33						
Mo	ppm	0,4	1,2	0,8	0,7	1,1	0,7	0,9	0,6	0,5	0,6	0,5	0,8	0,6	1,4	0,8	0,8	0,4	0,9	0,7						
Nb	ppm	30	11	24	32	13	29	36	35	22	15	22	30	18	3	22	19	46	16	22						
Ni	ppm	24	47	28	34	29	26	47	14	25	25	17	41	11	24	29	28	40	25	75						
Pb	ppm	28	44	25	26	139	28	21	28	14	19	19	23	18	30	23	19	28	36	16						
Rb	ppm	119	79	72	83	70	86	118	106	162	51	99	153	75	48	63	54	169	72	85						
Sb	ppm	1	1	1	1	1	1	1	1	10	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1						
Sc	ppm	12	14	13	18	11	15	18	11	15	8	7	17	7	6	16	13	9	15	33						
Sn	ppm	3	4	3	3	2	3	3	5	4	2	3	3	2	3	2	2	2	5	3						
Sr	ppm	113	151	167	201	376	191	151	71	110	176	51	141	122	130	214	181	96	186	215						
Th	ppm	5	17	11	5	14	11	25	14	5	5	5	31	11	26	8	5	28	11	16						
U	ppm	6	3	3	3	3	3	3	6	6	3	3	3	3	3	3	3	8	8	3						
V	ppm	133	113	114	133	103	102	119	134	111	103	88	118	79	115	119	141	137	103	169						
W	ppm	1	2	1	1	4	1	1	6	1	1	1	3	1	1	3	1	4	1	7						
Y	ppm	50	13	26	31	5	36	25	46	39	17	15	28	21	5	28	18	26	22	29						
Zn	ppm	81	129	67	85	120	83	80	45	52	43	45	79	35	144	70	71	71	105	96						
Zr	ppm	269	157	247	239	323	266	259	286	248	163	209	258	181	43	252	216	259	177	193						

Tab. 4: Medianwerte der Haupt- und Spurenelementgehalte der Bachsedimentproben.

Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt, 24.–27. Juni 2019, Murau

Gesteinsart																
	Bund- schuh-D.	Gstoder- Decke	Murau-D.	Stolzalpe- Decke	Murau-D.	Granat- glimmer- schiefer	Gstoder-D.	Stolzalpe- Decke	Grün- schiefer	Kalk- mergel	Meta- ignimbrit	Metatuff	Bund- schuh-D.	Ortho- gneis	Pfannock-D.	Trachy- andesit
Tekt. Einheit																
Anzahl Proben	3	2	5	1	1	4	4	1	1	2	2	5	3	3	3	
Al ₂ O ₃	%	14,5	15,5	18,2	19,7	24,2	22,0	22,0	16,6	14,6	15,3	14,1	12,5	13,6	13,2	18,0
CaO	%	0,3	0,6	5,4	0,5	0,4	0,5	1,0	1,5	10,8	0,4	0,7	0,5	0,6	0,5	5,0
CO ₂	%	0,67	0,32	5,00	0,39	0,22	0,37	0,21	0,27	9,14	0,21	0,79	0,10	0,10	0,23	0,38
FeO	%	4,3	3,2	6,6	7,6	5,2	6,3	6,3	6,0	6,8	4,1	0,8	1,2	1,5	1,6	7,4
K ₂ O	%	3,2	2,7	2,9	4,2	5,0	4,1	5,3	2,9	6,3	3,7	4,1	4,6	3,9	4,4	1,5
MgO	%	2	2	3	2	1	2	2	3	8	2	1	1	1	1	4
MnO	%	0,059	0,050	0,107	0,047	0,060	0,071	0,200	0,081	0,068	0,065	0,009	0,034	0,034	0,020	0,126
Na ₂ O	%	0,3	2,8	0,5	1,0	1,7	1,1	1,5	2,8	0,5	2,9	0,5	3,5	3,4	3,5	3,2
P ₂ O ₅	%	0,1	0,3	0,1	0,1	0,3	0,1	0,3	0,3	0,2	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3
SiO ₂	%	70,2	70,9	46,5	60,0	59,1	59,0	55,0	65,3	41,0	68,9	76,5	77,4	74,1	75,5	54,9
S	%			5												
SO ₃	%	0,028	0,020	0,946	0,023	0,025	0,017	0,022	0,021	0,032	0,010	0,329	0,018	0,017	0,016	0,143
TiO ₂	%	0,59	0,43	0,70	1,02	0,90	0,87	0,74	0,81	0,66	0,52	0,22	0,07	0,11	0,11	1,40
As	ppm	3	2	12	13	18	1	2	1	1	1	51	1	1	9	1
Ba	ppm	352	399	496	499	635	604	646	578	389	619	532	53	195	157	420
Cd	ppm	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1	1
Ce	ppm	45	61	61	89	98	75	98	108	49	71	59	9	29	20	49
Co	ppm	6	9	17	27	14	10	19	16	28	12	4	5	5	5	17
Cr	ppm	70	44	96	79	95	110	107	91	78	52	5	3	4	2	34
Cs	ppm	4	5	2	6	7	9	6	5	37	6	4	13	6	8	3
Cu	ppm	13	6	48	27	9	20	20	45	32	23	2	2	5	3	19
Ga	ppm	18	1	1		1	28	1	1		1	1	1	1	1	1
Hf	ppm	5					5									
Hg	ppm							6								
La	ppm	25	27	28	44	47	36	49	52	25	38	35	3	12	11	25
Mo	ppm	1	1	1		1	1	1	1		1	1	1	1	1	1
Nb	ppm	14	22	18	16	20	18	17	18	10	19	18	16	17	13	13
Nd	ppm	3	23	27	37	44	3	39	47	21	35	25	4	13	10	28
Ni	ppm	35	21	55	55	38	37	64	29	33	25	5	2	5	1	15
Pb	ppm	15	10	23	13	24	34	28	6	17	26	1	13	19	20	7
Pr	ppm			6	10					5						
Rb	ppm	113	96	106	172	155	170	203	96	284	117	89	333	204	191	63
Sb	ppm	1	1	2		1	1	2	1		2	4	1	1	1	2
Sc	ppm	8	7	8		10	9	9	10		7	5	4	5	4	17
Sr	ppm	49	97	221	59	94	137	142	249	186	68	34	26	38	25	353
Th	ppm	11	17	15		17	17	15	15		16	16	11	12	10	7
U	ppm	3	4	3		3	6	3	3		5	8	9	6	6	3
V	ppm	79	56	126	125	114	117	131	111	128	69	25	17	18	18	120
Y	ppm	22	25	25	30	25	31	29	37	16	33	24	15	27	19	31
Zn	ppm	57	36	105	94	73	141	140	92	106	74	10	34	54	51	85
Zr	ppm	188	171	138	219	269	170	226	328	89	160	111	42	76	61	216

Tab. 5: Medianwerte der Haupt- und Spurenelementgehalte der Gesteinsproben.

The Gurktal Nappe Complex and its frame

FRANZ NEUBAUER¹, JOHANN GENSER¹, MANFRED BERNROIDER¹, OLIVER STAUBER¹,
SIHUA YUAN^{1, 2}, XIAOMING LIU³, YUNPENG DONG³ & SHUYUN CAO^{1, 4}

¹ Paris-Lodron-Universität Salzburg, Fachbereich Geographie und Geologie, Hellbrunner Straße 34, 5020 Salzburg. franz.neubauer@sbg.ac.at; johann.genser@sbg.ac.at; manfred.bernroider@sbg.ac.at; oliver.stauber@sbg.ac.at; sihua.yuan@sbg.ac.at; shuyun.cao@sbg.ac.at

² College of Earth Science, Institute of Disaster Prevention, Sanhe, 065201, Hebei Province, China.

³ State Laboratory of Continental Dynamics, Department of Geology, Northwest University, Northern Taibai Str. 229, Xi'an 710069, China. liuxm@nwu.edu.cn; dongyp@nwu.edu.cn

⁴ State Key Laboratory of Geological Processes and Mineral Resources, School of Earth Sciences, China University of Geosciences, Wuhan, 430074.

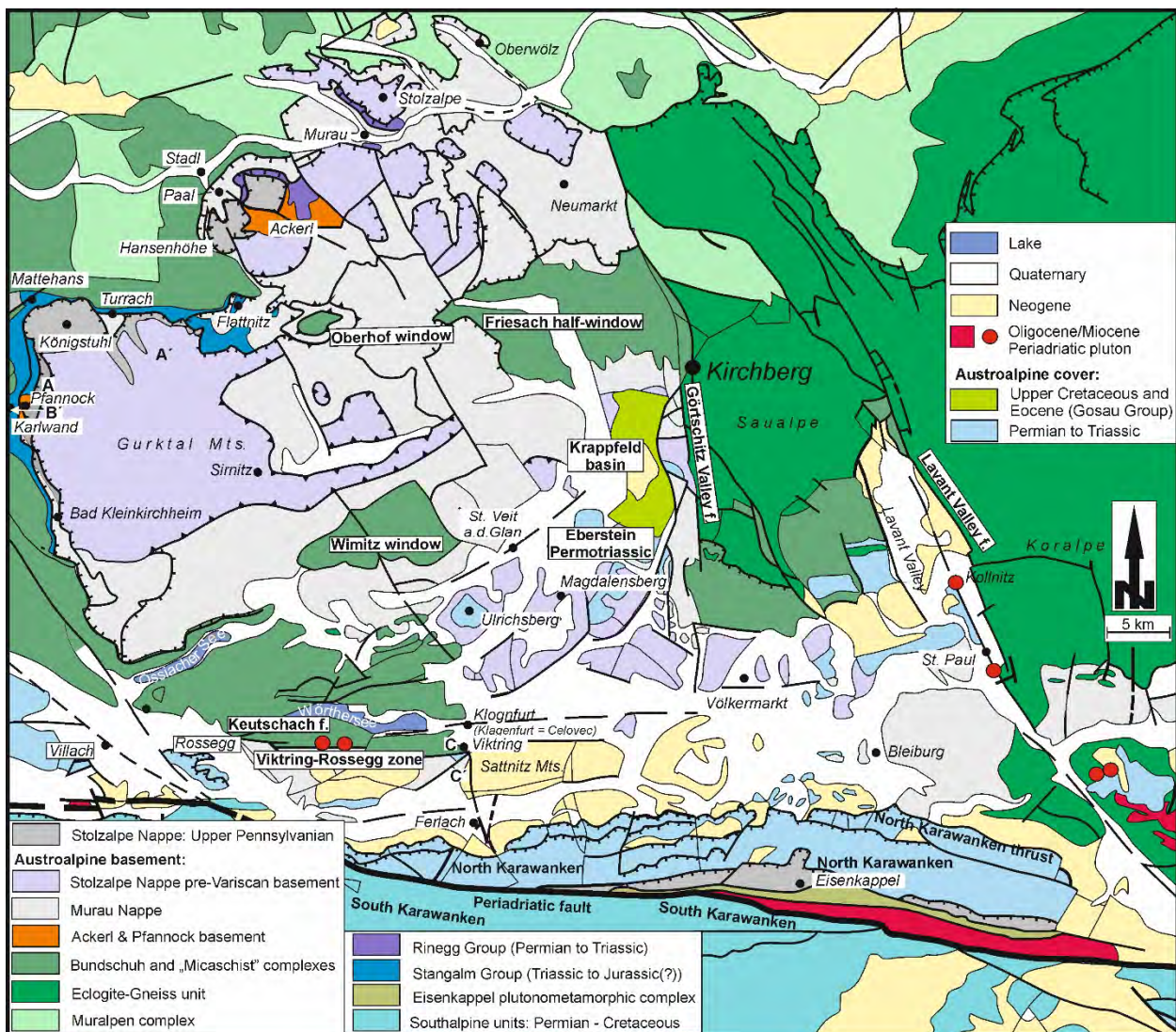
Abstract

The study reviews the composition and structure of the Gurktal Nappe Complex and its underlying frame, the Bundschuh Nappe (part of the Altkristallin basement) and Stangalm Mesozoic cover, mainly of the northern and northwestern parts. The Bundschuh basement is composed of a monotonous metasedimentary basement intruded by the acidic Bundschuh orthogneiss and granodioritic gneisses during Middle Ordovician times. The relatively thin Stangalm Group cover extends from Lower Triassic to Upper Jurassic and is interpreted to have been deposited on a rift shoulder. Basement and cover were variably metamorphosed during early Late Cretaceous (86–90 Ma). The overlying Gurktal Nappe Complex includes three major nappes, which are the Murau, Pfannock/Ackerl/Rinegg and Stolzalpe Nappes. The Murau Nappe, metamorphosed within upper greenschist facies during Cretaceous times, is composed of a Lower Paleozoic succession, which potentially extends to Lower Carboniferous. The overlying nappes include the Pfannock Nappe with an Upper Ordovician orthogneiss metamorphosed during Variscan processes and a thin uppermost Carboniferous to Rhaetian cover succession. The Ackerl Nappe consists of a Variscan nappe stack of paragneiss, overlain by less metamorphic micaschists covered by an Upper Permian to Anisian sedimentary succession. The Rinegg Nappe north and south of Murau includes a phyllonitic basement associated with an inverted succession of Permian to Anisian cover. The basement of the overlying Stolzalpe Nappe is dominated by mafic volcanic successions of Lower Ordovician to Lower/Middle Silurian age covered by a differentiated cover ranging from a carbonate facies extending from Middle Silurian to Lower Carboniferous (metalydite intercalations) to a clastic Silurian to Lower Devonian facies with thick sandstone packages, some Middle–Upper Devonian carbonates and a Carboniferous flysch. The Late Pennsylvanian to Permian cover (Stangnock and Werchzirm Formations) is often tectonically separated from the basement representing then separate tectonic slices. The less affected Permian to Upper Triassic cover is mostly preserved in the eastern central part and is in turn overlain by the Krappfeld Gosau basin fill, which represents a Late Cretaceous to Eocene collapse basin.

The synmetamorphic Alpine stacking of the Gurktal Nappe Complex occurred during Early Cretaceous to early Late Cretaceous pre-dating the deposition of Krappfeld Gosau sediments. Based on ductile field structures as thrusts and W-vergent folds and microfabrics, top-to-the WNW motion has been deduced. The stretching lineation of the ductile thrusts is plunging to the ESE. These fabrics are overprinted by a large-scale E-dipping ductile low-angle normal fault system. These fabrics indicate extension and thinning of the nappe stack. The strongest thinning is observed at the western boundary, where the Phyllonite zone as part of the Murau Nappe is strongly affected by this stage and metamorphic breaks are observed between the Stangalm Group and Murau Nappe and between the Murau Nappe and overlying Pfannock/Ackerl/Rinegg and Stolzalpe Nappes, respectively.

Introduction

In the discussion on the structure of the Eastern Alps, the Gurktal Nappe Complex plays a critical role since the discovery of Late Triassic fossils in limestones, later interpreted as the Kössen Formation (HOLDHAUS, 1921; TOLLMANN, 1959; KRISTAN-TOLLMANN & TOLLMANN, 1964), which are overlain by conglomerates of the Late Pennsylvanian Stangnock Formation (HOLDHAUS, 1922). This feature was taken to distinguish between an Upper Austroalpine nappe with a Lower Paleozoic phyllitic basement from an underlying amphibolite facies-grade basement and overlying Triassic sedimentary sequence considered to represent a separate tectonic unit (TOLLMANN, 1959, 1977; FLÜGEL, 1960), how classically tectonic nappes are defined based on stratigraphic reasoning (Text-Fig. 1). This interpretation resulted in a long-lasting controversy on the overall structure and scale of thrusting and some nomenclatoric confusion (CLAR, 1965, 1973; PISTOTNIK, 1980; FRANK, 1987; TOLLMANN, 1987; RATSCHBACHER & NEUBAUER, 1989; RATSCHBACHER et al., 1989; NEUBAUER et al., 2000; SCHMID et al., 2004). Later, it became clear that the structure of the Gurktal Nappe Complex is more complicated and this issue is still not fully resolved.



Text-Fig. 1: Geological overview map of the Gurktal Nappe Complex (modified and expanded from NEUBAUER et al., 2018). Note that the separation between the Murau Nappe and Stolzalpe Nappe is schematic and needs in details significant refinement because of the uncertain tectonic assignment of monotonous phyllites (e.g., PISTOTNIK, 1996; THIEDIG et al., 1999). A-A' and B-B' locate sections shown in Text-Fig. 11, Section C-C' is shown in Text-Fig. 14.

Here, the results of new studies are reported and put into the frame of the overall structure of the northwestern and northern parts of the Gurktal Nappe Complex (Text-Fig. 1). First, we give an overview on the principal structural elements and then we summarize some details of recent

studies, which are in various stages of publication. These recent studies are devoted to the lithostratigraphy and structures along the northern and northwestern margin of the Gurktal Nappe Complex and its underlying frame, particularly to the lithostratigraphy of the Mesozoic Stangalm Group. Most stratigraphic correlations of the Stangalm Group and of other Permomesozoic formations, except that on top of the Stolzalpe Nappe, are based on lithostratigraphic comparison. In basement rocks of the Stolzalpe Nappe, some new fossil localities (east of the Turracher Höhe) containing conodonts were found. Further U-Pb zircon and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating efforts of magmatism and detrital minerals are ongoing and some preliminary results are reported. We also compile hitherto not fully published $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ white mica ages constraining the age of some stages of polymetamorphism.

Overview on structural units

The structural units underlying the Gurktal Nappe Complex and of its frame comprise, at the base, the Bundschuh basement complex (SCHUSTER & FRANK, 1999), a pre-Alpine basement and the primarily overlying Mesozoic Stangalm Group (tectonically termed as “Melitzen-Scholle” by TOLLMANN, 1975). The Stangalm Group can be traced along the northwestern margins between south of Bad Kleinkirchheim and west of Murau, respectively southwest of Murau (Text-Fig. 1). The Gurktal Nappe Complex comprises basement-cover units metamorphosed in mainly low-grade to very low-grade metamorphic conditions, and cover formations. These consist of (1) the Murau Nappe in a lower tectonic position, and (2) in three separated areas, the Pfannock, Ackerl and Rinegg Nappes. All three nappes consist of a metamorphic basement and a Permian–Triassic cover. The Rinegg unit around Murau, intercalated between Murau and Stolzalpe Nappes, is here introduced as a new structural unit with mainly a Permian to Middle Triassic cover and remnants of a phyllitic basement. The cover of this unit is overturned excluding a primary connection with the underlying Murau Nappe. In the same tectonic position above the Murau Nappe, the Pfannock Nappe with the Pfannock orthogneiss and a thin Upper Pennsylvanian to Upper Triassic cover is a separate unit along the western margin of the Gurktal Nappe Complex. Ironically, this unit includes the classical Eisentalhöhe fossil locality of HOLDHAUS (1921) and is now located within the Gurktal Nappe Complex. Finally, also in the same position above the Murau Nappe, the Ackerl Nappe includes a Variscan basement overlain by Permomesozoic cover (NEUBAUER, 1980b). (3) The Stolzalpe Nappe consists of an Ordovician to Carboniferous succession with abundant mafic volcanics and in part thick packages of sandstones and is primarily overlain by Pennsylvanian to Permian molasse-type deposits (Stangnock and Werchzirm Formations) and, on the eastern and central parts, by Permian to Upper Triassic successions (Eberstein/Krappfeld Triassic). These are again overlain, following an erosional and angular unconformity, by the Upper Cretaceous to Eocene Krappfeld Gosau (RIEHL-HERWIRSCH & WASCHER, 1972). In the following, we describe details of all these units with the main aspect on the lithostratigraphic succession including some new results.

Bundschuh basement

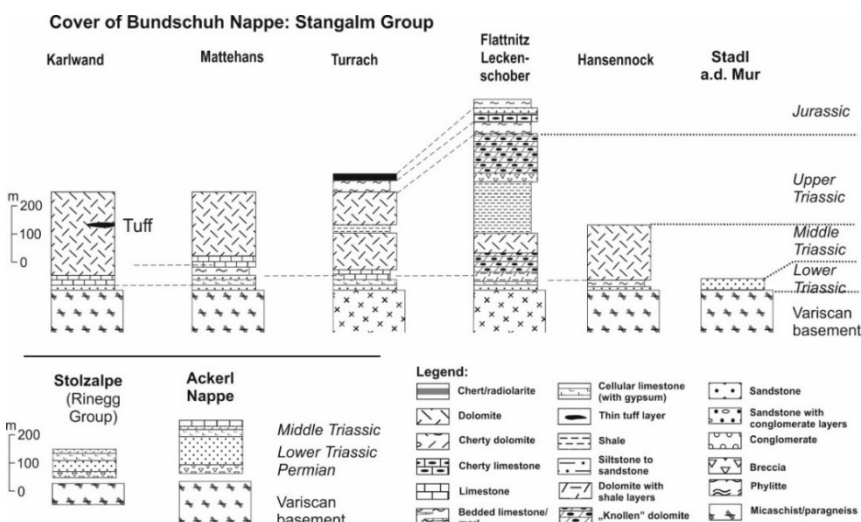
The Bundschuh basement consists of monotonous paragneiss and micaschists intruded by the Bundschuh orthogneiss and a number of fine-grained granodioritic gneisses. The age of the Bundschuh orthogneiss is late Middle Ordovician according to U-Pb zircon ages (462.5 ± 6.5 Ma; GENSER & LIU, unpubl. data, see NEUBAUER & GENSER, 2018). Previous Rb-Sr whole rock investigations resulted in sets of subparallel isochrons with model ages between 371 and 397 Ma and high initial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ratios between 0.721 and 0.739 (FRIMMEL, 1988). Petrography, initial Sr isotopic values and geochemistry indicate a syn-collisional origin of the orthogneiss (FRIMMEL, 1988). Nothing is known from paragneiss and micaschist host rocks, their sedimentation age must predate late Middle Ordovician. A post-Variscan angular unconformity below the Lower Triassic Stangalm Quartzites (PISTOTNIK, 1976) proves the preservation of style and orientation of Variscan structures formed within amphibolite facies conditions in the Bundschuh basement unit, which includes two stages of Variscan ductile deformation (NEUBAUER & GENSER, 2018). Rocks of the Bundschuh Nappe basement show two stages of metamorphism, Variscan and Cretaceous, well exemplified on two-stage garnet. In the southwestern part, KOROKNAI et al.

(1999) found P-T conditions of ca. 10 kbar and 580–630° C for the Cretaceous metamorphism. In the northwestern part, THEINER (1987) reported a Variscan metamorphic overprint on the Bundschuh basement complex at ca. 600–640° C and, in nearby localities, Alpine temperatures ranging from 500 to 520° C. Consequently, the Alpine metamorphic overprint decreases towards north.

Previous geochronological data constraining the age of the metamorphic event(s) of the investigated tectonic units were published by FRIMMEL (1986a, b), SCHIMANA (1986) and SCHUSTER & FRANK (1999). K-Ar data record an Alpine age in the Radenthein and Bundschuh (Priedröf) Nappes mostly in the range of 70–110 Ma. Rb-Sr white mica ages of the Bundschuh orthogneiss from the Innerkrems area range between 305 ± 12 and 119 ± 1 Ma (THEINER, 1987). Rb-Sr muscovite ages from the Bundschuh orthogneiss indicate an early Variscan metamorphic event (350–354 Ma). The Bundschuh orthogneiss was deformed intensely during Cretaceous metamorphism and Rb-Sr mineral ages (muscovite, feldspar) were variably reset to 119 to 91 Ma (FRIMMEL, 1986a, b). Altogether, according to these few geochronological data, the Bundschuh was strongly affected by Cretaceous metamorphism, while pre-Alpine metamorphism is restricted to the northern part of Bundschuh basement.

Stangalm Group

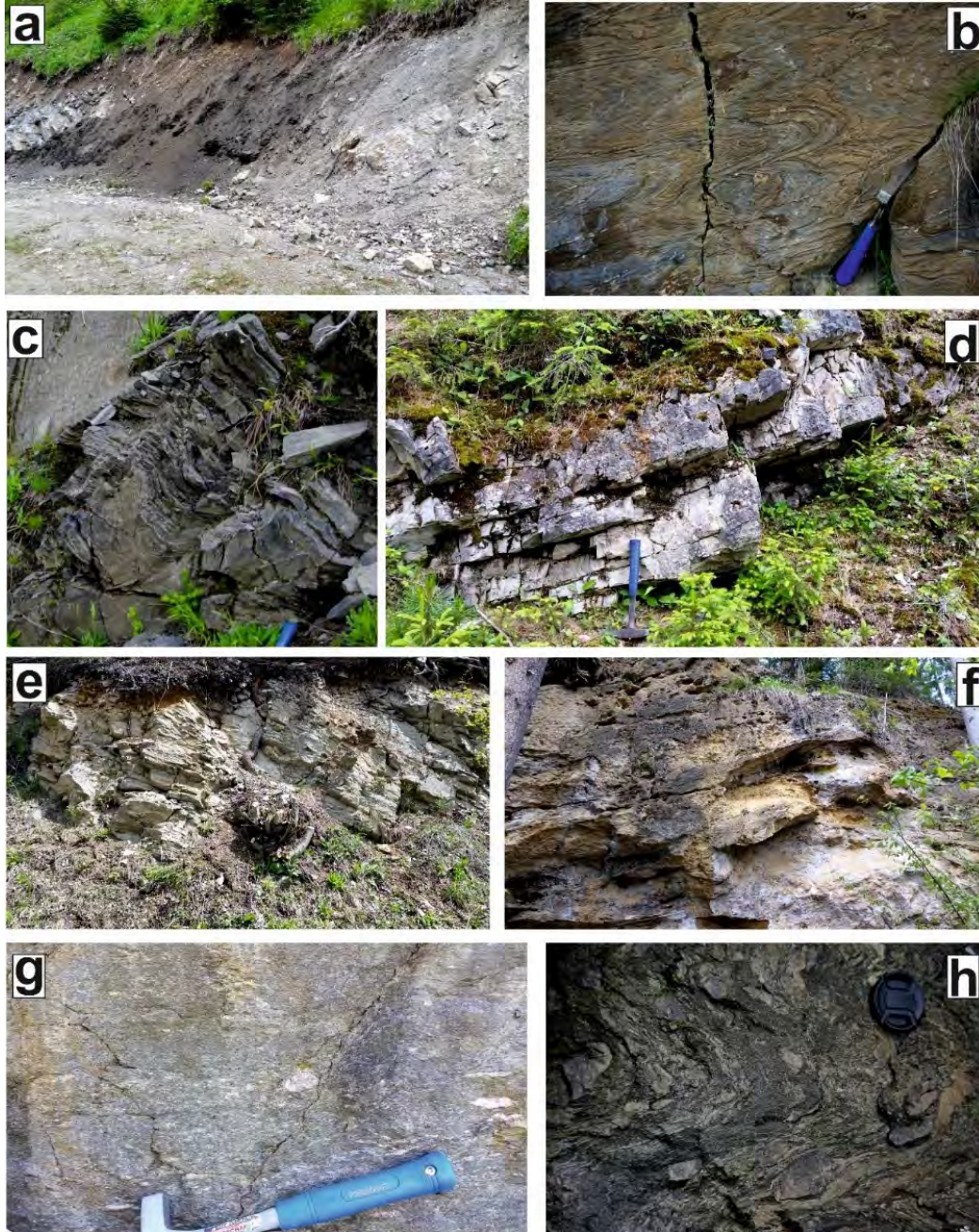
We describe the sections from the Stangalm Group from Southwest to Northeast (Text-Fig. 2). For the southwestern part of the Stangalm Group, the siliciclastic base, a light-greenish quartzite is very rare, maximum ca. 10 meters thick, but it is connected by an unconformity with the underlying amphibolite-grade basement (PISTOTNIK, 1976; KRAINER, 1984). This unit is overlain by a yellowish ca. 10 meters thick cellular limestone (rauhwacke in the local literature), rare sulfide-ore bearing carbonate quartzite and marbles (REDLICH, 1931) and several tens of meters thick greyish and dark foliated calcite marble (Text-Fig. 3b). With a thickness of ca. 300–400 meters at the northwestern corner of the Gurktal Nappe Complex, light-colored recrystallized, poorly bedded and/or foliated Wetterstein-type dolomites follow (PISTOTNIK, 1974; GOSEN, 1989), which represent the main rock body of the Stangalm Group. Based on lithostratigraphy, peculiarities of the Stangalm Group include (Text-Figs. 2, 3 for some peculiarities): only a thin siliciclastic Permian base, if any, and thin Lower Triassic quartzites, black phyllites, black calc-schists and related synsedimentary ore mineralizations of Anisian age, relatively thin Middle and Upper Triassic dolomites separated by Carnian siliciclastic beds, the latter showing extreme thickness variations interpreted to result from a synsedimentary normal faulting and Jurassic cherty limestones and thin Upper Jurassic cherts (BECK-MANNAGETTA in ANDERLE et al., 1964). Special attention is given to the thick Carnian siltstones and fine-grained sandstones of the Flattnitz area, there originally mapped as Bockbühel-Schiefer (STOWASSER, 1956), which can be traced, with interruptions, to the west of Turrach (Text-Fig. 3a). Cherty calcite and dolomite marbles can be mapped in several sections between Flattnitz and Turrach (already found in one section by BECK-MANNAGETTA in ANDERLE et al., 1964). These are correlated with Upper Jurassic



Text-Fig. 2: The Mesozoic cover, the Stangalm Group on the Bundschuh basement. Same legend is also used for Text-Figures 6 and 9.

radiolarites implying a more complete Triassic-Jurassic section (Text-Fig. 2). The eastern most occurrence of a rock, a Verrucano-type meta-conglomerate of the Stangalm Group underneath the Murau Nappe was recently found west of Murau.

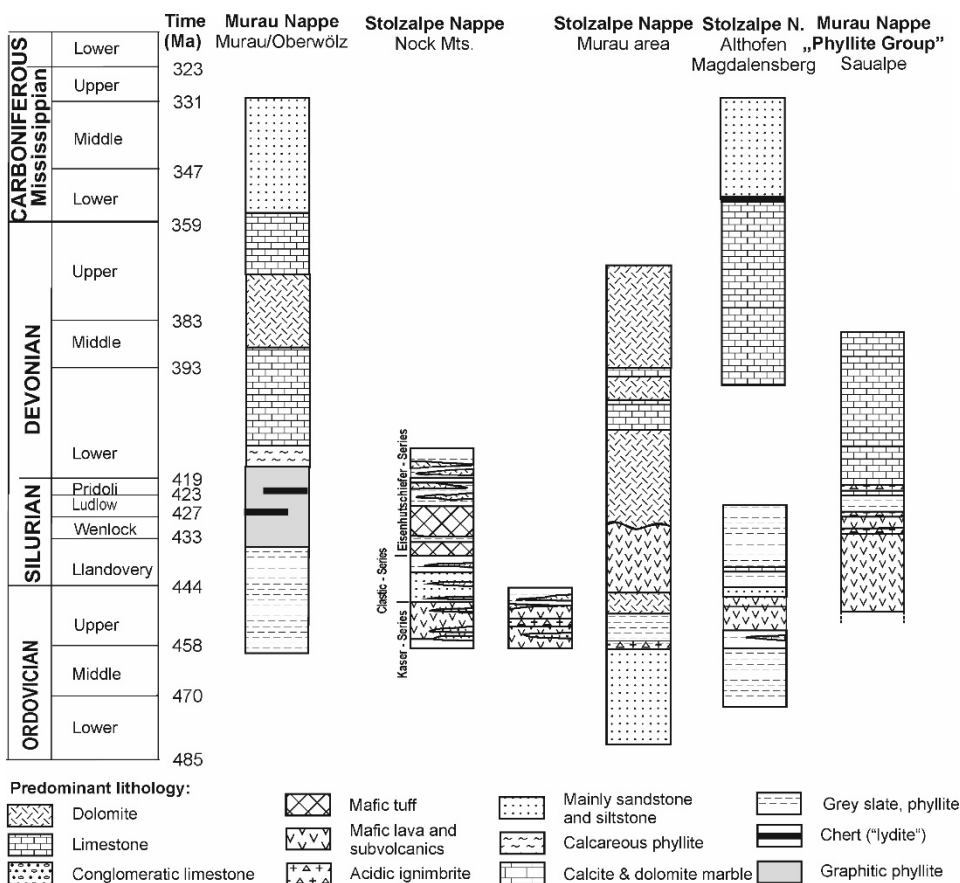
In the Nock road section, approx. 450° C was obtained for peak conditions of metamorphism. A previous muscovite K-Ar age of the Stangalm Mesozoic cover rocks is about 70 Ma (SCHIMANA, 1986). Recent $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ white mica plateau ages are at 89.0 ± 0.6 Ma and 96.2 ± 0.4 Ma proofing the age of Early Alpine metamorphism (NEUBAUER & GENSER, 2018; STAUBER et al., 2018).



Text-Fig. 3: Representative lithologies of the Stangalm and Rinegg Groups. (a) Black phylites (Carnian level) intercalated within dolomites (west of Turrach). (b) Foliated and folded dark-colored calcite marble (Anisian?) (west of Flattnitz). (c) Fine-grained sandstones within the Carnian Bockbühel Formation (west of Flattnitz). (d) Cherty dolomite respectively calcite marble (southwest of Turrach). (a) to (d) are from the Stangalm Group. (e) Green sandstone beds intercalated within greenish slates (Bundsandstein-type level). (f) Cellular limestone (or rauhwacke). (e) and (f) are from the Rinegg Group (Stolzalpe). (g) Quartz conglomerate. (h) Polymictic conglomerate. (g) and (f) belong to the Upper Carboniferous Stangnock Formation. Both examples are from west of Flattnitz.

Murau Nappe

The Murau Nappe is widespread within the Gurktal Nappe Complex and includes also the main body of various monotonous phyllites between Murau area in the north and Rossegg and Viktring areas in the south. The lithostratigraphy of the Murau Nappe has been not yet been systematically studied except the Phyllite Group in the southern Saualpe area. The best studied area is in the surroundings of Murau (Text-Fig. 4). There, the Murau Nappe basement comprises several informal units, which include monotonous greyish quartz-phyllites and phyllites, which could be considered as the base (potentially of mainly Ordovician age). The greyish phyllites are overlain by black graphitic phyllites (black phyllites), which include a number of intercalations including thin greenschist, metalydite (black chert) and very thin dolomite lenses. From the metalydites, HERITSCH & THURNER (1932) reported graptolites, which were obviously lost (JAEGER, 1969). EBNER et al. (1977) and NEUBAUER (1980a) reported Late Silurian to Early Devonian conodonts from a dolomite lens within black phyllites from the area west of Murau. In the overlying unit, carbonatic phyllite is also often graphitic and represents the transition zone to the Murau marble, a calcitic marble, with rare dolomite lenses. The Grebenzen marble seems to be an equivalent as well as such of the Adelsberg north of Neumarkt. The Murau and Grebenzen marbles are considered as Devonian. Mostly Emsian and Middle Devonian conodonts are reported from the Grebenzen (BUCHROITHNER, 1978; SCHÖNLAUB, 1979) and a rich Early Devonian conodont fauna from the Adelsberg NW Neumarkt (NEUBAUER, 1980d). NIEDERL (1980) found Devonian conodonts in the Oberwölz region. In the Murau area, the Murau marble is overlain by epidote- and chlorite-phyllite, which includes prasinite lenses and abundant quartzitic layers (Text-Fig. 5a), intercalated by phyllites (THURNER, 1958a, b). This unit could be considered as Carboniferous flysch (see also NEUBAUER, 1980c).



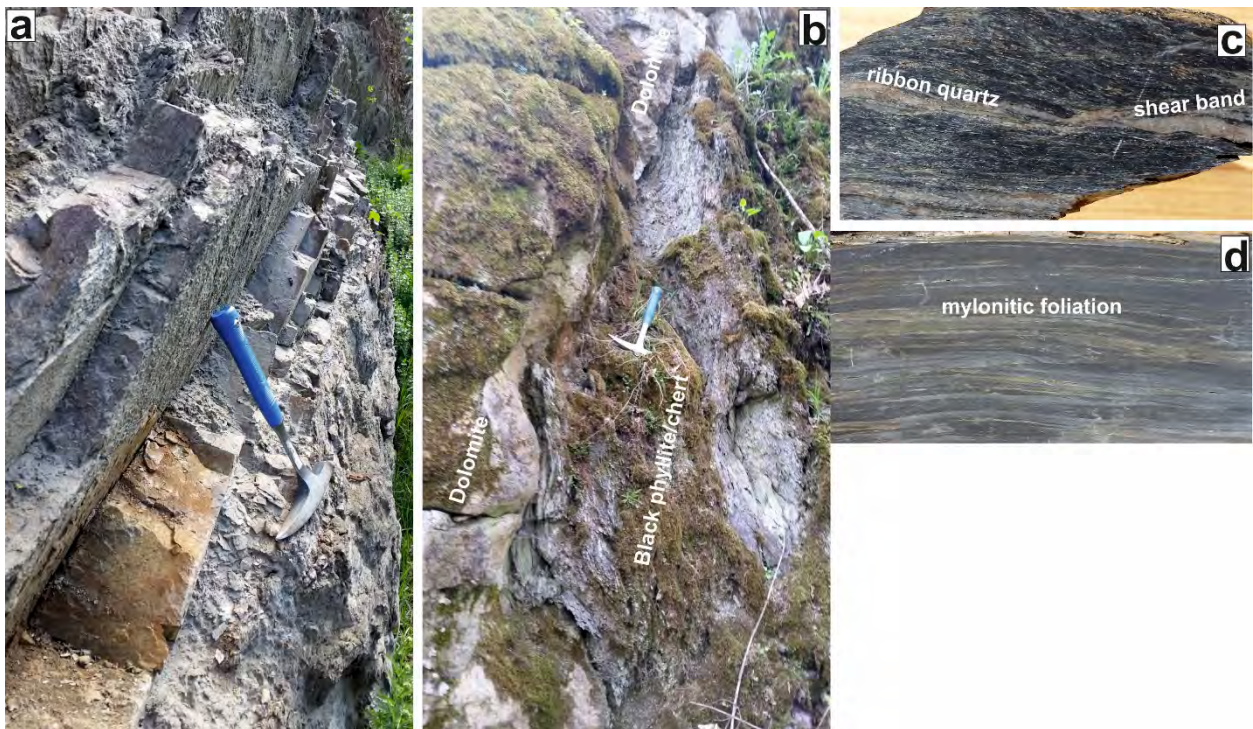
Text-Fig. 4: Simplified lithostratigraphic sections of the Murau and Stolzalpe Nappe basement. Time-scale is after Ogg et al. (2016).

The Murau Nappe is metamorphosed in upper greenschist facies metamorphic conditions. Only a few T estimates and are 460–500° C, respectively ca. 550° C (KOROKNAI et al., 1999). HEJL (1984) published a single K-Ar white mica age of 89.9 ± 7.1 Ma and Rb-Sr white mica age of 86.9 Ma from the Murau area. The Murau Nappe is potentially polymetamorphic, testified by not

fully reset pre-Alpine $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ white mica age of 240.3 ± 0.5 Ma in the Phyllonite zone, although mainly $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ white mica ages in the range of 85–90 Ma are found (87.1 ± 0.5 Ma: STAUBER et al., 2018; 85.78 ± 0.33 Ma and further unpublished ages from the area east of Bad Kleinkirchheim ranging between 80 and 88 Ma). Consequently, the unit is fully overprinted by Late Cretaceous greenschist facies metamorphism. Furthermore, WIESINGER et al. (2006) reported white mica ages of 123.5 ± 0.9 Ma and 261.7 ± 1.4 Ma from Saualpe Phyllite unit, resp. Lower Magdalensberg unit showing polymetamorphism.

Pfannock Nappe

The Pfannock Nappe consists of an orthogneiss with a penetrative foliation, which is covered by an uppermost Pennsylvanian to Raetian sedimentary succession (KRAINER, 1984). The Pfannock gneiss has a U-Pb zircon age of ca. 440 Ma (GENSER & LIU, in prep.). This testifies that the Pfannock orthogneiss is ca. 20 Myrs younger than the Bundschuh orthogneiss. The white mica $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages are Variscan, at around 310–320 Ma (GENSER, unpubl. data). These ages also indicate that the Pfannock gneiss escaped early Alpine metamorphism and cannot directly be



Text-Fig. 5: (a) Potential Carboniferous flysch of the Murau Nappe (parking place along the federal road at the SE edge of Stolzalpe). (b) Black siliceous phyllite/metachert (Kaindorf SW Murau). This level is interpreted as Mississippian in comparison with other Austroalpine and Southalpine Paleozoic successions (e.g. SCHÖNLAUB, 1979). (c) Mylonitic phyllite from the stratigraphic base of the Rinegg Nappe. Length of sample: ca. 5 cm. (d) Mylonitic tuff from the tectonic base of the Stolzalpe Nappe. Length of sample: ca. 6 cm.

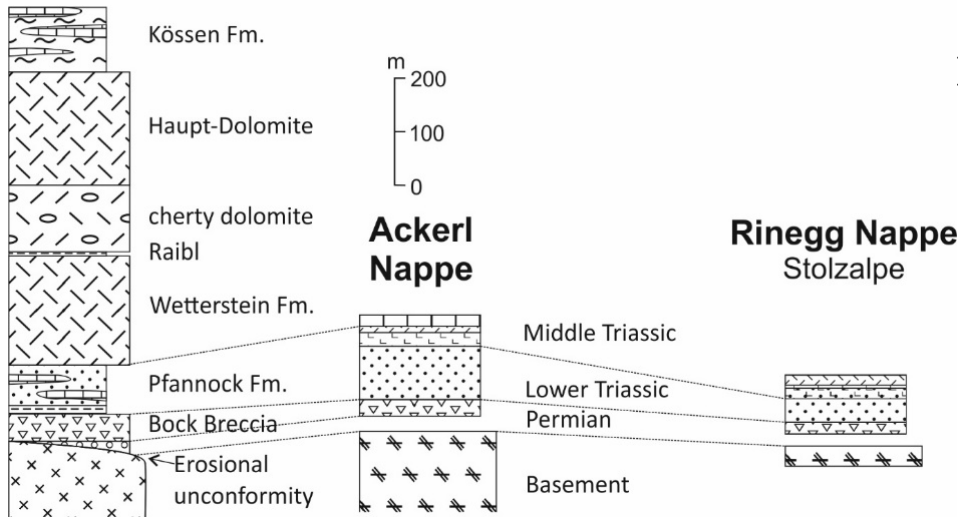
correlated in terms of the Alpine structure, therefore not with the Bundschuh orthogneiss. The cover succession has been described in TOLLMANN (1975, 1977), PISTOTNIK (1980, 1996), KRAINER (1984, 1987) and SYLVESTER (1989a, b). It comprises a thin Upper Pennsylvanian conglomerate to siltstone layer, the purple Permian Bock Breccia, Werfen Formation, the Anisian Pfannock Formation with mixed sandstones and carbonate and a carbonate section ranging from Wetterstein Dolomite to the classical Rhaetian Kössen Formation (PISTOTNIK, 1996) (Text-Fig. 6).

Ackerl Nappe

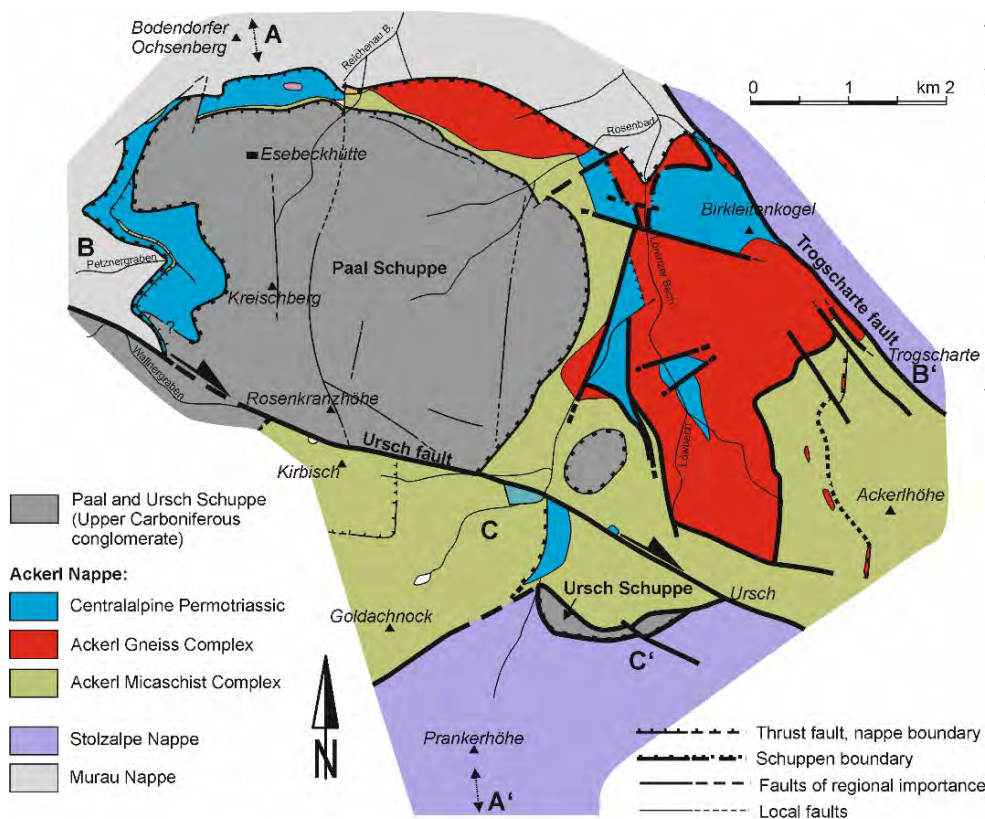
The Ackerl Nappe is a basement-cover nappe with a partly amphibolite-grade and upper greenschist facies basement with gneisses and micaschists, which are associated with fossil-free Permian of lowermost Anisian carbonates (NEUBAUER, 1980b) (Text-Fig. 6). However, an

unequivocal primary sedimentary contact between basement and cover was not found up to now. The basement is distinguished into an underlying Ackerl Micaschist unit and an overlying Ackerl Gneiss unit (Text-Fig. 7). The Ackerl Micaschist unit is relatively monotonous in composition comprising mica- and chlorite-rich micaschists with some plagioclase and rare garnet and is of lower metamorphic grade, within upper greenschist facies than the overlying Ackerl Gneiss unit.

Pfannock Nappe

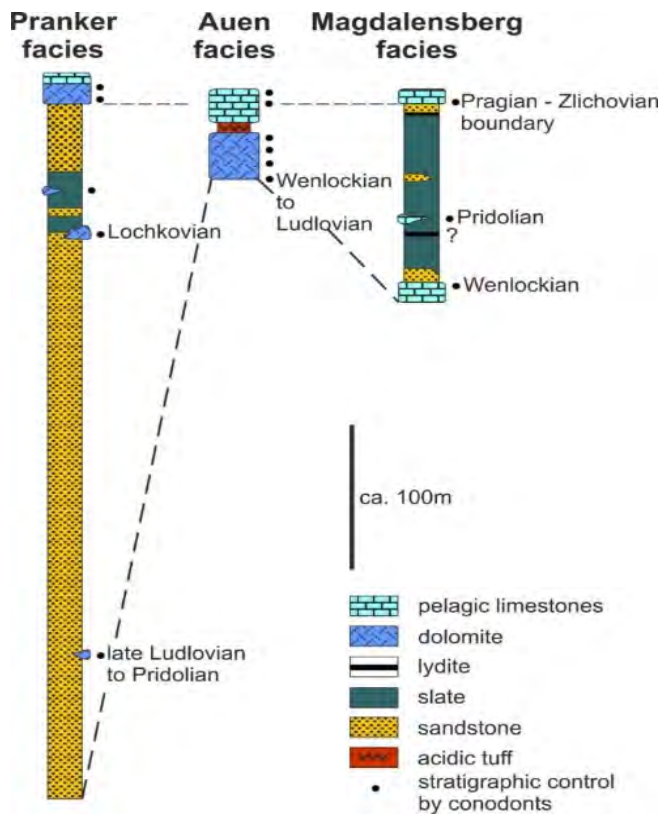


Text-Fig. 6: Lithostratigraphy of Permian to Mesozoic cover units of the Pfannock, Ackerl and Rinegg Nappes.



Text-Fig. 7: Map of the Ackerl Nappe area with strong late stage imbrication during Cretaceous nappe stacking and subsequent overprint by E-vergent normal faulting and dextral strike-slip faults (e.g., Ursch fault). Modified after NEUBAUER (1980b). A-A' (section extends also outside of the map), B-B' and C-C' locate sections shown in Text-Fig. 13.

The Ackerl Gneiss unit includes a sometimes staurolite-bearing paragneiss with a metablastic fabric and very rare amphibolite, aplite and pegmatite. Both Ackerl Gneiss and Ackerl Micaschist units show a Variscan metamorphism expressed by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ white mica ages with staircase patterns between 309 and 320 Ma, including a plateau age of ca. 309.2 ± 3.1 Ma (error



Text-Fig. 8: Paleozoic facies differentiation within the basement of the Stolzalpe Nappe.

recalculated with J-value; NEUBAUER & DALLMEYER, 1994). A low-temperature overprint is younger than ca. 200 Ma, meaning that the Early Alpine temperature reached ca. 300–350° C. The overlying cover section starts with a purple, 5–30 meter thick Alpine Verrucano Formation, which is overlain by a maximum 100 meter thick light-greenish and rarely purple, well bedded quartz-arenitic sandstone (from the type Lantschfeld or Semmering Formation). Overlying yellowish cellular limestones (rauwacke) and subordinate sandy limestones are 20–25 meter thick. These are followed by crinoid-bearing dolomites (dolopelmicrite) and locally thin dark foliated limestones (NEUBAUER, 1980b). These carbonates represent the Anisian stratigraphic level.

Rinegg Nappe

The Rinegg Nappe is a tectonic entity introduced here for the first time but the Triassic age was already recognized and mapped by THURNER (1935, 1958a, b). It separates the Lower Paleozoic successions of the underlying Murau Nappe from the overlying Stolzalpe Nappe and comprises a rare basement

with phyllitic phyllonites (Text-Fig. 5c) exposed close to the Frauenalpe hospital. It is underlain by a sequence of several formations (see Text-Figs. 3e, f for some representative lithologies): Alpine Verrucano Formation, Bundsandstein, rauhwacke and sandy cellular limestone, rare graphitic marbles and graphitic-calcareous phyllites. The entire Permian to Triassic cover sequence is reversed.

Stolzalpe Nappe

The Stolzalpe Nappe with its Ordovician to Carboniferous very low-grade to low-grade metamorphic basement strata represents the unit at top of the Gurktal Nappe Complex. For terminology of various Lower Paleozoic formations, see also HUBMANN et al. (2014). The basement is associated with upper Pennsylvanian to Permian molasse-type formations (Stangnock and Werchzirm Formations) at the western margin and is locally overlain by Permian to Triassic unmetamorphic Permian to Triassic formations of the Eberstein and St. Paul Mts. at the southeastern margin of the Gurktal Nappe Complex.

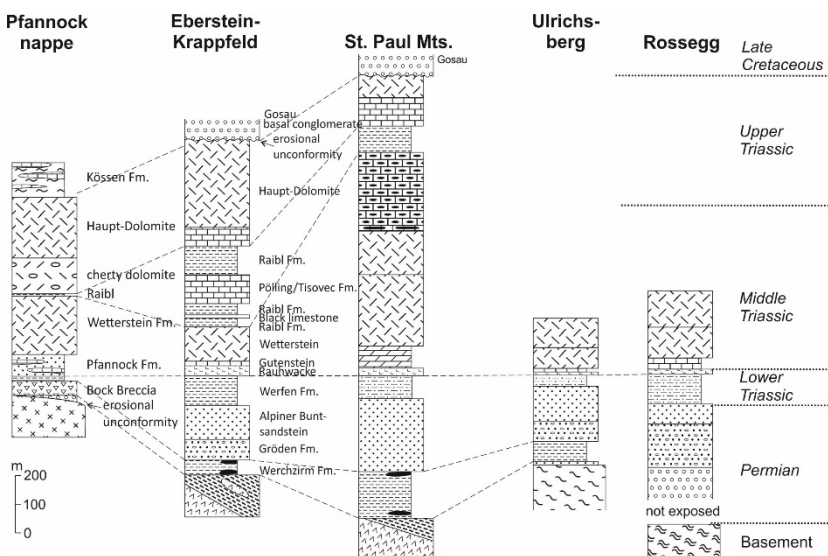
The Stolzalpe Nappe basement (Text-Fig. 4) includes thick successions of clastic material ("clastic series") at the base, mafic volcanics in the Ordovician (NEUBAUER & PISTOTNIK, 1984), locally an Upper Ordovician rhyolite level (Auen porphyry; NEUBAUER, 1980a) and an alkaline mafic diabase-keratophyre association of Early to Middle Silurian age, which is widespread in the Stolzalpe Nappe (GIESE, 1988; LOESCHKE, 1989; SCHNEPF, 1989; ANTONITSCH & NEUBAUER, 1992). As a whole, the age range of volcanism is uncertain and it remains unclear, whether three volcanic levels with distinct ages as proposed by GIESE (1988) and LOESCHKE (1989) (Text-Fig. 4, Nock Mts. Section) can be fully separated. Based on new mapping, some doubts were cast recently by HUET (2017). Recent unpublished $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating results on magmatic amphibole of ca. 480 Ma from a diorite stock (Enge Gurk SW Sirnitz; Text-Fig. 1) argue for an Early Ordovician

age, conodonts from a dolomite associated with mafic tuff for a Middle–Late Ordovician level (NEUBAUER & PISTOTNIK, 1984). In the section east of Turracher Höhe, several thin conodont-bearing dolomite levels were identified.

According to the study of facies of the units overlying the Silurian volcanics, the overlying unit is differentiated, and three facies realms have been recognized (NEUBAUER & SASSI, 1993) during Upper Silurian to Lower Devonian (Text-Fig. 8): (1) a thin carbonate facies, which extends likely to the lower Carboniferous testified by recently detected black cherts and siliceous slates (Kaindorf west of Murau; Text-Fig. 5b), (2) a Silurian–Lower Devonian sandstone facies and (3) a shale and lydite (chert) facies. This sequence testifies a pelagic carbonate facies, a sort of delta front deposits and a basinal facies. In the Krappfeld region, the carbonate facies extends to Upper Devonian and carbonates are overlain there by a Mississippian lydite and siliciclastic flysch (SCHÖNLAUB, 1979; HUBMANN et al., 2014).

Following the Variscan orogeny in early Pennsylvanian, the molasse-type Stangnock Formation was deposited (Text-Figs. 3g, h). It consists of basal breccias, in part coarse-grained, boulder-sized conglomerates, abundant quartz conglomerate, shales/slates and some anthracite seams (KRAINER, 1989, 1993 and references therein) and their Late Pennsylvanian age is based on plant fossils (FRITZ et al., 1990). The Stangnock Formation is overlain by conglomerates of the Werchzirm Formation. Both formations are dominated by nearby sources and short transport. These units are mainly sourced from amphibolite-grade siliciclastic metamorphic terrains. The conglomerates bear many orthogneisses, e.g. from either Pfannock or Bundschuh orthogneiss (e.g. FRANK, 1987). However, such orthogneisses are also exposed near the southern margin of the underlying basement (e.g. Villach orthogneiss). Meter-sized coral-bearing limestone clasts argue for a close connection with limestones of the Carboniferous of Nötsch (SCHLÖSER et al., 1990), which is exposed underneath the Drauzug with still unclear relationships to the overlying Dobratsch unit.

The Eberstein Permian to Triassic formations of the Krappfeld region were extensively investigated in terms of their lithostratigraphy and fossil content (Text-Fig. 9). The lithostratigraphy includes several 100 meter thick Permian to Lower Triassic terrestrial clastic red beds, thick “Permoskythian” Gröden-type sandstones and marine fossils bearing siltstones of the Werfen Formation, which grade into Middle to Upper Triassic shallow marine carbonates, Carnian Raibl Formation and peculiar Haupt-Dolomite (RIEHL-HERWIRSCH & WASCHER, 1972; DULLO & LEIN, 1982; WOLTER et al., 1982; APPOLD & PESCH, 1984; LEIN, 1989).



Text-Fig. 9: Lithostratigraphy of the cover units on the Stolzalpe Nappe in the central and southeastern Gurktal Nappe Complex. The Permian Triassic Pfannock cover is shown for comparison.

After a phase of erosion cutting the section down to an Upper Triassic level, the Krappfeld Gosau was deposited since ca. Santonian. This unit starts with terrestrial basal breccia, which grade into shallow water and then deeper marine deposits, turbidites and olistostromes indicating rapid subsidence. In this part of the section, abundant fragments of the Stolzalpe Nappe basement

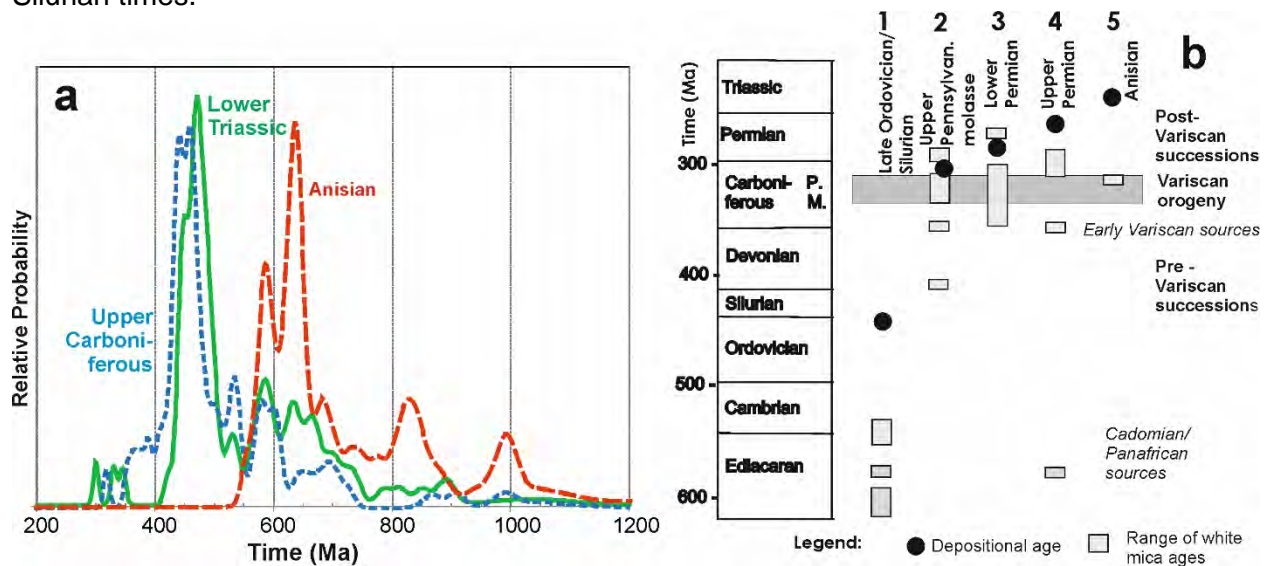
appear as clasts indicating significant local relief and denudation. Subsidence analysis revealed that the rapid tectonic subsidence of this basin is coeval with exhumation of metamorphic units (WILLINGSHOFER et al., 1999). Seemingly conformable marine Paleocene and Eocene strata complete the section.

Except the unmetamorphic Eberstein Permotriassic in the Krappfeld region, based on vitrinite reflection studies and conodont alteration index, the metamorphism within the Stolzalpe Nappe is very low-grade to just low-grade (GOSEN et al., 1987; NEUBAUER & FRIEDL, 1997; RANTITSCH & RUSSEGGER, 2000).

Paleogeographic considerations and provenance

The paleogeographic origin of various nappes of the Gurktal Nappe stack is not clarified yet. Consequently, detrital zircons from few cover rocks were studied and detrital white mica from both the less affected basement and post-Variscan cover were studied.

Three sandstone samples of Upper Carboniferous to Middle Triassic levels from post-Variscan cover successions of the Gurktal Nappe Complex of the Eastern Alps demonstrate a low importance of Variscan detrital zircons for that paleogeographic element. In two of them (Stangnock Formation from the Königstuhl area and a Permian–Lower Triassic sandstone from the Ackerl Nappe), the main input mainly came from Silurian–Ordovician and Cambrian (430–510 Ma) and Panafrican (570–650 Ma) magmatic units supplemented by small proportions of age populations of ca. 850 and ca. 1030 Ma (Text-Fig. 10a), and of ca. 2.0 and 2.65 Ga (not shown in Text-Fig. 10a). These patterns contrast with that of distant upper Carboniferous to Anisian to Carnian places like in in West Carpathians or Southern Alps, which are dominated by Variscan ages (KOHÚT et al., 2018; ARBOIT et al., 2019 and references therein). This pattern seems, therefore, unique within the Alpine-Carpathian orogenic belt. The data also reveal that the main stage of crustal growth of this Austroalpine segment occurred during Late Neoproterozoic to Silurian times.



Text-Fig. 10: (a) Some results of detrital zircons from Upper Pennsylvanian to Anisian sandstones of the Gurktal Nappe Complex. Note, the time line is cut at 1200 Ma. Carboniferous sample is from the Königstuhl area (blue), Permianskythian sample from Ackerl Nappe area (green), and the Anisian sample is from the Pfannock Formation (orange, Pfannock area). (b) Overview on results of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of detrital white mica from Lower Paleozoic to Permian successions of northern and western Gurktal Nappe Complex. Column 1: Golzeck Formation (Middle to Late Ordovician?); column 2: Upper Carboniferous molasse (Königstuhl and Paal areas); column 3: Lower Permian (Paal/Kreischberg area); 4: Upper Permian (Bock Breccia, Nock area); 5: Pfannock Formation (Nock area). M.: Mississippian, P.: Pennsylvanian.

In contrast, the sandstone sample from the Pfannock Formation (Anisian) of the Pfannock Nappe show a major peak at ca. 640 Ma and the youngest grain is at 551.8 ± 8.1 Ma (Text-Fig. 10a). Many grains are between 700 and 880 Ma (Cryogenian to Tonian) complemented by smaller populations at 1000, 2000 and 2550 Ma.

The $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of detrital white mica from pre-Variscan Late Ordovician/Silurian and post-Variscan Upper Pennsylvanian to Middle Triassic sandstone successions of the Gurktal Nappe Complex of the Eastern Alps have been studied, too, in order to reveal paleogeographic relationships of these units and late to post-Variscan tectonic processes of the Austroalpine mega-unit in the Eastern Alps (Text-Fig. 10b; NEUBAUER et al., 2007 and references therein). Single grains of a sample from an Upper(?) Ordovician/Lower Silurian sandstone of the Golzeck Formation (south of Murau) show ages ranging from 497 to 614 Ma, possibly with two age clusters (ca. 600 and 540 to 520 Ma: Cryogenian and Cambrian). These ages are interpreted to record two stages of cooling or two sectors with different ages of a Cadomian orogen exposed in the hinterland. The ages are consistent with previously reported multi-grain ages from the Carnic Alps and Greywacke Zone of the Eastern Alps (NEUBAUER et al., 2007 for references) indicating a similar paleogeographic origin of all these units.

Both multi-grain concentrates and single white mica grains of nine samples of post-Variscan Upper Pennsylvanian (Stangnock Formation in Paal and Turrach areas) and Permian molasse sandstones (Werchzirm and Bock Breccia Formations) and Permian to Lower/Middle Triassic sandstones of a rift environment (“Permosythian” Quartzite, and Anisian Pfannock Formation) include uniform late Variscan ages, mainly ranging from 300 to 320 Ma. No significant variation of age patterns was detected within these late Carboniferous to Middle Triassic sandstones. As these 320–300 Ma ages also occur in the Westfalian C/D to Stefanian Stangnock Formation conglomerates, these suggest very rapid cooling from mid-crustal levels, typical for temperatures of ca. 425° C (Ar retention temperature of white mica) and associated exhumation to the surface and denudation within a few million years. As no older ages occur in the Pennsylvanian to Middle Triassic sandstones, we assume that the Cadomian terranes lost any major importance at the surface exposure level, which was dominated by rejuvenated Variscan metamorphic crust. This also suggests that erosion of upper brittle sectors of the Variscan orogenic wedge with old ages was nearly completed at the time of deposition of molasse deposits. Furthermore, sparse previously reported Rb-Sr ages of ca. 390 Ma from the Bundschuh basement of the Middle Austroalpine Nappe complex seemingly exclude a primary source-deposition relationship between the Bundschuh basement and Pennsylvanian Stangnock Formation. It appears that the Ackerl Nappe basement of the Gurktal Nappe Complex with its 309–320 Ma and similar metamorphic complexes could represent the source for these molasse-type formations. Consequently, the Variscan orogeny seemingly resulted in throughout rejuvenation of older crust and denudation of all upper brittle crust above the ca. 425° C-level prior to deposition of molasse-type sediments.

Structural evolution

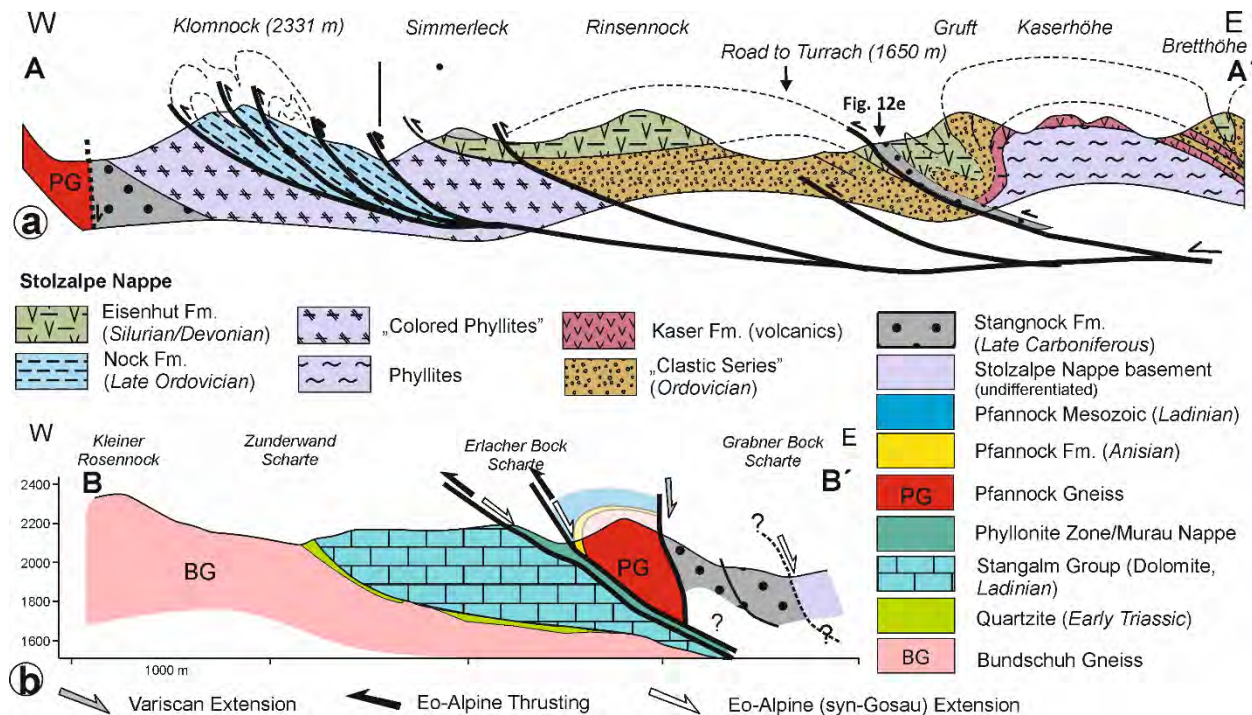
The Bundschuh basement and all nappes of the Gurktal Nappe Complex are fully affected by the Variscan orogeny during early Pennsylvanian. Evidence for that is the two-stage Variscan ductile deformation in the Bundschuh basement below the angular unconformity at the base of the Stangalm Group and Variscan (NEUBAUER & GENSER, 2018) $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ white mica ages in the Pfannock and Ackerl basement including the nappe stacking of the Ackerl Gneiss unit over the Ackerl Micaschist unit. The most convincing evidence is that the detrital $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ white mica ages in post-Variscan molasse-type sedimentary units are dominated by a Variscan upper greenschist (because of the grain size of dated minerals > 0.25 mm) to amphibolite facies grade metamorphic basement.

The Alpine tectonic cycle starts with a differentiation between the Stangalm Group, which lacks a thick Permian to Lower Triassic sedimentary succession and which is characterized by a thin carbonate succession. We interpret this unit as deposits on a rift shoulder, which was uplifted during the Permian. In contrast, the cover of Pfannock, Ackerl and Rinegg Nappes includes thicker Permian to Lower Triassic siliciclastic sediments and these units could be transitional to the much thicker siliciclastic successions on top of the Stolzalpe Nappe. We suppose therefore that these potentially represent graben infillings (SYLVESTER, 1989a, b).

The stacking of the Gurktal Nappe Complex occurred during Early Cretaceous to early Late Cretaceous pre-dating the deposition of the Krappfeld Gosau basin fill. This phase was associated

either with a severe phase of erosion down-cutting the sedimentary succession of the Eberstein-Krappfeld Permotriassic or with an earlier Jurassic phase of non-deposition.

Nappe stacking and internal shortening started during early Late Cretaceous (Alpine deformation stage D₁). Based on field structures, top to the WNW motion has been deduced (NEUBAUER, 1987; RATSCHBACHER & NEUBAUER, 1989; RATSCHBACHER et al., 1989). Sections and field examples of folds related to deformation stage D₁ are shown in Text-Figures 5d, 11, 12 and 13. The sense of motion is based on map-scale structures like W-vergent and overturned km-scaled folds, E-dipping thrusts and microfabrics of mylonitic rocks along thrust shear zones, which are largely synmetamorphic with early Alpine greenschist facies metamorphism. The stretching lineation is plunging to the ESE, the shear sense is dominantly top WNW. However, it must be noted that locally the opposite transport direction can be observed, e.g. in the Ackerl Nappe area. There, top-E thrusting and E-vergent folding sections (sections B-B' and C-C' in Text-Fig. 13) can be observed. This peculiarity can be tentatively interpreted as back-thrusting or retrowedge formation. Furthermore, in many areas, separation of the Stolzalpe Nappe basement from the Upper Carboniferous cover can be observed, e.g. the Paal Schuppe from the Stolzalpe Nappe sensu stricto except the Ursch Schuppe (e.g. section A-A' in Text-Fig. 13). In several cases, the Upper Pennsylvanian cover is overturned (Text-Fig. 12e) and underlying the Lower Paleozoic Stolzalpe Nappe sensu stricto. These relationships can be followed between Turrach and Flattnitz, or along the western margin of the Stolzalpe Nappe (Text-Fig. 11a). Because of some primary relationships, we argue that separated units should be discussed as separate schuppen of the overall Stolzalpe Nappe.



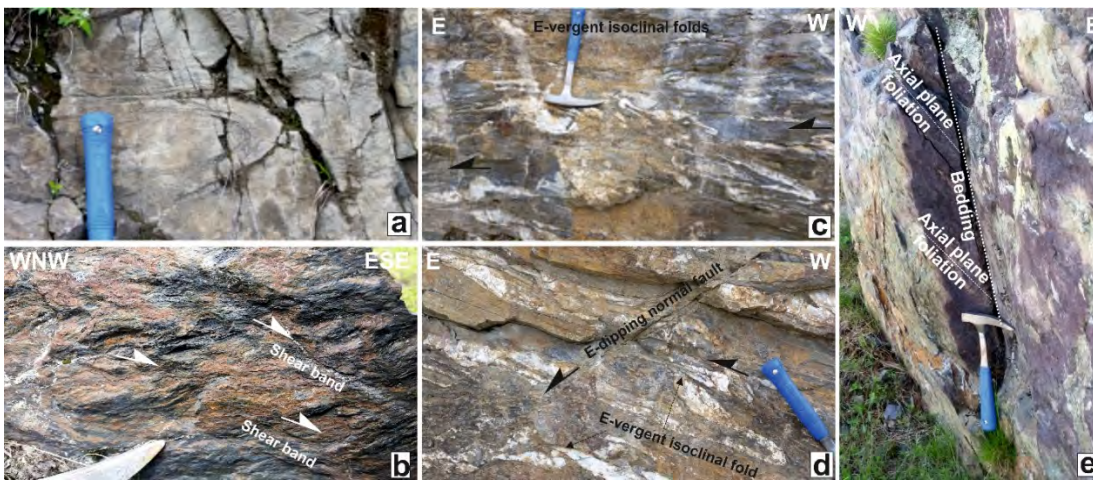
Text-Fig. 11: Two sections showing details of the structure of the western part of the Gurktal Nappe Complex. (a) E–W section across Turracher Höhe showing W-vergent fold structures within the Stolzalpe Nappe. The section shows evidence for Cretaceous age of W-vergent folding within the Stolzalpe Nappe. Section modified after LOESCHKE (1989) and HUET (2017). (b) W–E section across the western boundary of the Gurktal Nappe Complex showing the structural setting of the Pfannock Nappe (modified after KURZ et al., 2013). For locations of sections, see Text-Fig. 1.

These fabrics are overprinted by ductile low-angle normal faults gradually changing into semiductile and brittle E-dipping normal faults with a sense of motion ESE (e.g. NEUBAUER, 1987; RATSCHBACHER et al., 1989; STOCK, 1992), here assigned to deformation stage D₂. Examples of field structures are shown in Text-Figures 12b–12d. The main fault is in the hanging wall of the Murau Nappe and this is related to a significant break of the Early Cretaceous metamorphic profile. The fabrics indicate extension and thinning of the entire nappe stack. The strongest

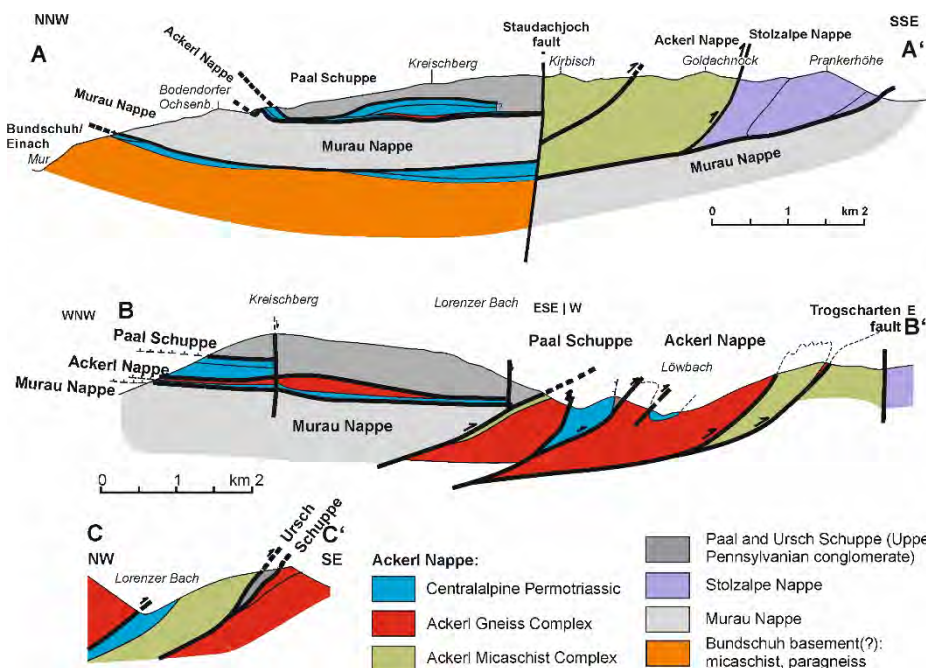
thinning is observed along the western boundary, within the strongly thinned Phyllonite zone, which is part of the Murau Nappe.

The entire Gurktal Nappe Complex was gently folded along gently E-plunging km-scaled open folds, likely during Late Oligocene times (NEUBAUER et al., 2018 and references therein) (deformation stage D₃). This resulted in updoming of anticlines exposing now the Bundschuh and equivalent basement rocks, e.g. in the Wimitz and Oberhof windows.

The eastern part of the Stolzalpe Nappe was always at the surface as in the Krappfeld basin area discontinuous basin sediments were deposited (KOROKNAI et al., 1999; WILLINGSHOFER et al., 1999; NEUBAUER & GENSER, 2018 and references therein). In the western part, the final cooling and exhumation of the previously buried Bundschuh Nappe was also affected by thinning and retrogression along top-ESE shear zones (e.g. RATSCHBACHER et al., 1989, 1990; NEUBAUER & GENSER, 2018). Later, exhumation was erosional and occurred during Oligocene and Miocene times (HEJL, 1997) and is related to eastward tilting of the entire Gurktal Nappe Complex related to the activity of the Katschberg normal fault and thinning of the entire area between Tauern window and the Pannonian basin.



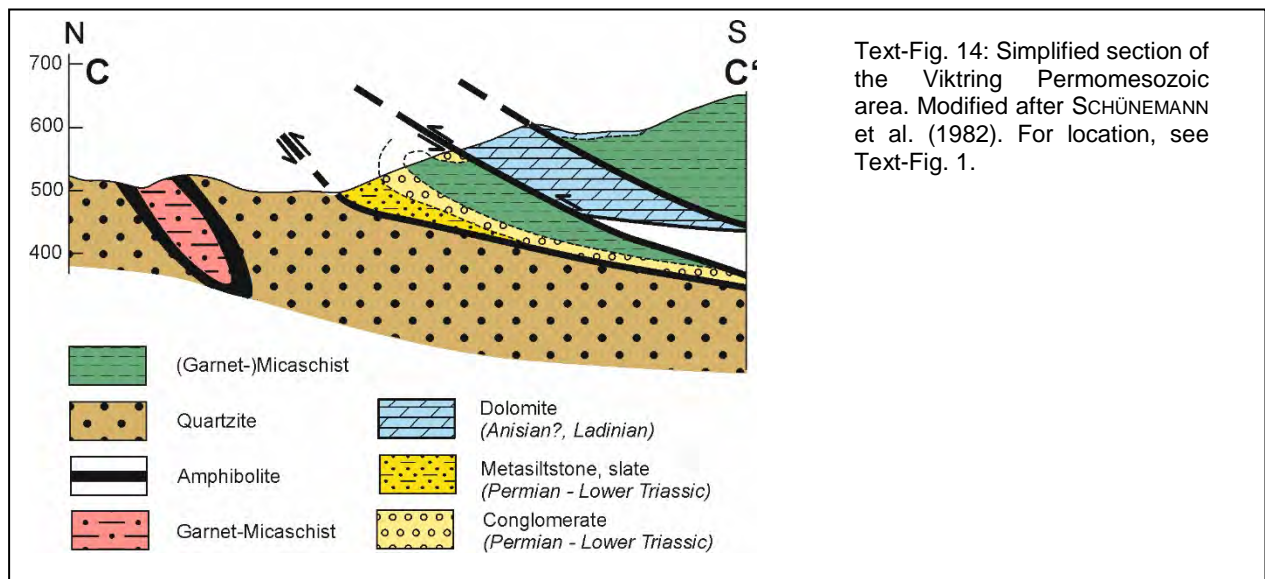
Text-Fig. 12: Representative field structures showing the structural evolutionary history of the Gurktal Nappe Complex. (a) Isoclinal fold in calcite marble (Stangalm Group) related to vertical ductile thinning of the Stangalm Group Mesozoic. (b) Semiductile top-ESE shearing of the Murau Nappe (Phyllonite zone). Nockalm road south of Eisentalhöhe. (c) E-vergent overturned folds in the Murau marble. (d) E-dipping brittle high-angle normal fault and E-vergent overturned folds. (c) and (d) are at Murau railway station. (e) Example of the overturned limb with axial plane formation of a fold within the Stangnock Formation east of Turracher Höhe. For location, see Text-Figure 11a.



Text-Fig. 13: Some sections showing details of the structure of the Ackerl Nappe area and of the Paal Schuppe. Sections imply separation of the Paal Schuppe from the Stolzalpe Nappe sensu stricto except the Ursch Schuppe (e.g. section A-A') and top-E thrusting and E-vergent folding. Sections modified and reinterpreted after NEUBAUER (1980b). For location of sections, see Text-Figure 7.

Where is the southern edge of the Gurktal Nappe Complex?

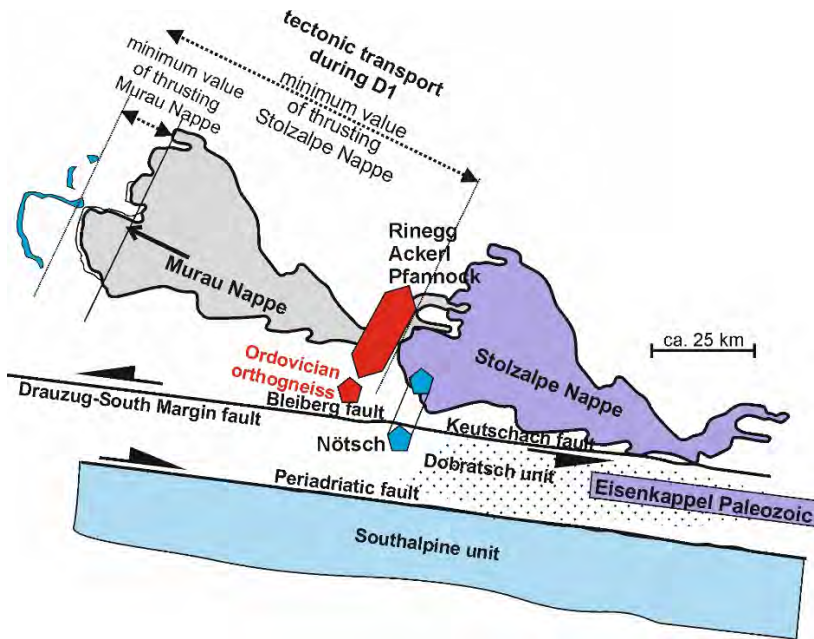
Most authors agree that the Gurktal Nappe Complex extends to a fault zone in the south, which is marked as Viktring-Rossegg zone in Text-Figure 1 (GOSEN et al., 1985; NEUBAUER, 1987; GOSEN, 1989). The Murau Nappe extends far to the south, without intercalations of Mesozoic sediments, showing therefore rather a basement-to-basement contact with retrogressive, greenschist facies grade zones in between. A simple thrust relationship can be seen and an amphibolite- to upper greenschist facies-grade metamorphic basement is exposed, which is fully rejuvenated by Cretaceous metamorphism as a white mica $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ plateau age of 90.7 ± 1.6 Ma testifies (NEUBAUER et al., 2018). Along the Viktring-Rossegg zone, the Viktring Permotriassic rocks override this basement with a thrust contact (Text-Fig. 14) and even a Lower Paleozoic very low-grade unit is exposed along the Viktring-Rossegg zone, too (but not shown in Text-Fig. 14) (SCHÜNEMANN et al., 1982; CLAASSEN et al., 1982).



The Viktring-Rossegg zone is overthrust by a monometamorphic upper greenschist facies phyllite unit of hitherto unknown relationships (SCHÜNEMANN et al., 1982 for description; GOSEN, 1989). With these relationships in mind, the Gurktal Nappe Complex was transported over a relatively large distance to WNW (Text-Fig. 15) although a later back-motion to the ESE is well documented. These relationships also imply that the root zone is likely along or south the Viktring-Rossegg zone and this would mean that a broad zone is needed south of the Viktring-Rossegg zone (see also NEUBAUER, 1987; GOSEN, 1989).

Discussion and Conclusions

The Gurktal Nappe Complex shows pronounced paleogeographic relationship, which needs revision of existing models. The Bundschuh basement with its Middle Ordovician intrusions virtually shows an entirely different evolution than the Murau and Stolzalpe Nappes. It represents a pre-Middle Ordovician basement unit intruded by a Middle Ordovician S-type granite. In contrast, the Murau and Stolzalpe Nappe basements show sedimentary, respectively volcano-sedimentary successions, which exhibit close relationship, based on detritus, with northern Gondwana (NEUBAUER et al., 2007). Whether or not a major suture separates Bundschuh and Gurktal Nappe basement is unknown.



Text-Fig. 15. Simplified tectonic restoration of the top WNW nappe transport during the shortening/thrusting deformation stage D1. Restoration is taking into account the duplication of tectonic (Murau and Stolzalpe nappes). Note that subsequent D₂ thinning and extension are not balanced.

The Ordovician to Mississippian evolution can be discussed by several stages: In the Ordovician, accretion of continental crust to, and amalgamation with, Gondwana occurred (e.g. NEUBAUER & SASSI, 1993). On the other hand, the Ordovician succession represents likely a continental margin above a subduction zone. Later, during Early to Middle Silurian, alkaline volcanism represents within-plate magmatism and interestingly is sometimes overlain by thin carbonates. Potentially, a passive continental margin was formed during Early Devonian (mainly based on evidence of the Murau Nappe basement including the shallow-water Murau and Grebenzen marbles). This also implies a location between equator and ca. 30°-latitude as testified by a thick carbonate platform in the Murau Nappe basement, whereas the Stolzalpe Nappe basement is part of a more distal passive margin. During Carboniferous, collision occurred and both Murau and Stolzalpe Nappe basement represent a lower plate position with deposition of flysch on it. The Variscan orogeny resulted in burial, amphibolite- to greenschist grade metamorphism, synmetamorphic nappe stacking (e.g. Ackerl Gneiss unit over Ackerl Micaschist unit) and subsequent erosion. The intramontane molasse (Stangnock Formation) was deposited on the northern margin of the Stolzalpe Nappe basement. The coral-bearing Lower Carboniferous limestone boulders of the Stangnock Formation suggest a close relationship to similar units of the Nötsch (and Veitsch) units (Text-Fig. 15). A further potential correlation is between the Late Ordovician Pfannock gneiss and small orthogneiss bodies with a similar age north of the Wörthersee.

The Alpine cycle started with Permian rifting, expressed in thick successions at the top of the Stolzalpe Nappe. We interpret the Lower Triassic strata of the Stangalm Group to reflect extension of the rifting stage, which also enhanced synsedimentary Early Anisian iron mineralization was potentially related to normal faults. A second stage of extension occurred during Early Carnian, when siltstone and sandstone of the Bockbühel Formation were deposited. The variable and eastward increasing thickness of the Bockbühel Formation argues for a syndepositional graben formation.

The Pennsylvanian to Triassic cover successions of the Gurktal Nappe Complex seem dissimilar to the Drauzug unit and resemble rather to the westernmost and even eastern Northern Calcareous Alps. The new data makes it necessary to reconsider currently popular paleogeographic and tectonic models of the Austroalpine domain. The Gurktal Nappe Complex is an early Late Cretaceous nappe stack transported to WNW and has its root in the area of the Viktring-Rossegg zone and its eastward extension. Structure and paleogeography are not similar to the Drauzug. We suggest that the eastward tectonic and paleogeographic extension including the Middle-Late Triassic Pb-Zn mineralizations of the Drauzug unit *sensu stricto* is in the North Karawanken thrust sheet overlying there the southern margin of the Gurktal Nappe Complex and a poorly characterized metamorphic basement unit (garnet-micaschists in Text-Figure 14).

Acknowledgements

1978, the first author finished his Doctoral Thesis in the northern part of the Gurktal Nappe Complex, around the Ackerl Nappe area west of Murau and major portions of the thesis were never published. However, coming into age, the interest on the Gurktal area came back and several bachelor thesis mapping courses had the margins of the Gurktal Nappe Complex and many new data (structural studies, biostratigraphy, geochemistry, dating results) were created in addition, many more as exposed in this short review-type paper. The authors want to thank all participants of the mapping courses and the Geological Survey of Austria, particularly CHRISTOPH IGLSEDER, for the opportunity to contribute to the Arbeitstagung 2019. Many thanks to GERIT GRIESMEIER for careful reading and correcting the text.

References

- ANDERLE, N., BECK-MANNAGETTA, P., STOWASSER, H., THURNER, A. & ZIRKL, E. (1964): Exkursion 111/5: Murau – Gurktal – Villach (Altkristallin, Paläozoikum, Mesozoikum). – *Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien*, **57**, 291–330, Wien.
- ANTONITSCH, W. & NEUBAUER, F. (1992): Altpaläozoischer alkalischer Riftvulkanismus und kretazische Imbrikation in der westlichen Gurktaler Decke, Ostalpen. – *Frankfurter geowissenschaftliche Arbeiten: Serie A: Geologie-Paläontologie*, **11**, 319 p., Frankfurt am Main.
- APPOLD, T. & PESCH, P. (1984): Die Tektonik der postvariskischen Transgressionsserie im Krappfeld (Kärnten/Österreich). – *Carinthia II*, **174/94**, 319–337, Klagenfurt.
- ARBOIT, F., CHEW, D., VISONÁ D., MASSIRONI, M., SCIASCIA, F., BENEDETTI, G. & RODANI, S. (2019): The geodynamic evolution of the Italian South Alpine basement from the Ediacaran to the Carboniferous: Was the South Alpine terrane part of the peri-Gondwana arc-forming terranes? – *Gondwana Research*, **65**, 17–30, Amsterdam.
- BUCHROITHNER, M.F. (1978): Biostratigraphische Untersuchungen im Paläozoikum der Steiermark. – *Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereins für Steiermark*, **108**, 77–93, Graz.
- CLAASSEN, T., GOSEN, W. VON, SYLVESTER, H. & THIEDIG, F. (1982): Die Permotrias und ihr Grundgebirge zwischen Faaker See und Turiawald südöstlich von Villach (Kärnten/Österreich). – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **130**, 391–413, Wien.
- CLAR, E. (1965): Zum Bewegungsbild des Gebirgsbaues der Ostalpen. – *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft*, **116**, 267–291, Stuttgart.
- CLAR, E. (1973): Review of the Structure of the Eastern Alps. – In: DE JONG, K.A. & SCHOLTEN, R. (Eds.): *Gravity and Tectonics*, 253–270, New York (John Wiley).
- DULLO, W.-C. & LEIN, R. (1982): Facies and Environment of the Leckkogel Beds (Carnian; Alps). – *Facies*, **6**, 25–36, Erlangen.
- EBNER, F., NEUBAUER, F. & PISTOTNIK, J. (1977): Vorbericht über stratigraphische Untersuchungen im Altpaläozoikum südlich und westlich von Murau. – *Anzeiger der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse der Österreichischen Akademie der Wissenschaften*, **1977**, 41–45, Wien.
- FLÜGEL, H. (1960): Die tektonische Stellung des „Altkristallins“ östlich der Hohen Tauern. – *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie: Monatshefte*, **1960**, 202–220, Stuttgart.
- FRANK, W. (1987): Evolution of the Austroalpine elements in the Cretaceous. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Eds.): *Geodynamics of the Eastern Alps*, 379–406, Wien (Deuticke).
- FRIMMEL, H. (1986a): Petrographie, Gefügemerkmale und geochronologische Daten von Kristallingeröllen aus dem Oberkarbon der Gurktaler Decke im Vergleich zum benachbarten Altkristallin. – *Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten Österreichs*, **32**, 39–65, Wien.
- FRIMMEL, H. (1986b): Isotopengeologische Hinweise für die paläogeographische Nachbarschaft von Gurktaler Decke (Oberostalpin) und dem Altkristallin östlich der Hohen Tauern (Österreich). – *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, **66**, 193–208, Wien.
- FRIMMEL, H. (1988): Metagranitoide am Westrand der Gurktaler Decke (Oberostalpin) – Genese und paläotektonische Interpretation. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **131**, 575–592, Wien.
- FRITZ, A., BOERSMA, M. & KRAINER, K. (1990): Steinkohlenzeitliche Pflanzenfossilien aus Kärnten. – *Carinthia II, Sonderheft* **49**, 189 S., Klagenfurt.
- GIESE, U. (1988): Lower Paleozoic volcanic evolution at the northwestern border of the Gurktal nappe, Upper Austroalpine, eastern Alps. – *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, **68**, 381–396, Basel.
- GOSEN, W. VON (1989): Gefügeentwicklungen, Metamorphosen und Bewegungen der ostalpinen Baueinheiten zwischen Nockgebiet und Karawanken (Österreich). – *Geotektonische Forschungen*, **72**, 1–247, Stuttgart.

- GOSEN, W. VON, HAIGES, K.-H., NEUBAUER, F., PISTOTNIK, J. & THIEDIG, F. (1985): Die tektonischen Baueinheiten am Nord- und Westrand der Gurktaler Decke (Österreich). – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **127**, 693–699, Wien.
- GOSEN, W. VON, PISTOTNIK, J. & SCHRAMM, J.M. (1987): Schwache Metamorphose in Gesteinsserien des Nockgebietes und im Postvariszikum des Karawankenvorlandes (Ostalpen, Kärnten). – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **130**, 31–36, Wien.
- HEJL, E. (1984): Geochronologische und petrologische Beiträge zur Gesteinsmetamorphose der Schladminger Tauern. – *Mitteilungen der Gesellschaft für Geologie- und Bergbaustudenten*, **30/31**, 289–312, Wien.
- HEJL, E. (1997): 'Cold spots' during the Cenozoic evolution of the Eastern Alps: thermochronological interpretation of apatite fission-track data. – *Tectonophysics*, **272**, 159–172, Amsterdam.
- HERITSCH, F. & THURNER, A. (1932): Graptolithenfunde in der Murauer Kalk-Phyllitserie. – *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **1932/4**, 92–93, Wien.
- HOLDHAUS, K. (1921): Über die Auffindung von Trias im Königstuhlgebietes in Kärnten. – *Anzeiger der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse der Akademie der Wissenschaften in Wien*, **58**, 19–21, Wien.
- HOLDHAUS, K. (1922): Über den geologischen Bau des Königstuhlgebietes in Kärnten. – *Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien*, **14**, 85–103, Wien.
- HUBMANN, B., EBNER, F., FERERETTI, A., KIDO, E., KRAINER, K., NEUBAUER, F., SCHÖNLAUB, H.P. & SUTTNER, T.J. (2014): The Paleozoic Era(them). – *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **66** (2nd Edition), 9–135, Wien.
- HUET, B. (2017): Strukturgeologie der Stolzalpe-Decke auf Blatt Radenthein-Ost (UTM 3106). – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **155**, 121–155, Wien.
- JAEGER, H. (1969): Kritische Bemerkungen zu einigen Angaben über Graptolithenfunde in den Ostalpen. – *Anzeiger der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse der Österreichischen Akademie der Wissenschaften*, **106**, 173–177, Wien.
- KOHÚT, M., HOFMANN, M., HAVRILA, M., LINNEMANN, U. & HAVRILA, J. (2018): Tracking an upper limit of the "Carnian Crisis" and/or Carnian stage in the Western Carpathians (Slovakia). – *International Journal of Earth Sciences*, **107**, 321–335, Berlin.
- KOROKNAI, B., NEUBAUER, F., GENSER, J. & TOPA, D. (1999): Metamorphic and tectonic evolution of the Austroalpine units at the western margin of the Gurktal nappe complex, Eastern Alps. – *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen*, **79**, 277–295, Basel.
- KRAINER, K. (1984): Sedimentologische Untersuchungen an permischen und untertriadischen Sedimenten des Stangalm-Mesozoikums (Kärnten/Österreich). – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **127**, 159–179, Wien.
- KRAINER, K. (1987): Das Perm der Gurktaler Decke: eine sedimentologische Analyse. – *Carinthia II*, **177/97**, 49–92, Klagenfurt.
- KRAINER, K. (1989): Molassesedimentation im Oberkarbon der Ostalpen am Beispiel der Stangnock Formation am NW-Rand der Gurktaler Decke (Österreich). – *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie Teil 1*, **1988/7/8**, 807–820, Stuttgart.
- KRAINER, K. (1993): Late- and Post-Variscan Sediments of Eastern and Southern Alps. – In: RAUMER, J. VON & NEUBAUER, F. (Eds.): *Pre-Mesozoic Geology in the Alps*, 537–564, Berlin (Springer).
- KRISTAN-TOLLMANN, E. & TOLLMANN, A. (1964): Das mittelostalpine Standardprofil aus dem Stangalm-Mesozoikum (Kärnten). – *Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft Wien*, **56** (1963), 539–589, Wien.
- KURZ, W., HANDY, M.R., FAVARO, S., FRITZ, H., KRENN, K. & SCHARF, A. (2013): Excursion B1: Cross section from the Austroalpine nappes to the Penninic and Subpenninic nappes of the Tauern Window. – *Berichte der Geologischen Bundesanstalt*, **99**, 191–215, Wien.
- LEIN, R. (1989): Die karbonatische Triasentwicklung (Anis-Nor) des Krappfeldes. – *Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1989 Blatt 186 St. Veit an der Glan: Klein St. Paul, Kärnten*, 61–69, Wien.
- LOESCHKE, J. (1989): Lower Palaeozoic volcanism of the Eastern Alps and its geodynamic implications. – *Geologische Rundschau*, **78**, 599–616, Stuttgart.
- NEUBAUER, F.R. (1980a): Zur Gliederung des Altpaläozoikums südlich und westlich von Murau (Steiermark/Kärnten). – *Jahrbuch der Geologische Bundesanstalt*, **122** (1979), 455–511, Wien.
- NEUBAUER, F.R. (1980b): Zur tektonischen Stellung des Ackerlkristallins (Nordrand der Gurktaler Decke). – *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft*, **73**, 39–53, Wien.
- NEUBAUER, F.R. (1980c): Die Geologie des Murauer Raumes – Forschungsstand und Probleme. – *Mitteilungen der Abteilung für Geologie, Paläontologie und Bergbau des Landesmuseums Joanneum*, **41**, 67–79, Graz.
- NEUBAUER, F.R. (1980d): Exkursion Murauer Paläozoikum. – *Mitteilungen der Abteilung für Geologie, Paläontologie und Bergbau des Landesmuseums Joanneum*, **41**, 115–128, Graz.

- NEUBAUER, F. (1987): The Gurktal Thrust System within the Austroalpine region – some structural and geometrical aspects. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Eds.): *Geodynamics of the Eastern Alps*, 226–236, Wien (Deuticke).
- NEUBAUER, F. & DALLMEYER, R.D. (1994): The Ackerl metamorphic complex: A late Variscan metamorphic nappe within the Austroalpine unit of the Eastern Alps. – *Journal of the Czech Geological Society*, **39**, 77–78, Prag.
- NEUBAUER, F. & FRIEDL, G. (1997): Conodont preservation within the Gurktal nappe complex, Eastern Alps. – *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie: Teil II*, **1997**, 277–289, Stuttgart.
- NEUBAUER, F. & GENSER, J. (with contributions by HEBERER, B., ETZEL, A. & STAUBER, O.) (2018): Field Trip Post-EX-1 Transect across the Eastern Alps. – *Berichte der Geologischen Bundesanstalt*, **126**, 137–222, Wien.
- NEUBAUER, F. & PISTOTNIK, J. (1984): Das Altpaläozoikum und Unterkarbon des Gurktaler Deckensystems (Ostalpen) und ihre paläogeographischen Beziehungen. – *Geologische Rundschau*, **73**, 149–174, Stuttgart.
- NEUBAUER, F. & SASSI, F.P. (1993): The quartzphyllite and related units of the Austro-Alpine domain. – In: RAUMER, J. VON & NEUBAUER, F. (Eds.): *Pre-Mesozoic Geology in the Alps*, 423–439, Berlin.
- NEUBAUER, F., GENSER, J. & HANDLER, R. (2000): The Eastern Alps: Result of a two-stage collision process. – *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft*, **92** (1999), 117–134, Wien.
- NEUBAUER, F., FRIEDL, G., GENSER, J., HANDLER, R., MADER, D. & SCHNEIDER, D. (2007): Origin and tectonic evolution of Eastern Alps deduced from dating of detrital white mica: a review. – *Austrian Journal of Earth Sciences*, **100** (Centennial Volume), 8–23, Wien.
- NEUBAUER, F., HEBERER, B., DUNKL, I., LIU, S., BERNROIDER, M. & DONG, Y. (2018): The Oligocene Reifnitz tonalite (Austria) and its host rocks: implications for Cretaceous and Oligocene-Neogene tectonics of southeastern Eastern Alps. – *Geologica Carpathica*, **69**, 237–253, Bratislava.
- NIEDERL, R. (1980): Zur Geologie des Raumes Oberwölz und des Pleschaitz N-Abfalles (Murauer Paläozoikum). – *Mitteilungen der Abteilung für Geologie, Paläontologie und Bergbau des Landesmuseums Joanneum*, **41**, 81–83, Graz.
- OGG, J.G., OGG, G. & GRADSTEIN, F.M. (2016): *A Concise Geologic Time Scale*. – 240 p., Amsterdam.
- PISTOTNIK, J. (1974): Zur Geologie des NW-Randes der Gurktaler Masse (Stangalm-Mesozoikum, Österreich). – *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft*, **66/67**, 127–142, Wien.
- PISTOTNIK, J. (1976): Ein Transgressionskontakt des Stangalm-Mesozoikums (Gurktaler Alpen, Kärnten/Österreich). – *Carinthia II*, **166/86**, 127–131, Klagenfurt.
- PISTOTNIK, J. (1980): Die westlichen Gurktaler Alpen (Nockgebiet). – In: OBERHAUSER, R. (Ed.): *Der Geologische Aufbau Österreichs*, 358–363, Wien (Springer).
- PISTOTNIK, J. (1996): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 183 Radenthein. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- RANTITSCH, G. & RUSSEGER, B. (2000): Thrust-related very low grade metamorphism within the Gurktal nappe complex (Eastern Alps). – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **142**, 219–225, Wien.
- RATSCHBACHER, L. & NEUBAUER, F. (1989): West-directed decollement of Austro-Alpine cover nappes in the eastern Alps: geometrical and rheological considerations. – In: COWARD, M.P., DIETRICH, D. & PARK, R.G. (Eds.): *Alpine Tectonics*. – *Geological Society Special Publication*, **45**, 243–262, London.
- RATSCHBACHER, L., FRISCH, W., NEUBAUER, F., SCHMID, S.M. & NEUGEBAUER, J. (1989): Extension in compressional orogenic belts: The eastern Alps. – *Geology*, **17**, 404–407, Boulder.
- RATSCHBACHER, L., SCHMID, P.M., FRISCH, W. & NEUBAUER, F. (1990): Reply to the comment of P.R. Wallis on “Extension in compressional orogenic belts: The eastern Alps”. – *Geology*, **18**, 675–676, Boulder.
- REDLICH, K.A. (1931): *Die Geologie der innerösterreichischen Eisenerzlagerstätten*. – 165 p., Wien (Springer).
- RIEHL-HERWIRSCH, G. & WASCHER, W. (1972): Die postvariscische Transgressionsserie im Bergland vom Magdalensberg (Basis der Krappfeldtrias, Kärnten). – *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **1972**, 127–138, Wien.
- SCHIMANA, R. (1986): Neue Ergebnisse zur Entwicklungsgeschichte des Kristallins um Radenthein (Kärnten, Österreich). – *Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten Österreichs*, **33**, 221–232, Wien.
- SCHLÖSER, H., KULLMANN, J. & LOESCHKE, J. (1990): Korallen-führendes Unterkarbon auf der Brunnachhöhe (Nockgebiet, Gurktaler Decke, Österreich). – *Carinthia II*, **180/100**, 643–650, Klagenfurt.
- SCHMID, S.M., FÜGENSCHUH, B., KISSLING, E. & SCHUSTER, R. (2004): Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. – *Eclogae Geologicae Helveticae*, **97**, 93–117, Basel.
- SCHNEPF, H.G. (1989): Vulkanismus und Sedimentologie im Murauer Paläozoikum Tübingen (Gurktaler Decke/Oberostalpin/Osterreich). – *Arbeiten des Instituts für Geologie und Paläontologie*, A, **2**, 183 p., Tübingen.

- SCHÖNLAUB, H.P. (1979): Das Paläozoikum in Österreich. Verbreitung, Stratigraphie, Korrelation, Entwicklung und Paläogeographie nicht-metamorpher und metamorpher Abfolgen. – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **33**, 1–124, Wien.
- SCHÜNEMANN, M., GOSEN, W. VON & THIEDIG, F. (1982): Die Viktringer Permotrias und ihre Beziehung zur Gurktaler Decke (Kärnten – Österreich). – Mitteilungen des Geologisch-Paläontologischen Instituts der Universität Hamburg, **53**, 191–206, Hamburg.
- SCHUSTER, R. & FRANK, W. (1999): Metamorphic evolution of the Austroalpine units east of the Tauern Window: Indications for Jurassic strike-slip tectonics. – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten Österreichs, **42**, 37–58, Wien.
- STAUBER, O., NEUBAUER, F., BERNROIDER, M., CAO, S., GENSER, J., MUSSO, M. & REIFF, D. (2018): The Gurktal tectonic conundrum of Eastern Alps revisited: thrusting vs. normal faulting. – In: NEUBAUER, F., BRENDEL, U. & FRIEDL, G. (Eds.): Advances of Geology in southeast European mountain belts. – XXI International Congress of the Carpathian Balkan Geological Association (CBGA), Abstracts. – Geologica Balcanica, 209, Sofia.
- STOCK, P. (1992): A strain model for antithetic fabric rotation in shear band structures. – Journal of Structural Geology, **14**, 1267–1275, Frankfurt.
- STOWASSER, H. (1956): Zur Schichtfolge, Verbreitung und Tektonik des Stangalm-Mesozoikums (Gurktaler Alpen). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **99**, 75–199, Wien.
- SYLVESTER, H. (1989a): Vorbericht über sedimentologisch-sedimentpetrographische Untersuchungen in den Perm/Skyth-Siliziklastika der ostalpinen Decken (Kärnten/Österreich). – Carinthia II, **179/99**, 401–424, Klagenfurt.
- SYLVESTER, H. (1989b): Vergleich von Perm/Skyth-Profilen des Ober-, Mittel- und Unterostalpins. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **132**, 91–821, Wien.
- THEINER, U. (1987): Das Kristallin der NW-Nockberge. Eine kristallingeologische Neuuntersuchung. – Unpublizierte PhD Thesis, Faculty of Natural Sciences. University of Vienna, 154 p., Wien.
- THIEDIG, F., VAN HUSEN, D. & PISTOTNIK, J. (1999): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Sankt Veit an der Glan. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- THURNER, A. (1935): Die Stellung der fraglichen Trias in den Bergen um Murau. – Sitzungsberichte der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse der Akademie der Wissenschaften in Wien, Abteilung I, **144**, 199–229, Wien.
- THURNER, A. (1958a): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 158 Stadl-Murau. –
- THURNER, A. (1958b): Erläuterungen zur geologischen Karte Stadl-Murau 1:50.000: zugleich auch Führer durch die Berggruppen um Murau. – 106 p., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- TOLLMANN, A. (1959): Der Deckenbau der Ostalpen auf Grund der Neuuntersuchung des zentralalpinen Mesozoikums. – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten, **10**, 3–62, Wien.
- TOLLMANN, A. (1975): Die Bedeutung des Stangalm-Mesozoikums in Kärnten für die Neugliederung des Oberostalpins in den Ostalpen. – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie: Monatshefte, **150**, 19–43, Stuttgart.
- TOLLMANN, A. (1977): Geologie von Österreich. Band 1. Die Zentralalpen. – XVI + 710 p., Wien (Deuticke).
- TOLLMANN, A. (1987): The Alpidic Evolution of the Eastern Alps. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Eds.): Geodynamics of the Eastern Alps, 361–378, Wien (Deuticke).
- WIESINGER, M., NEUBAUER, F. & HANDLER, R. (2006): Exhumation of the Saualpe eclogite unit, Eastern Alps: constraints from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages. – Mineralogy and Petrology, **88**, 149–180, Wien.
- WILLINGSHOFER, E., NEUBAUER, F. & CLOETINGH, S. (1999): Significance of Gosau basins for the upper Cretaceous geodynamic history of the Alpine-Carpathian belt. – Physics and Chemistry of the Earth, Part A: Solid Earth and Geodesy, **24/8**, 687–695, Amsterdam.
- WOLTER, L., THIEDIG, F., PESCH, P., HALAMIĆ, J. & APPOLD, T. (1982): Geologie und Tektonik des Krappfeld-Mesozoikums (Ebersteiner Trias) in Kärnten/Österreich. – Mitteilungen des Geologisch-Paläontologischen Instituts der Universität Hamburg, **53**, 207–248, Hamburg.

The Permomesozoic Stangalm and Rinegg Groups at the base of and within the Gurktal Nappe Complex: lithostratigraphy, correlation and significance for paleogeography and tectonics of the Eastern Alps

FRANZ NEUBAUER*, JOHANN GENSER* & OLIVER STAUBER*

* Paris-Lodron-Universität Salzburg, Fachbereich Geographie und Geologie, Hellbrunner Straße 34, 5020 Salzburg. franz.neubauer@sbg.ac.at; johann.genser@sbg.ac.at; oliver.stauber@stud.sbg.ac.at

Detached, imbricated and tectonically decapitated cover successions of passive continental margins are often preserved in mountain belts within basement-cover thrust sheets. Based on new mapping of Permomesozoic cover strata underneath and within the Gurktal Nappe Complex, we investigate the lithostratigraphy and the paleogeographic and tectonic origin of the Lower Triassic to Upper Jurassic Stangalm Group and of the here new introduced Permian to Middle Triassic Rinegg Group. The Stangalm Group represents the post-Variscan cover of the Bundschuh Nappe basement and is tectonically overlain by the Gurktal Nappe Complex (with Murau, Pfannock/Ackerl/Rinegg and Stolzalpe Nappes) of the Austroalpine nappe stack. The Stangalm Group was affected by early Late Cretaceous nappe stacking under low-grade metamorphic conditions and subsequent extension during the Late Cretaceous. Lithostratigraphic peculiarities of the Stangalm Group include (Text-Fig. 1): if any, only a thin siliciclastic base including Lower Triassic quartzites (e.g. PISTOTNIK, 1974, 1976; KRÄINER, 1984), black phyllites, black calc schists and related synsedimentary sulfidic-sideritic iron mineralizations of Anisian age (REDLICH, 1931), thin dark calcitic marbles, relatively thin Middle and Upper Triassic dolomites separated by Carnian siliciclastic beds. Interestingly, only few rauwacke lenses, mostly subsurface associated with iron ores, were found in the Stangalm Group (REDLICH, 1931). New sections of Carnian slates/phyllites were found west of Turrach. The latter formation shows extreme thickness variations and is very thick in the Flattnitz area (Bockbühel Formation, STOWASSER, 1956) interpreted here to result from synsedimentary normal faulting. Calc schists, cherty limestones are interpreted as Early to Middle Jurassic in age followed by thin Upper Jurassic cherts and cherty limestones (BECK-MANNAGETTA in ANDERLE et al., 1964) and in new found sections southwest of Turrach.

In contrast, the Permian to Triassic Rinegg Group is part of a separate nappe (Rinegg Nappe) around Murau with a thin, strongly sheared Paleozoic phyllitic/phyllonitic basement and a Permomesozoic cover is intercalated between the Murau and Stolzalpe Nappes (THURNER, 1935, 1958). The Rinegg Group ranges from the Permian Alpine Verrucano Formation, Buntsandstein-type quartzites of deltaic deposits, thick Anisian rauwacke and yellowish sandy limestones to potentially Anisian black marble/black calcareous schists (uncertain assignment) (Text-Fig. 1). These Permian to Triassic strata represent a correlative to a similar Permomesozoic cover of the Ackerl Nappe (Text-Fig. 1) (NEUBAUER, 1980).

The Stangalm Group is exposed from south of Bad Kleinkirchheim and can be followed up to the area south of Kaindorf west of Murau. The stratigraphic base is nearly everywhere present including an angular unconformity at the base (PISTOTNIK, 1976; NEUBAUER & GENSER, 2018). The most complete sections are the Leckenschober section west of Flattnitz with a Lower Triassic to Upper Jurassic succession and a similar section southwest of Turrach. The hangingwall cut-off of the lithostratigraphy can be interpreted as a WNW-directed thrust ramp at the base of the Murau Nappe. In consequence, major portions of the upper Upper Triassic to Jurassic part obviously have been detached and transported towards WNW.

We interpret the very thin siliciclastic, respectively missing successions at the base of the Stangalm Group to represent deposition on a rift shoulder due to surface uplift on a rift shoulder – a feature, which is in contrast with many other Austroalpine Permian to Mesozoic cover successions, where Permian rocks are widespread (e.g. SYLVESTER, 1989). We interpret the Triassic strata of the Stangalm Group to reflect extension of the rifting stage, which also enhanced synsedimentary Early Anisian iron mineralizations potentially related to hydrothermal activity along normal faults. We interpret the thickness variations of the Carnian siliciclastic rocks to reflect

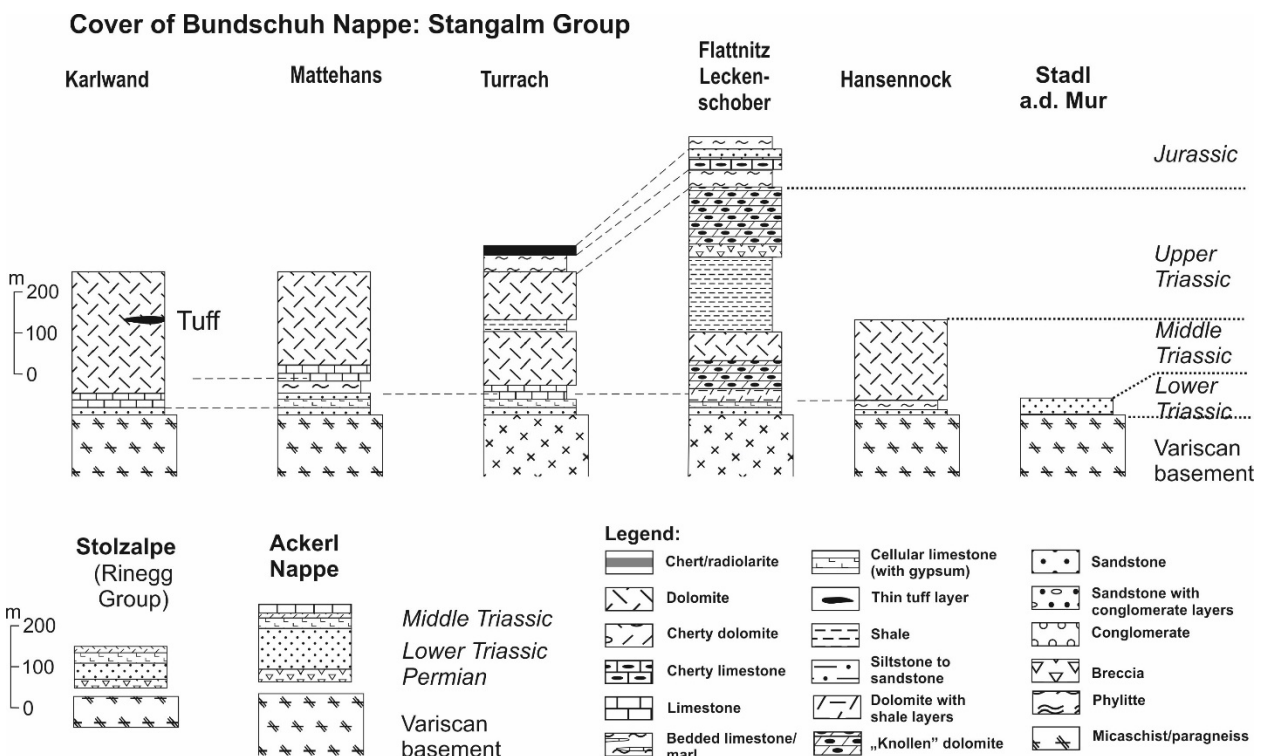
a second stage of extensional faulting during Carnian.

The preservation of Permian siliciclastic sedimentary successions of the Rinegg, Ackerl (NEUBAUER, 1980) and Pfannock (KRAINER, 1984) Nappes shows a clear difference to the Stangalm Group and earlier onset of sedimentation. Several 100 meters thick Permian terrestrial red beds and relatively thin Middle-Upper Triassic carbonate platform sediments at Rossegg (CLAASSEN et al., 1987) and Viktring Permomesozoic strata (SCHÜNEMANN et al., 1982) along the southern margin of the Gurktal Nappe Complex are potential correlatives of the Rinegg Group respectively to the Ackerl/Pfannock cover. This would also imply transport of the Rinegg Nappe from far in the east southeast.

At the northwestern margin of the Stolzalpe Nappe, thick Upper Carboniferous Stangnock and thin Permian Werchzirm cover show the amphibolite-facies grade source terrane, and coral-bearing Lower Carboniferous limestone blocks with close relationships to either Nötsch Carboniferous or Veitsch Nappe, the only areas in the Austroalpine area with Lower Carboniferous shallow limestones (SCHLÖSER et al., 1990). Consequently, a paleogeographic neighborhood of these units must be envisaged.

The new data makes it necessary to reconsider currently popular paleogeographic and tectonic models of the Austroalpine domain. The root zone of the Gurktal Nappe Complex must be at the fault-controlled furrow along the line Rossegg–Viktring (Keutschach fault). This also implies that a major basement unit is missing approximately along this fault.

Furthermore, the term Drauzug-Gurktal Nappe System should be dismissed because: (1) The Drauzug unit does to represent a nappe in contrast to the far-travelled Gurktal Nappe Complex. (2) The paleogeographic dissimilarities of Permian and Triassic successions between some of these units are pronounced (the Carboniferous of Nötsch is a separate from the Drauzug sensu stricto). (3) The eastern paleogeographic extension of the Drauzug unit sensu stricto is in the North Karawanken thrust sheet overlying there the southern margin of the Gurktal Nappe Complex.



Text-Fig. 1: Lithostratigraphic sections of Stangalm and Rinegg Groups, the latter in comparison to the Ackerl Nappe cover. The Rinegg Group is here introduced as a new lithostratigraphic entity.

References

- ANDERLE, N., BECK-MANNAGETTA, P., STOWASSER, H., THURNER, A. & ZIRKL, E. (1964): Exkursion 111/5: Murau – Gurktal – Villach (Altkristallin, Paläozoikum, Mesozoikum). – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, **57**, 291–330, Wien.
- CLAASSEN, T., VON GOSEN, W., SYLVESTER, H. & THIEDIG, F. (1987): Die Permotrias und ihr Grundgebirge zwischen Faaker See und Turiawald südöstlich von Villach (Kärnten/Österreich) – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **130**, 391–413, Wien.
- KRAINER, K. (1984): Sedimentologische Untersuchungen an permischen und untertriadischen Sedimenten des Stangalm-Mesozoikums (Kärnten/Österreich). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **127**, 159–179, Wien.
- NEUBAUER, F.R. (1980): Zur tektonischen Stellung des Ackerlkristallins (Nordrand der Gurktaler Decke). – Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **73**, 39–53, Wien.
- NEUBAUER, F., GENSER, J. (with contributions by HEBERER, B., ETZEL, A. & STAUBER, O.) (2018): Field Trip Post-EX-1 Transect across the Eastern Alps. – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **126**, 137–222, Wien.
- PISTOTNIK, J. (1974): Zur Geologie des NW-Randes der Gurktaler Masse (Stangalm-Mesozoikum, Österreich). – Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **66/67**, 127–142, Wien.
- PISTOTNIK, J. (1976): Ein Transgressionskontakt des Stangalm-Mesozoikums (Gurktaler Alpen, Kärnten/Österreich). – Carinthia II, **166/86**, 127–131, Klagenfurt.
- REDLICH, K.A. (1931): Die Geologie der innerösterreichischen Eisenerzlagerstätten. – VI & 165 pp., Wien (Springer).
- SCHLÖSER, H., KULLMANN, J. & LOESCHKE, J. (1990): Korallen-führendes Unterkarbon auf der Brunnachhöhe (Nockgebiet, Gurktaler Decke, Österreich). – Carinthia II, **180/100**, 643–650, Klagenfurt.
- SCHÜNEMANN, M., GOSEN, W. VON & THIEDIG, F. (1982): Die Viktringer Permotrias und ihre Beziehung zur Gurktaler Decke (Kärnten – Österreich). – Mitteilungen des Geologisch-Paläontologischen Instituts der Universität Hamburg, **53**, 191–206, Hamburg.
- STOWASSER, H. (1956): Zur Schichtfolge, Verbreitung und Tektonik des Stangalm-Mesozoikums (Gurktaler Alpen). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **99**, 75–199, Wien.
- SYLVESTER, H. (1989): Vergleich von Perm/Skyth-Profilen des Ober-, Mittel- und Unterostalpins. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **132**, 91–821, Wien.
- THURNER, A. (1935): Die Stellung der fraglichen Trias in den Bergen um Murau. – Sitzungsberichte der mathematisch-naturwissenschaftlichen Klasse der Akademie der Wissenschaften in Wien: Abteilung I, **144**, 199–229, Wien.
- THURNER, A. (1958): Erläuterungen zur geologischen Karte Stadl-Murau 1:50.000: zugleich auch Führer durch die Berggruppen um Murau. – 106 pp., Geologische Bundesanstalt, Wien.

Nappe stacking vs. extension: structures and microfabrics at the northern margin of the Gurktal Nappe Complex

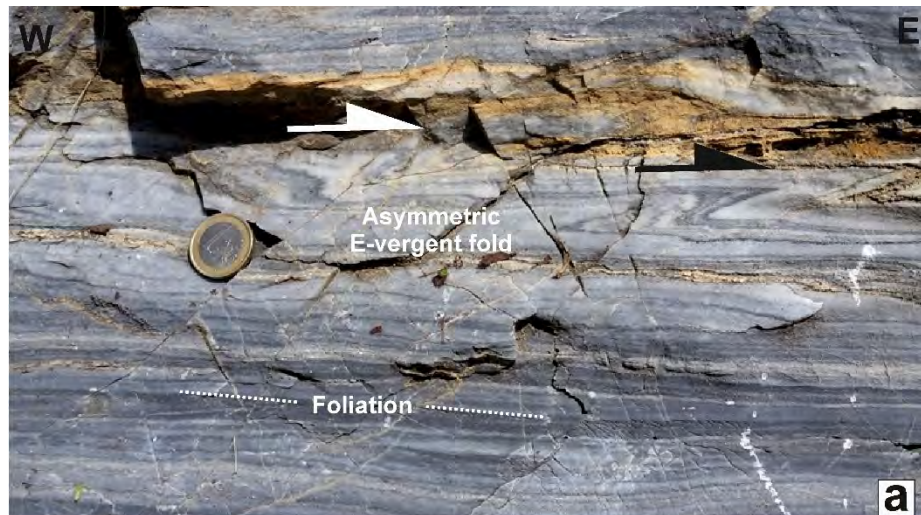
SIHUA YUAN*, FRANZ NEUBAUER*, JOHANN GENSER*, YANLONG DONG*, BO HUI* & SHUYUN CAO*

* Paris-Lodron-Universität Salzburg, Fachbereich Geographie und Geologie, Hellbrunner Straße 34, 5020 Salzburg. sihua.yuan@sbg.ac.at; franz.neubauer@sbg.ac.at; johann.genser@sbg.ac.at; bo.hui@hotmail.com; yldong@cug.edu.cn; shuyun.cao@sbg.ac.at

Conventionally, along northern margins of the Gurktal Nappe Complex, two major nappes are distinguished, the Murau and Stolzalpe Nappes with their Lower Paleozoic successions, both in low grade metamorphic conditions. As a peculiar feature, a Permomesozoic unit is intercalated in between (THURNER, 1958). Recent mapping suggest that this unit has its own phyllonitic basement and an entirely overturned Permomesozoic cover succession. Consequently, a separate tectonic unit is postulated, the Rinegg Nappe (termed after a village at the western slope of the Stolzalpe, where this cover is widely exposed).

In this study, we investigated the structure, microfabrics and textures of all three units, the Murau, Rinegg and Stolzalpe Nappes north of Murau. Because of the mostly low-grade metamorphic

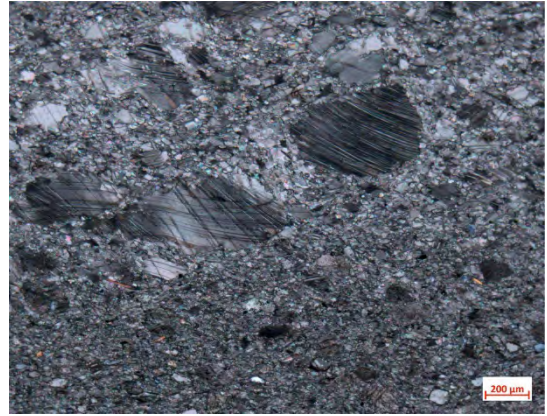
conditions of the Permomesozoic cover and some age dating results from the wider area, the last metamorphic imprint is early Late Cretaceous in age and most synmetamorphic ductile structures must therefore be early Late Cretaceous in age as well. The Murau Nappe shows a large-scale isoclinal fault with an associated axial plane foliation and superimposed ductile shear fabrics with a subhorizontal foliation and a subhorizontal ESE–WNW-trending stretching lineation. The overlying Rinegg Nappe bears similarly oriented shear structures as well as the Stolzalpe Nappe at top. The Rinegg Nappe exposes an overturned lithostratigraphy (basement and Permian Verrucano Formation on top overlying Permian to Lower Triassic



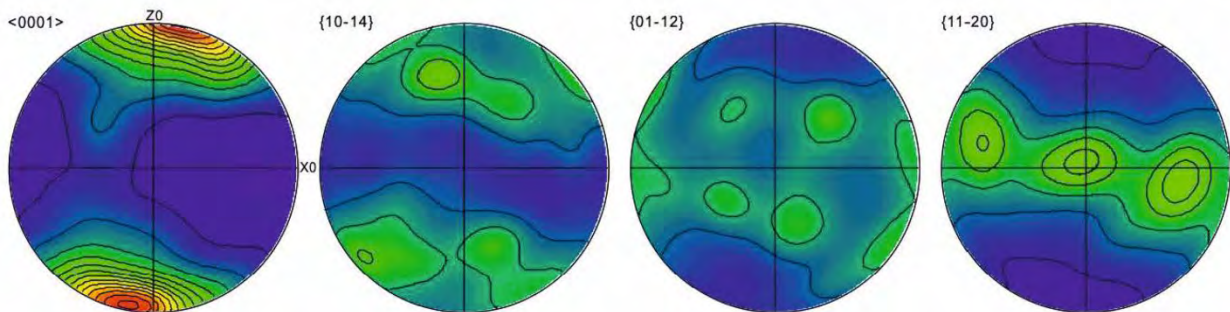
Text-Fig. 1: Top ESE ductile and semiductile shear from the southern Stolzalpe (a) Calcitic Murau marble (Murau Nappe) showing top E-vergent asymmetric folds. (b) Paraconglomerate of the Permian Alpine Verrucano Formation with S-C fabric and asymmetric, sigmoidal clasts showing ca. ESE-directed ductile shear. Note also some reddish vein quartz clasts representative for the Alpine Verrucano Formation.

sandstones and Anisian rauwacke). Even the Stolzalpe Nappe is overturned according the overturned conodont-bearing Devonian strata (NEUBAUER, 1980). In all three units, we distinguish three regional deformation phases:

Deformation phase D₁ includes ductile thrust fabrics with a foliation S₁ and stretching lineation L₁. Subhorizontal isoclinal folds indicate vertical thinning. This Deformation phase led to nappe stacking and carried the Rinegg and Stolzalpe Nappes onto the Murau Nappes. Because of the overturned succession, we suggest that these units represent Helvetic-style fold nappes. These structures are overprinted by often wide-spaced foliation S₂ and a stretching lineation L₂ of **deformation phase D₂** and hitherto undocumented top ESE-shear is commonly observed (Text-Fig. 1). The associated microfabrics of calcite marble document deformation within very-low-grade metamorphism (Text-Fig. 2) and consistently, top ESE-shear (Text-Fig. 3). The combined foliation S₁/S₂ is folded and kilometer-scaled open ESE–WNW-trending upright folds are observed (**deformation phase D₃**). D₁ is assigned to pre-Gosau early Late Cretaceous times, D₂ to Late Cretaceous times due to ESE-directed collapse of the orogenic wedge, which was also associated with formation of Late Cretaceous Gosau basins (e.g., the Krappfeld basin). D₃ has likely an Oligocene age based on regional considerations of the wider Gurktal Nappe area (e.g. NEUBAUER et al., 2018). This phase resulted in some NNE–SSW shortening of the entire Gurktal Nappe Complex.



Text-Fig. 2: Very low-grade metamorphic late-stage calcite microfabrics of a representative sample (MU-50B) of calcitic Murau marble with some small dolomite grains. Note wide range of grain-sizes and undulose twinned calcite grains indicating missing recrystallization after deformation within very low-grade metamorphic conditions.



Text-Fig. 3: Electron back-scattered diffraction pattern of calcite (<0001>) (left pattern) showing asymmetry to the right (= ESE) and top ESE shear (sample MU-50B).

References

- NEUBAUER, F.R. (1980): Exkursion Murauer Paläozoikum. – Mitteilungen der Abteilung für Geologie und Paläontologie und Bergbau des Landesmuseums Joanneum, **41**, 115–128, Graz.
- NEUBAUER, F., HEBERER, B., DUNKL, I., LIU, S., BERNROIDER, M. & DONG, Y. (2018): The Oligocene Reifnitz tonalite (Austria) and its host rocks: implications for Cretaceous and Oligocene-Neogene tectonics of southeastern Eastern Alps. – *Geologica Carpathica*, **69**, 237–253, Bratislava.
- THURNER, A. (1958): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 158/159 Stadl-Murau. – Geologische Bundesanstalt, Wien.

Geodynamic significance of Early–Middle Silurian volcanism of the Frauenalpe south of Murau (Stolzalpe Nappe)

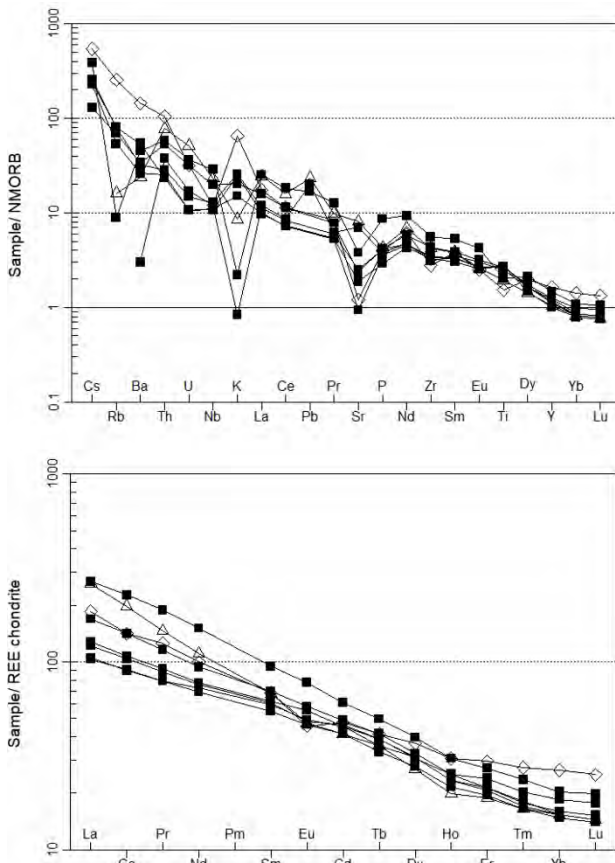
ORANNA REICHRATH* & FRANZ NEUBAUER*

* Paris-Lodron-Universität Salzburg, Fachbereich Geographie und Geologie, Hellbrunner Straße 34, 5020 Salzburg. oranna.reichrath@stud.sbg.ac.at; franz.neubauer@sbg.ac.at

The Early Palaeozoic geodynamics of the Austroalpine units is still uncertain to a wide extent because of lacking of high-quality data. To understand the geodynamic signification of Silurian volcanism of the Stolzalpe Nappe, ten representative rock samples of greenschists of the “Metadiabasserie” (THURNER, 1958) with an expected low degree of fraction have been analysed by petrography, microprobe analysis and geochemical methods. The compositional range of volcanic products includes greenschists, gabbroic-dioritic to trachytic sills and ash tuffs. Based on chitinozoa from slates intercalated within mafic volcanics, SCHNEPF (1989) postulated an Early to Middle Silurian age for this volcanic succession. According to our new results, the Silurian volcanism is characterized as mild-alkaline within-plate volcanism. Magma has been erupted in an intra-plate setting and the variety of volcanic structures ranging from lava flows, sills to ash-

tuffs indicate a shallow marine setting. Geochemical results, particularly and multi-element variation diagrams and rare earth element patterns (Text-Fig. 1) show the mild alkaline nature affected only by subordinate plagioclase fractionation. Intraplate volcanism is connected with mantle plume volcanism occurring during Early to Middle Silurian times. The binary La/Sm vs. Sm/Yb diagram (ZHAO & ZHOU, 2007) suggests melting of basalts from a garnet lherzolite source. Classical discrimination diagrams (e.g. the Nb/Y vs. Ti/Y diagram, PEARCE, 1982) indicate a within-plate origin of these greenschists.

During the Early Alpidic mountain building processes, the rocks experienced low-grade metamorphism, which is shown by the rocks within the region appearing as sub-greenschist to greenschist-facies metamorphic rocks with its origin in basalt, rare trachyandesite and andesite derived from a garnet-bearing lherzolitic upper mantle. Although significant problems exist on age assignment and correlation (HUBMANN et al., 2014), this type of volcanism is not only widespread within the basement of the Stolzalpe Nappe, but also in the Northern Greywacke zone and Graz Paleozoic unit of the Eastern Alps (LOESCHKE, 1989). A more detailed correlation might reveal a potential spatial shift of volcanism and better constraints on the paleo-environment.



Text-Fig. 1: Chemical variation diagrams of mafic rocks from the Frauenalpe. Above: N-MORB-normalized multi-element variation diagram after MCDONOUGH & SUN (1995). Below: Chondrite-normalized rare earth element pattern, normalized after data of ANDERS & GREVESSE (1989).

References

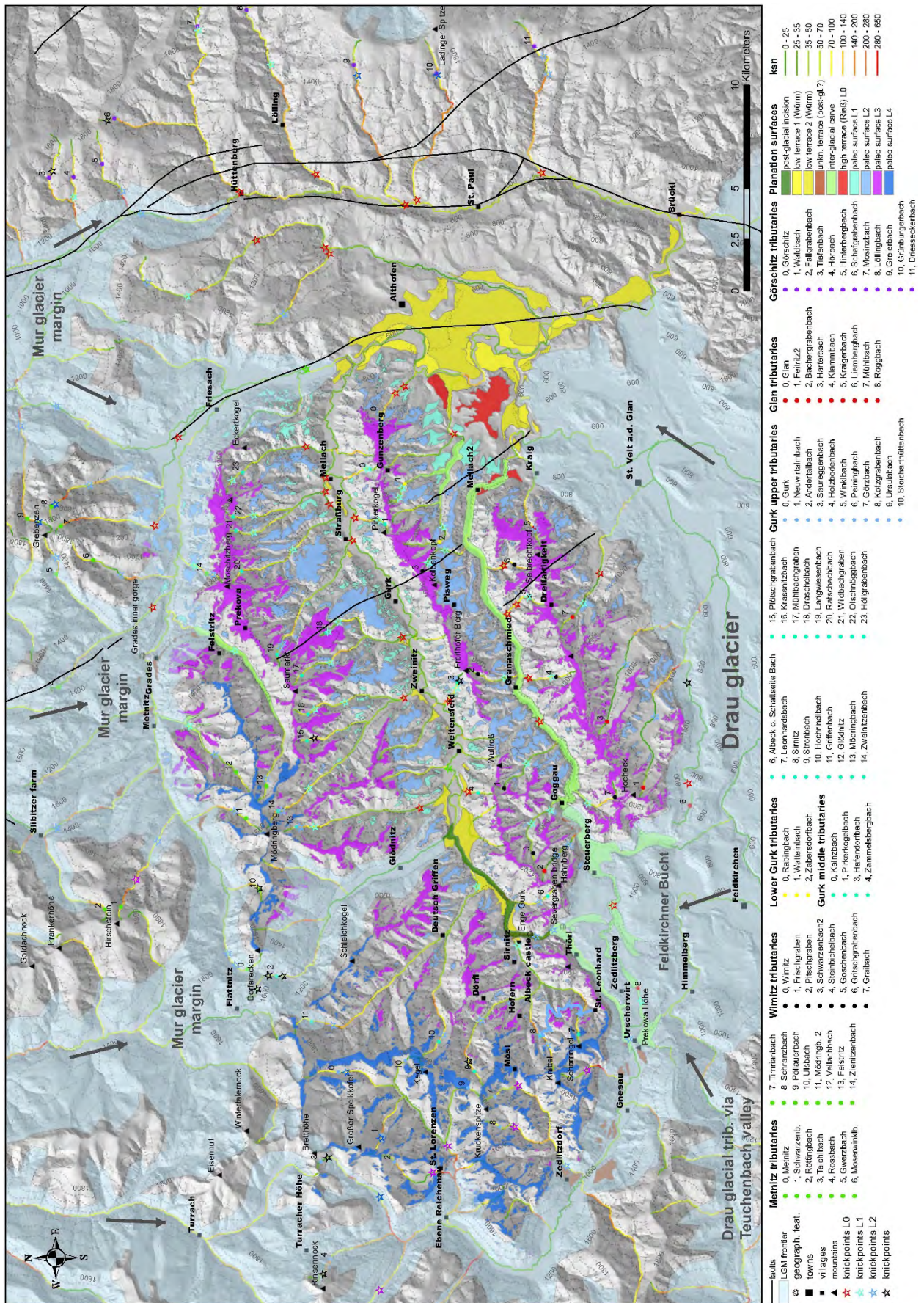
- ANDERS, E. & GREVESSE, N. (1989): Abundances of the elements: Meteoric and solar. – *Geochimica et Cosmochimica Acta*, **53**, 197–214, Amsterdam.
- HUBMANN, B., EBNER, F., FERERETTI, A., KIDO, E., KRÄINER, K., NEUBAUER, F., SCHÖNLAUB, H.P. & SUTTNER, T.J. (2014): The Paleozoic Era(them). – *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **66** (Second Edition), 9–135, Wien.
- LOESCHKE, J. (1989): Lower Palaeozoic volcanism of the Eastern Alps and its geodynamic implications. – *Geologische Rundschau*, **78**, 599–616, Stuttgart.
- MCDONOUGH, W.F. & SUN, S.S. (1995): The composition of the Earth. – *Chemical Geology*, **120**, 223–254, Amsterdam.
- PEARCE, J.A. (1982): Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries. – In: THORPE, E.S. (Ed.): *Andesites*, 525–548, New York (Wiley).
- SCHNEPF, H.G. (1989): Vulkanismus und Sedimentologie im Murauer Paläozoikum (Gurktaler Decke/Oberostalpin/Osterreich). – *Arbeiten des Institutes für Geologie und Paläontologie der Universität Tübingen, Reihe A*, **2**, 183 S., Tübingen.
- THURNER, A. (1958): Erläuterungen zur geologischen Karte Stadl-Murau 1:50.000: zugleich auch Führer durch die Berggruppen um Murau. – 106 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- ZHAO, J.H. & ZHOU, M.F. (2007): Geochemistry of Neoproterozoic mafic intrusions in the Panzhihua district (Sichuan Province, SW China): implication for subduction-related metamorphism in the upper mantle. – *Precambrian Research*, **152**, 27–47, Amsterdam.

A Geomorphic Map for the Gurktaler Alps: Evidence for pre-Pleistocene Landforms

THORSTEN BARTOSCH* & KURT STÜWE*

* Karl-Franzens-Universität Graz, Institut für Erdwissenschaften, Universitätsplatz 2, 8010 Graz.
thorsten.bartosch@edu.uni-graz.at; kurt.stuewe@uni-graz.at

The Gurktaler Alps are the westernmost region of the Eastern Alps that escaped glacial reshaping in the Pleistocene. Its morphology therefore preserves evidence of older landforms in closer proximity to the central part of the range than any other region in the Alps (Text-Fig. 1). The region is therefore useful to document aspects of the geomorphological evolution for the Eastern Alps during both, the Pleistocene glaciations and the earlier uplift history. Here, we present a geomorphological map for the region that was derived from a combination of field work and numerical analysis of the digital elevation model for the region. Channel analysis and the distribution of Pleistocene gravel terraces suggest that the main trunk of the Gurk River was diverted from the Wimitz valley in the Rissian. Importantly, our mapping results document four planation surfaces located roughly at about 1,500 m, 1,200 m, 900 m and about 750 m above sea level. We correlate these levels with well-known planation surfaces from the eastern end of the Alps and suggest that they can be interpreted in terms of more than 800 m of surface uplift in the last six million years.



Text-Fig. 1: Geomorphological map of the Gurktaler Alps in the region that escaped the Pleistocene glaciations. The four paleosurfaces mapped here correlate with well-known paleosurfaces in the Grazer Bergland.

Die Entstehung der Alpen

HANS PETER SCHÖNLAUB*

* Kötschach 350, 9640 Kötschach-Mauthen. hp.schoenlaub@aon.at

Der geologische Werdegang der Alpen beginnt entgegen der Aussage vieler Lehrbücher nicht erst in der Perm-Zeit. Es gab viele Ereignisse davor, von denen wir erst in den letzten Jahren und Jahrzehnten durch detailliertere Forschungen erfahren haben. Sie setzen neue Impulse in der erdwissenschaftlichen Provenienzforschung, das ist die Erforschung der Herkunft erdwissenschaftlicher Zeugnisse. Belege dafür sind (1) eindrucksvolle Funde von Mikrofossilien (Conodonten, Acritarchen) in geologischen Bausteinen, die heute die Alpen formen. Diese Mikrofossilien zeugen von einer überraschenden Vielfalt und Fülle organischen Lebens seit dem Proterozoikum. Dazu kommen (2) geochronologische Datierungen mit Gesamtgesteins- und Mineralaltern, insbesondere von Zirkonen. Sie ermöglichen eine völlige Neuorientierung in der Altersfrage von Kristallinkomplexen. Die 3. Säule bilden paläomagnetische Daten, die heute die Lage der Großkontinente Rodinia und Gondwana vor rund 1.000 bzw. 550–650 Millionen Jahren recht genau widerspiegeln.

Der Großkontinent Rodinia zerfiel in den folgenden Jahrmillionen in Einzelplatten, die sich nahe der Grenze vom Präkambrium zum Kambrium zum Großkontinent Gondwana vereinigten (Abb. 1). Begleitet wurde dieses Geschehen von einem jungproterozoischen bis mittelkambrischen Magmatismus (590–533 Mio. Jahren). Nach den vorhandenen radiometrischen Altersdaten kommen diese präkambrischen und kambrischen Gesteine in der



Abb. 1: Paläogeografie von Gondwana vor 570 Millionen Jahren nach LINNEMANN et al. (2004; verändert). Die Lage der Proto-Alpen ist strichliert umrandet. Sie sind ein Teil des Hun-Superterranes (VON RAUMER et al., 1998) am Nordrand von Gondwana. Nach LINNEMANN et al. (2004; modifiziert).

heutigen Silvretta-Gruppe, den Ötztaler Alpen, den Deferegger Alpen in Osttirol, den Seckauer Tauern und am Kaintalegg in der Obersteiermark sowie im Bereich von Wismath (Burgenland) und im Ultental in Südtirol vor. Anhand ihrer geochemischen Signatur werden sie als Ausdruck eines aktiven und subduktionsbezogenen Plattenrandes interpretiert.

Bei den Zirkonpopulationen konzentrieren sich die Kristallisationsalter diverser kristalliner Gesteine im Bereich zwischen rund 700 bis 600 Millionen Jahren. Sie stammen entweder vom Avalonisch-Cadomischen Gürtel am ehemaligen aktiven Nordwestrand von Westgondwana oder dem Panafrikanischen Orogen zwischen Ost- und Westgondwana. Durch die Cadomische Orogenese (Gebirgsbildungsphase) wurde somit am Nordrand von Gondwana ein Akkretionsorogen gebildet (= Anschoppung von Gesteinen zu einem Anwachskeil beim Abtauchen von Lithosphärenplatten), das in der Folge als riesiges Reservoir von siliziklastischem Material für die ostalpinen Phyllitgebiete zur Verfügung stand.

Am Ende des Präkambriums bildete sich der Superkontinent Gondwana, der die heutigen Kontinente der Südhalbkugel der Erde einschließlich Indiens und Teilen Europas vereinigte. Im Zuge der variszischen Gebirgsbildung vor rund 350 Millionen Jahren wurden alle größeren Kontinentmassen im Superkontinent Pangäa vereinigt, der im Laufe der Erdzeitalter Jura und Kreide in der Folge der Öffnung des Penninischen Ozeans (Teil des Atlantiks) wieder zerfiel (Abb. 2).

Bis es aber so weit war, legten die Vorläufer der Alpen noch eine lange Zeitreise um den halben Globus zurück. Wir begleiten dieses Geschehen über rund 600 Millionen Jahre Erdgeschichte. Für die Alpen sind der Trend und die Richtung dieser Reise vorgezeichnet: Sie geht von hohen Breiten auf der Süderde, etwa der heutigen Position von Südafrika, in Richtung Äquator und anschließend auf die Nordeinde. Tatsächlich ist diese lange Reise durch unterschiedliche Klimazonen und wechselnden Gesteinsbestand in den alpinen Gesteinen – vor allem in den Karnischen Alpen – gut dokumentiert. In der Kreide und im frühen Känozoikum führten schließlich konvergierende Bewegungen zwischen Afrika (Adriatische Mikroplatte) und Europa zum alpinen Gebirge. Dieses generelle Bild ist über Jahrzehnte gewachsen und heute gut abgesichert.

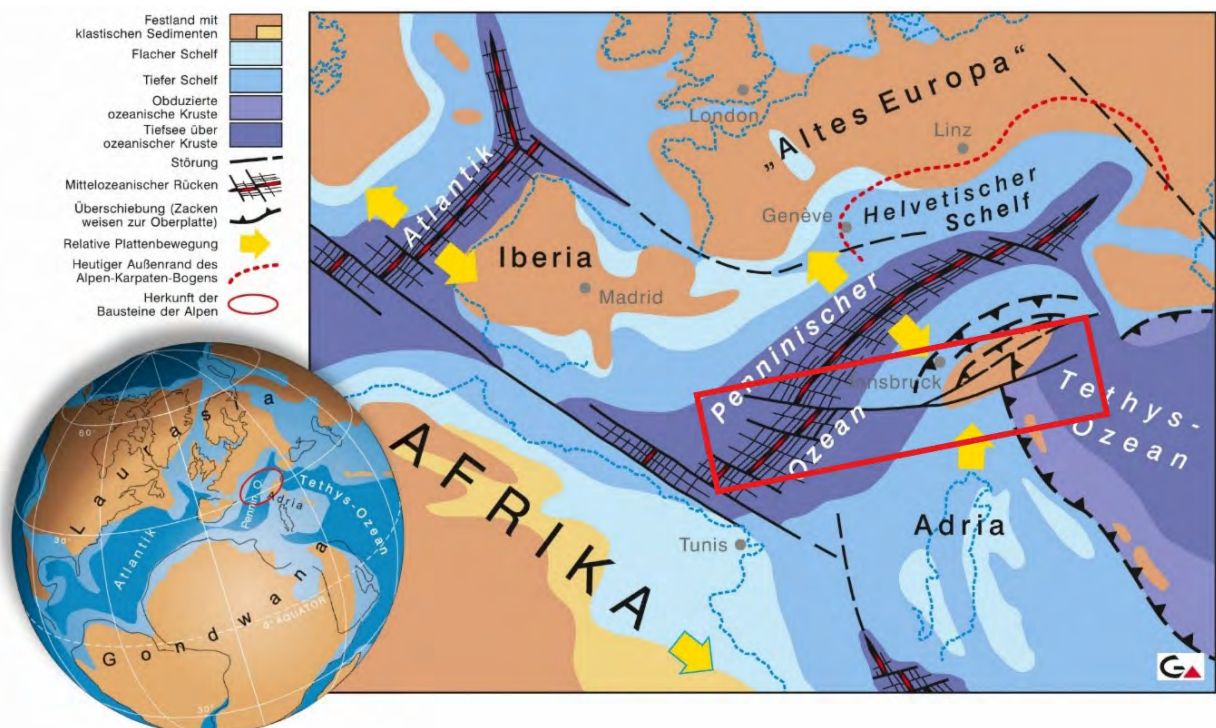


Abb. 2: Ein Schlüsselereignis in der Entstehung der Alpen: Paläogeografie von Südeuropa vor rund 120 Millionen Jahren in der Unterkreide. Der Raum zwischen dem „Alten Europa“, d.h. der Eurasischen Platte und der Afrikanischen Platte wurde von der Adriatischen Mikroplatte gebildet. Eine Seitenverschiebung innerhalb ihres nördlichen Teils (rot eingerahmt) durchschneidet die Kontinentbrücke zwischen Penninischem und Tethys-Ozean. Sie könnte die Uranlage des Periadriatischen Lineamentes sein, das heute die Nord- und Südalpen trennt. Nach SCHUSTER et al. (2015: Abb. 112).

Literatur

- LINNEMANN, U., MCNAUGHTON, N.J., ROMER, R.L., GEMMICH, M., DROST, K. & TONK, C. (2004): West African provenance for Saxo-Thuringia (Bohemian Massif): Did Armorica ever leave pre-Pangean Gondwana? – U/Pb-SHRIMP zircon evidence and the Nd-isotope record. – *International Journal of Earth Science (Geologische Rundschau)*, **93**, 683–705, Heidelberg.
- 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.
- VON RAUMER, J., STAMPFLI, G.M. & MOSAR, J. (1998): From Gondwana to Pangaea – an Alpine Point of View. – *Terra Nostra, Schriften der Alfred-Wegener-Stiftung*, **98/2**, 154–156, Berlin.

Die Datenharmonisierung zu Blatt GK25 Radenthein-Ost – ein weiterer Schritt zur österreichweiten Strukturierung und Harmonisierung geologischer Datensätze

CHRISTINE HÖRFARTER*

* Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien. christine.hoerfarter@geologie.ac.at

Basierend auf der EU-Richtlinie INSPIRE (EUROPEAN PARLIAMENT, 2007) sind öffentliche Geodaten-haltende Stellen rechtlich dazu verpflichtet, räumliche Daten (Geodaten) auffindbar, visualisierbar und nutzbar zu strukturieren und zur Verfügung zu stellen. Das bedeutet, die Geodaten der Geologischen Bundesanstalt (GBA) auf Basis der INSPIRE-Richtlinie technisch und semantisch aufeinander abzustimmen. Dabei handelt es sich um einen Harmonisierungsprozess, bei dem Daten unterschiedlicher Dateiformate, Namenskonventionen, Spalten und Inhalte zusammengeführt und in eine vorgegebene (INSPIRE Standard) zusammenhängenden Struktur überführt werden. Die Europäische Union bezweckt mit der INSPIRE-Richtlinie eine Verbesserung der Qualität des europaweiten Austausches, der Zugänglichkeit und Nutzung von Geodaten und dient der Geologischen Bundesanstalt als Grundlage für eine (eigene) lokale Geodateninfrastruktur (GDI).

Ein praktisches Datenmodell zur Geologie wurde erarbeitet und kartenbasierte, geowissenschaftliche Informationen in die Datenstruktur implementiert. Durch den ersten Datenstrukturierungsprozess wurden bisher 89 geologische Datensätze der Geologischen Bundesanstalt im Maßstab 1:50.000 harmonisiert. Dadurch werden themenspezifische Abfragen ermöglicht und Ergebnisse zu verschiedenen geowissenschaftlichen Domänen, wie Chronostratigraphie, Lithologie, Tektonische Einheiten usw., über alle harmonisierten geologischen Datensätze visualisierbar.

Die Datenharmonisierung zeigt auch, wie wichtig es ist, ein gemeinsames Vokabular für geologische Dateninformationen zu erstellen und zu definieren. Eine gemeinsame „Sprache“ vermeidet irreführende und mehrdeutige Interpretationen von Daten (Homonyme, Synonyme, Errata, veraltete Bezeichnungen, mehrdeutige Begriffsdefinition). Für den Datenaustausch ist es wichtig, die verwendeten Begriffe sowie deren Beziehungen zu strukturieren und zu definieren (kontrolliertes Vokabular). Ohne eine konsistente und einheitliche Terminologie können Daten nicht mit international standardisierten Datenmodellen abgeglichen werden. Der Thesaurus der Geologischen Bundesanstalt – der „GBA-Thesaurus“ – repräsentiert das (zweisprachige) kontrollierte Vokabular der Geologischen Bundesanstalt (link: <http://resource.geolba.ac.at/>). Er erfüllt die funktionale Anforderung, eine international verständliche Dateninterpretation unserer Datensätze zu gewährleisten und unterstützt die Datenharmonisierung.

Die Harmonisierung bestehender geologischer Datensätze der Geologischen Bundesanstalt im Maßstab 1:50.000 wurde in einem ersten Strukturierungsprozess abgeschlossen. Dieser Datenbestand – und auch das bestehende Vokabular – wird mit jeder neuen Karten- und Datensatzpublikation laufend erweitert, wie hier mit dem Neuerscheinen des Kartenblattes GK25 Radenthein-Ost.

Rechtmaterialien

EUROPEAN PARLIAMENT (2007): Directive 2007/2/EC of the European Parliament and of the Council of 14 March 2007 establishing an Infrastructure for Spatial Information in the European Community (INSPIRE). – <http://inspire.ec.europa.eu/documents/directive-20072ec-european-parliament-and-council-14-march-2007-establishing> [Zugriff am 02.04.2019].

Geodatenmanagement an der GBA – am Weg zum WissenstransFAIR

CHRISTINE HÖRFARTER*, VIKTORIA HAIDER*, WERNER STÖCKL* & THOMAS BRUS*

* Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien. christine.hoerfarter@geologie.ac.at;
viktorija.haider@geologie.ac.at; werner.stoeckl@geologie.ac.at; thomas.brus@geologie.ac.at

Die Erstellung geologischer Karten und die Bereitstellung geologischer Informationen hat an der Geologischen Bundesanstalt (GBA) eine lange Tradition. Geologische Karten ermöglichen die Visualisierung geowissenschaftlicher Themen, die für Öffentlichkeit und Behörden von Interesse sind. Bereits in der Mitte des 19. Jahrhunderts begann der Geologische Dienst Österreichs mit der Erstellung geologischer Karten. Von diesen ersten einzelnen Skizzenblättern und den ersten Datensätzen bis hin zu öffentlich verfügbaren digitalen Informationen, die unter anderem über Webservices bereitgestellt werden, entwickelte sich ein komplexes Geodatenmanagement-System.

Die Anhäufung von raumbezogenen Daten in den Geowissenschaften hat in den letzten Jahrzehnten enorm zugenommen, seit sich neue Methoden und Technologien zur Untersuchung, Analyse und Verarbeitung entwickelt haben. Diese Zunahme von Geodaten und die wachsende Nachfrage nach Interoperabilität, auch zur interdisziplinären Nutzung, erfordern ein ausgefeiltes Geodaten- und Wissensmanagement. Dazu zählen die Strukturierung der Daten nach einem vorgegebenen Datenmodell, eine semantische Harmonisierung, nachhaltige Speicherung, Vernetzung, und bedarfsorientierte Visualisierung.

Dies sind Aufgaben der Geoinformation, ebenso wie die rechtlich verpflichtende Umsetzung der EU-Richtlinie 2007/2/EG vom 14. März 2007 (EUROPEAN PARLIAMENT, 2007) zur Schaffung einer Geodateninfrastruktur in der Europäischen Union (INSPIRE) – übergeführt in nationales Recht durch das GeoDIG 2010 (Österreichisches Geodateninfrastrukturgesetz, BGBl. I Nr. 14/2010).

Dieses verpflichtet alle öffentlichen Geodaten haltenden Stellen, die von den Fachexperten und Fachexpertinnen generierten Geodaten und Informationen technisch und inhaltlich nach vorgegebenen, internationalen Standards zu optimieren und der Öffentlichkeit bereit zu stellen.

Eine intensive Zusammenarbeit zwischen den verschiedenen Fachexperten und Fachexpertinnen ist für diese Datenverarbeitungsprozesse innerhalb des Arbeitsbereiches Geoinformation essenziell. Etwa bei der Erarbeitung des konzeptionellen Datenmodells und einer semantischen Harmonisierung von Inhalten ist facheinschlägiges Wissen Voraussetzung.

Besonders bei der Transformation von der Struktur eigener Geodatenkonzepte in standardisierte Datenmodelle, wie jene von GeoSciML (OPEN GEOSPATIAL CONSORTIUM, 2016) oder INSPIRE, ist die geowissenschaftliche Expertise fundamental, um die Inhalte der fachlichen Interpretation entsprechend zuordnen zu können. Nur im Team mit Geoinformatikerinnen/Geoinformatikern und Datenmodelliererinnen/Datenmodellierern kann dieses Ziel erreicht werden.

Das Bemühen besteht darin, Daten nachhaltig und zentral zu organisieren, basierend auf bestehenden internationalen Standards. Ohne die Berücksichtigung dieser Standards ist ein Datenaustausch mit externen Partnern nur bedingt, mit hohem Aufwand verbunden, möglich.

1. Methoden, Umsetzung und Mehrwert

1.1. Informationsverarbeitung

Bei der Umsetzung einer Geodateninfrastruktur wird auf unterschiedliche Methoden und technische Hilfsmittel zurückgegriffen. Neben dem an der GBA konventionellen Gebrauch von Microsoft SQL als RDBMS (Relationales Datenbankmanagementsystem) wird von ArcGIS und QGIS als Geoinformationssoftware auf die dort abgelegten Daten zugegriffen. Für verschiedene internationale Projekte wird auch weitere Open Source Software verwendet, wie z.B. PostgreSQL und PostGIS.

Ein weiteres Beispiel eines Tools im Bereich des Geodatenmanagements stellt der GBA-Thesaurus dar, mit dessen Hilfe die Harmonisierung von Inhalten erleichtert wird. Über dieses

sogenannte kontrollierte Vokabular werden zweisprachig Begriffe eindeutig geklärt, in ihrer Bedeutung strukturiert und eindeutig über einen Code (URI) identifizierbar (Abb. 2). Damit schränkt sich der Interpretationsspielraum von Inhalten erfasster Geodaten ein, die Daten werden „exakter“ und können somit besser in eine Datenbankstruktur überführt und verknüpft werden. Die Abfragbarkeit von mit den Geodaten verknüpften Sachinformationen wird erleichtert und dem Anwender von Geodatenprodukten werden die Zusammenhänge besser ersichtlich. Dass der Thesaurus der GBA in erster Linie aus der Notwendigkeit heraus entstanden ist, den gesetzlichen Auftrag gemäß der EU-Richtlinie INSPIRE umzusetzen, zeigt, dass durch Richtlinien nicht nur Pflichten erfüllt werden, es wird auch ein Mehrwert für die Geoinformation und somit auch für die Anwender von Geodaten erreicht.

Ein weiterer hervorzuhebender Mehrwert ist das Entstehen von maschinenlesbaren Daten. „Maschinenlesbar“ ist nicht gleichzusetzen mit „Digital“, sondern es bedeutet, dass Daten in einer Form bzw. in einem Format vorliegen, welche mit einer Computerprogrammierlogik automatisiert verarbeitet oder transformiert werden können. Somit kann zum Beispiel ein heterogener und aus mehreren gegebenenfalls unterschiedlich strukturierten Datenquellen vorliegender Datenbestand einer geologischen Karte in Form eines GML-Files (Geographic Markup Language Standard) zur Verfügung gestellt werden (Abb. 1). Mit diesem weltweit akkordierten Standard (OPEN GEOSPATIAL CONSORTIUM, 2012) wird der internetfähige Austausch, Zugriff und die Nutzung von Geodaten unterstützt. Erst mit einem GML wird das Validieren von Datensätzen gemäß der INSPIRE-Richtlinie ermöglicht.



Abb. 1: Von der GIS-Darstellung einer geologischen Karte (hier Blatt Radenthein-Ost) zu maschinenlesbaren geologischen Informationen in Form eines GML-Files (Beispieldarstellung KM500).

Mit RDF (Resource Description Framework) und SKOS-RDF (SKOS: Simple Knowledge Organisation System) als ein grundlegendes Standard-Datenmodell für den Thesaurus der GBA (Abb. 2) wird auch dieser maschinenlesbar verarbeitet. Der GBA-Thesaurus, das zweisprachige kontrollierte Vokabular ausgewählter geowissenschaftlicher Thematiken, enthält im Einzelnen Begriffe mit jeweils einer eigenen, eindeutig zugeordneten Webadresse, den sogenannten URI (Uniform Resource Identifier), der zum Kodieren der Objektdaten eines geologischen Features verwendet wird (HÖRFARTER & SCHIEGL, 2016).

Aufgrund der semantischen Webfunktionen des Thesaurus (SKOS, RDF) ist es möglich, Informationen zu verknüpfen und damit neues Wissen zu generieren, indem URIs über einen RDF-Wissensgraphen mit anderen „Ressourcen“ im Internet verbunden werden. Ab hier spricht man von Linked Open Data.

The image shows two parts of the GBA Thesaurus interface. The top part is a search result for 'Brekzie'. It includes a search bar, a list of related terms, a description of the concept, and a 'LinkedData' section with various URIs and SKOS mappings. The bottom part is a semantic network diagram showing 'Brekzie' at the center, connected to various other geological terms like 'Konglomerat', 'Tonstein', 'Schieferstein', 'Siltsstein', 'Klastisches Sediment', 'Sandstein', 'Kalksandstein', 'Dolomitischer Mergelstein', 'Tuff Brekzie', 'Diamkitt', 'Pyroklastische Brekzie', 'Pyroklastisches Gestein', 'Sedimentgestein', 'Mergelstein', 'Tektonische Brekzie', and 'Störungsmaterial'.

Abb. 2: Der GBA-Thesaurus, links oben die Einstiegsseite. Rechtes Bild: Das Suchergebnis zum Konzept „Brekzie“. Neben einer Beschreibung des Konzeptes (Begriff), den dazugehörigen Zitaten, Synonymen sowie den semantischen Beziehungen werden im Bereich „LinkedData“ des GBA-Thesaurus die Verknüpfungen zu Konzepten mit anderen RDF-Ressourcen angezeigt (hier zu DBpedia – der Datenbank hinter Wikipedia). Links unten die semantische Relation des Konzeptes „Brekzie“ mit den übergeordneten bzw. untergeordneten sowie verwandten Begriffen bis zum 2. Grad – ein „Begriffsnetz“.

Durch die Bereitstellung unseres Thesaurus-Vokabulars für alle Nutzer und die Verwendung offener Standard-Formate (RDF, SKOS) ist die Implementierung von Linked Open Data (LOD) möglich. Die Verknüpfung zwischen Konzepten (Begriffen) verschiedener kontrollierter Vokabulare (über HTTP-URIs) und damit die Verknüpfung von Information im Internet verbessert den Wissensaustausch maßgeblich. Zum Beispiel könnte eine in Österreich definierte geologische Formation leicht mit einem identischen Konzept (Begriff) eines Nachbarlandes in Verbindung gebracht werden – indem lediglich über die URI mit dem Äquivalent verknüpft wird. Schließlich wird es immer wichtiger, die transnationale Kommunikation zu verbessern, um grenzübergreifend gemeinsam an geowissenschaftlichen Herausforderungen zu arbeiten.

2. Herausforderung Nachhaltigkeit

Um Wissen wirklich nachhaltig und sinnbringend zur Verfügung stellen zu können, muss der Bereitsteller verständlich beschreiben und nachhaltig dokumentieren – dabei sprechen wir in erster Linie von Metadaten. Die Bedeutung dieser ist enorm, da erst durch diese die Daten in den richtigen Kontext gesetzt werden und dem Nutzer wichtige Information bereitgestellt wird. Dabei ist die Art und Weise anzuführen, wie die Daten generiert wurden, wie diese zu verwenden sind bzw. ob diese Daten überhaupt den Anforderungen für die individuelle Nutzung entsprechen. Auch um selbst noch nach Jahren nachvollziehen zu können, warum dieser Datensatz erstellt wurde, welche Information dadurch zur Verfügung gestellt wird, wie aktuell die Information ist, welchen Nutzen sie erfüllt, wer dafür verantwortlich ist und vieles mehr.

2.1. Data Lifecycle Management

Für eine nachhaltige Datenverwaltung ist es entscheidend, zu verstehen, dass es sich bei Daten nicht um statische Objekte handelt, sondern um etwas, das einem ständigen Wandel unterworfen ist und eine Lebensdauer hat. Zur Verständlichkeit ist der Prozess der Zustandsänderung in der Lebensdauer von Daten in Form eines „Data Lifecycles“ dargestellt (Abb. 3).

Der „Data Lifecycle“ ist ein Tool zur Darstellung eines meist komplexen Data Lifecycle Managements (DLM) als ein Teil des Information Lifecycle Managements (ILM). Beim DLM handelt es sich um die Verwaltung der Daten bzw. Informationsobjekte in der Dauer ihrer Lebenszeit. Es ist ein organisationsbezogener, richtlinienbasierter Ansatz, von der Erstellung über die Speicherung bis zum Zeitpunkt, an dem sie veraltet sind und gelöscht werden. DLM umfasst Strategien, Methoden und Anwendungen, um Information automatisiert entsprechend ihrem Wert und ihrer Nutzung optimal bereitzustellen, zu erschließen und langfristig sicher aufzubewahren. Es handelt sich um einen Managementprozess, in dem organisationsbezogenen Entscheidungen zum Wert der Informationsobjekte, den gesetzlichen Rahmenbedingungen, den Aufbewahrungszeiten, den Datenbanken und Verzeichnissen getroffen werden sollen (LIEBHART, 2005).

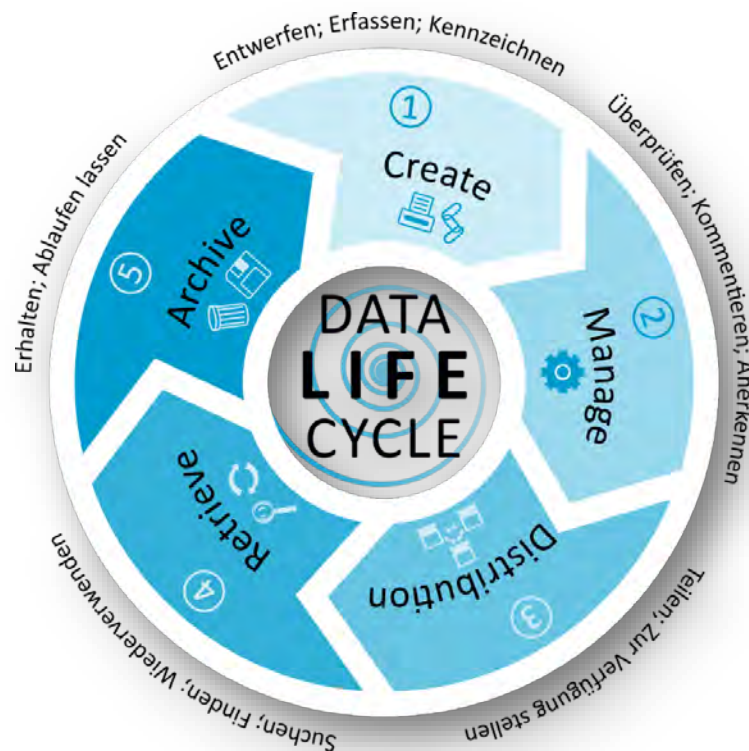


Abb. 3: Der Data Lifecycle (modifiziert nach HAZTOWICHP, 2015) – dieser beschreibt die Zustandsänderung von Daten. Ein Datenmanagement erfordert einen Plan, beispielsweise beginnend von der Implementierung der Daten in ein Datenmodell (Erstellung) bis hin zur Entscheidung, ob, wie oder inwieweit die Daten archiviert, aktualisiert werden oder aus dem System scheiden sollen (Retrieve).

2.2. EU-Initiative GO FAIR

Um die digitale Revolution zu nutzen, die Forschung zu beschleunigen, die Möglichkeiten der Maschinenanalyse im großen Maßstab zu nutzen und gleichzeitig Transparenz, Reproduzierbarkeit und gesellschaftlichen Nutzen sicherzustellen, müssen Daten und andere digitale Objekte, die von der Forschung erstellt und für die Forschung verwendet werden, FAIR (Findable – Accessible – Interoperable – Reusable) sein (EUROPEAN COMMISSION – DIRECTORATE-GENERAL FOR RESEARCH AND INNOVATION, 2018a, b).

Das Ziel ist, die Auffindbarkeit, Zugänglichkeit, Interoperabilität und Wiederverwendbarkeit von Forschungsdaten über Länder- und Disziplinengrenzen hinweg zu ermöglichen. Die veröffentlichten Forschungsdaten sollen bestimmten Kriterien entsprechen, die in den FAIR-Grundsätzen beschrieben sind (Abb. 4). FAIR entstand auf Grund aktueller uneinheitlicher Datenverwaltungspraktiken in der EU, die nicht optimal sind. Mehrere lokale und globale Initiativen arbeiten an einer Infrastruktur, welche die FAIR-Prinzipien unterstützt, um Forschungsdaten optimal zu nutzen (EUROPEAN COMMISSION – DIRECTORATE-GENERAL FOR RESEARCH AND INNOVATION, 2018b).

FAIR bietet die Einbindung aller Forschungsbereiche und Mitgliedsstaaten und strebt an, Forschungsdaten zukünftig gemeinsam nutzbar und wiederverwendbar zu machen. Da die großen Forschungsfelder heute größtenteils interdisziplinärer Natur sind, ist dies für den Erkenntnisfortschritt in der datenbasierten Forschung ein bedeutender Mehrwert.

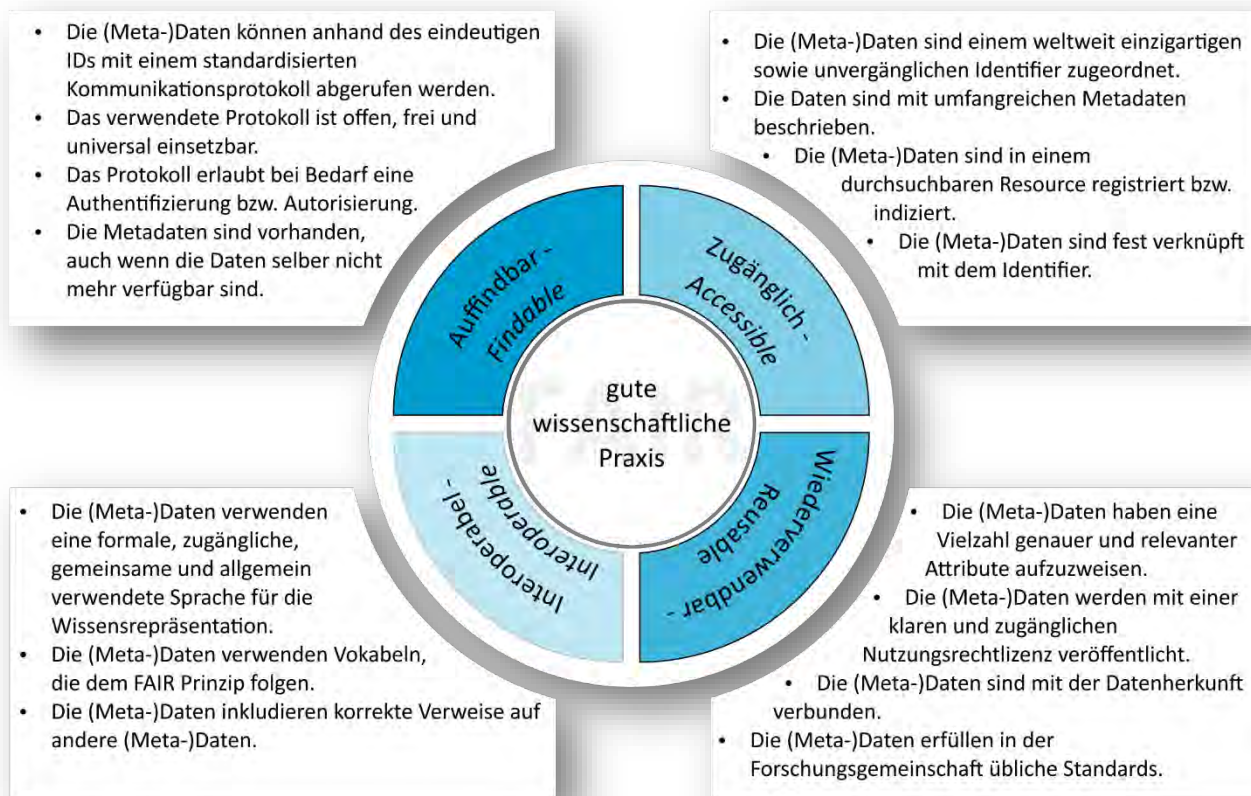


Abb. 4: Die FAIR Prinzipien – FAIR steht für Findable, Accessible, Interoperable und Reusable. Ihre Anwendung gewährleistet den disziplin- und länderübergreifenden Zugang zu Daten und ihre Nutzbarmachung.

2.3. Datenpublikation in einem Forschungsdatenrepositorium

Die GBA steht vor der Herausforderung, für die Forschungsgemeinschaft immer mehr interessante und wertvolle Daten zu produzieren. Aktuell findet nur ein Teil der gesammelten Daten den Weg in die Öffentlichkeit. Der Großteil davon wird interpretiert oder zusammengefasst im Rahmen einer Textpublikation oder in Form von Visualisierungen. Eine beachtliche Menge an strukturierten Daten findet im besten Fall Sicherung auf einem Server der GBA oder in einer

installierten Datenbank. Permanent wird die Datenablage mit der Problematik begleitet, dass diese unbeabsichtigt verändert, gelöscht oder einfach aus dem Blickwinkel gerät, sobald die dafür verantwortlichen Personen nicht mehr involviert sind oder den Fokus auf andere Fachthemen legen. Das Risiko, dass wertvolle Daten in Vergessenheit geraten und dadurch mehrfach generiert werden, ist beachtlich hoch.

Seit einigen Jahren gewinnen frei zugängliche fundierte Daten für die wissenschaftliche Gemeinschaft immer mehr an Bedeutung. Durch eine Datenpublikation wird die maximale Wertschöpfung an Daten erreicht, sofern die Daten durch die nachhaltige Archivierung und das Klären der Nutzungsrechte zugänglich, zitierbar, nachvollziehbar sowie verwertbar gemacht werden.

Ein Forschungsdatenrepositorium ist ein technisches, aber auch ein organisatorisches System, das diesen Anforderungen gerecht werden kann. Es ermöglicht eine technisch stabile sowie eine organisatorisch nachhaltige und vertrauenswürdige Verwaltung von Daten. Dabei werden die in Dateien strukturierten Datensätze mit einer interoperablen sowie persistenten ID versehen und zusammen mit den dazugehörigen Metadaten abgelegt. Über eine technische Schnittstelle können die so archivierten Datensätze abgerufen und weiterverwendet werden (HEERY & ANDERSON, 2005). Im Gegensatz zu einer klassischen Archivierung können die Daten nachhaltig und sicher abgespeichert werden (Abb. 5).



Eigenschaften	lokaler Speicherort	Datenrepositorium
frei zugänglich	<input type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>
durchsuchbar	<input type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>
modifizierbar	<input checked="" type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
löschar	<input checked="" type="checkbox"/>	<input type="checkbox"/>
sicher	<input type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>
langzeit-archivierbar	<input type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>
wiederverwertbar	<input type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>
nachhaltig	<input type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>
eindeutige Datenrichtlinie	<input type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>
standardisierte Metadaten	<input type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>
beständige interoperable ID	<input type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>
zitierbar	<input type="checkbox"/>	<input checked="" type="checkbox"/>

Abb. 5: Gegenüberstellung der Stärken und Schwächen eines Datenrepositoriums und eines lokalen Speicherortes (Desktop PC oder lokaler Server). Im Datenrepositorium können die archivierten Datensätze weder gelöscht, noch in irgendeiner Form verändert werden. Dadurch wird eine langfristige sowie nachhaltige Archivierung ermöglicht.

Im Kontext von Repositorien für Forschungsdaten arbeitet man oft mit dem Begriff der „digitalen Objekte“ als kleinste Einheit einer Datenpublikation. Digitale Objekte

(Abb. 6) sind digitale Daten, die als intellektuelle Einheiten aus (einer oder mehreren) Dateien, zugehörigen Metadaten sowie einem Netzwerk aus anderen Objekten bzw. referenzierbaren Informationen bestehen können (ASCHENBRENNER & NEUROTH, 2011).

Auch die Forschungsförderer auf nationaler Ebene (Österreichische Forschungsförderungsgesellschaft, FFG; Der Wissenschaftsfonds, FWF; Österreichische Akademie der Wissenschaften, ÖAW) sowie auf internationaler Ebene (z.B. EU-Projekt HORIZON 2020) haben den Wert von freizugänglichen Daten mittlerweile erkannt und unterstützen diese Entwicklung. Dabei fordern sie die Wissenschaftsgemeinde auf, relevante Daten in einem fachspezifischen Forschungsdatenrepositorium zu publizieren. Für geowissenschaftliche Datenpublikationen steht aktuell die Datenpublikationsplattform PANGAEA (www.pangaea.de) zur Verfügung, welche vom Alfred-Wegener-Institut in Bremerhaven bzw. vom Zentrum für Marine Umweltwissenschaften (MARUM) in Bremen etabliert wurde. In Österreich gibt es nach wie vor kein adäquates Forschungsdatenrepositorium für geowissenschaftliche Daten. Das soll sich jedoch bald ändern. Seit eineinhalb Jahren wird an der GBA intensiv am Aufbau eines eigenen Forschungsdatenrepositoriums gearbeitet. Das hat nicht nur den Vorteil, dass wir Forschungsdaten erfolgreich publizieren und nachhaltig archivieren können, sondern auch, dass die Daten aktiv an einem Data Lifecycle teilnehmen.

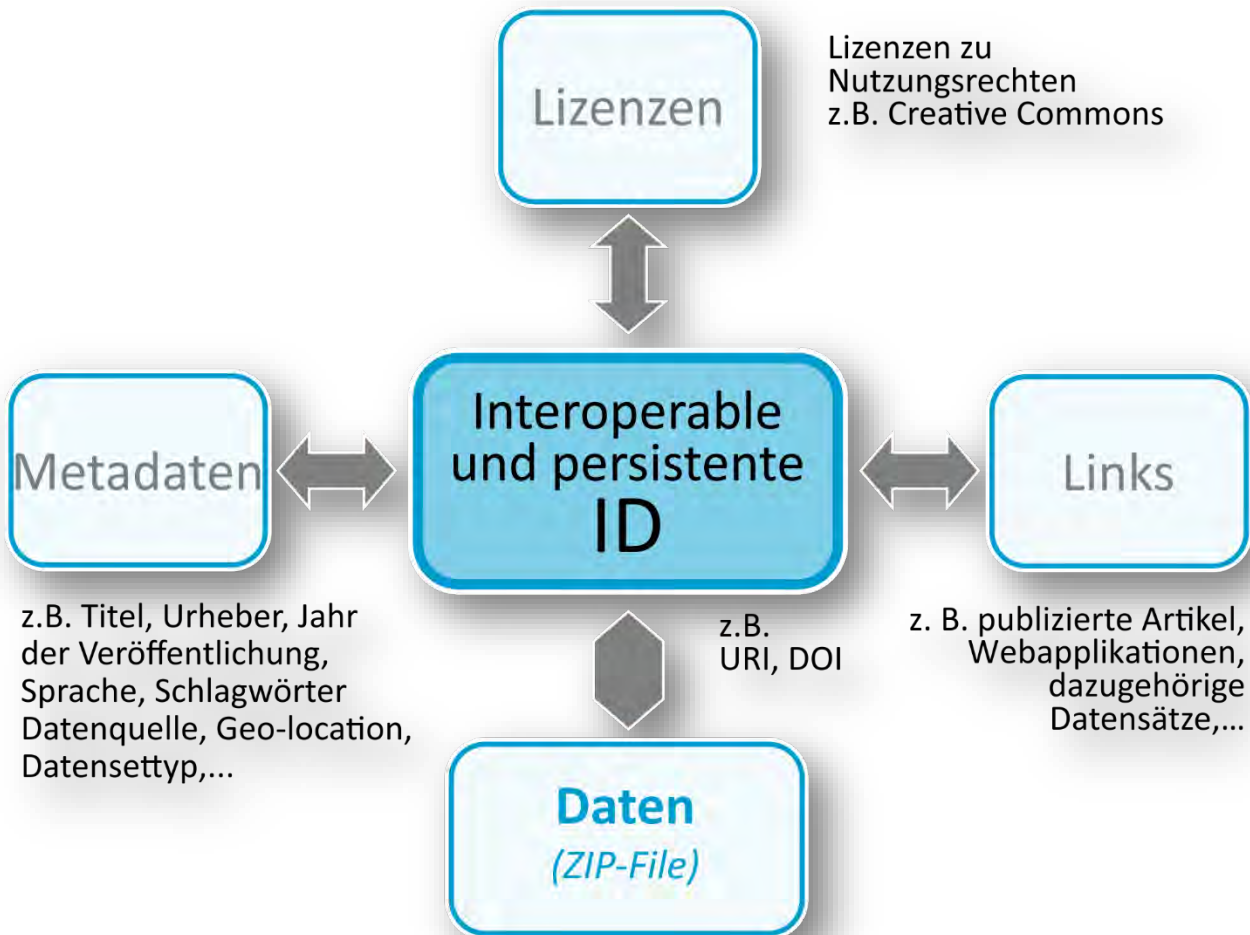


Abb. 6: Digitales Objekt innerhalb eines Forschungsdatenrepositoriums. Erst durch die Verbindung der publizierten Daten mit einer persistenten ID werden die Daten eindeutig referenzierbar. Durch die Beschreibung mit Metadaten werden die Datenpublikationen such- und auffindbar. Durch die verbindliche Vergabe von Nutzungslizenzen werden die Daten verwendbar und nutzbar. Mit dem individuellen Verlinken der ID zu dazugehörigen Textpublikationen, Webapplikationen, Webservices oder anderen Datenpublikationen werden die Datenpublikationen vielfältig vernetzt. Neue wertvolle Informationen können dadurch generiert werden.

3. Zusammenfassung

Die Verwaltung von raumbezogenen Daten, das Geodatenmanagement, erfordert eine funktionierende Geodateninfrastruktur. Im Team mit den geowissenschaftlichen Fachexperten und Fachexpertinnen verfolgt die Geoinformation an der Geologischen Bundesanstalt das Ziel, ihre Geodaten und die damit verbundenen Informationen allen Nutzerinnen und Nutzern zur Verfügung zu stellen. Neben den technischen Voraussetzungen bilden Normen und Standards sowie gesetzliche Vorgaben, wie z.B. die Umsetzung der EU-Richtlinie INSPIRE in Form des Österreichischen Geodaten Informationsgesetzes, einen wesentlichen zu berücksichtigenden Bestandteil des Geodatenmanagements. Der Großteil dieser Regeln, Standards und Normen zielt darauf ab, die Geodaten unterschiedlichster Anbieter sicherzustellen und sie herstellerunabhängig in beliebigen Anwendungen nutzen zu können. Als öffentliche Geodaten haltende Stelle sehen wir es als unsere Aufgabe an, unsere Geodaten diesem Stand entsprechend angemessen zu verarbeiten.

In diesem Zusammenhang bedeutet „FAIR“ somit nicht nur, dass Daten „Findable – Accessible – Interoperable – Reusable“ sein sollen. Fair bedeutet hier auch, den Regeln des Zusammenlebens entsprechend, anständig und gerecht im Verhalten gegenüber anderen Geodaten bereitzustellen, die auf die Verwendung dieser Daten angewiesen sind bzw. diese nutzen möchten.

Literatur

- ASCHENBRENNER, A. & NEUROTH, H. (2011): Forschungsdaten-Repositorien. – In: BÜTTNER, S., HOBOM, H.C. & MÜLLER, L. (Eds.): Handbuch Forschungsdatenmanagement, 101–114, Bad Honnef (Bock + Herchen Verlag).
- HAZTOWICHP (2015): Digital Asset Management enable enterprises to manage files throughout every stage of the digital asset lifecycle. Source: Own Work. – <https://commons.wikimedia.org/wiki/File:Digital-asset-lifecycle.png> [Zugriff am 29.03.2019].
- HEERY, R. & ANDERSON, S. (2005). Digital repositories review. Joint Information Systems Committee. – Online: <https://purehost.bath.ac.uk/ws/portalfiles/portal/498122/digital-repositories-review-2005.pdf> [Zugriff am 02.04.2019].
- HÖRFARTER, C. & SCHIEGL, M. (2016): Thesaurus and DataViewer application tool – knowledge representation to define concepts and visualize geoscientific data. – Conference Paper 2016, 35th International Geological Congress, Cape Town.
- LIEBHART, D. (2005): Operatives Data Lifecycle Management. – Management Services Fachbericht, Trivadis AG, 8 S.
- OPEN GEOSPATIAL CONSORTIUM (Eds: GeoSciML Modeling Team) (2016): OGC Geoscience Markup Language 4.1 (GeoSciML). URL: <http://docs.opengeospatial.org/is/16-008/16-008.html> [Zugriff am 02.04.2019].
- OPEN GEOSPATIAL CONSORTIUM (Ed: PORTELE, C.) (2012): OGC Geography Markup Language (GML) – extended schemas and encoding rules. – In: OPEN GEOSPATIAL CONSORTIUM INC., 91 S., URL: <https://www.opengeospatial.org/standards/gml> [Zugriff am 02.04.2019].

Rechtsmaterialien

- BGBI. I Nr. 14/2010 (2010): Bundesgesetz über eine umweltrelevante Geodateninfrastruktur des Bundes (Geodateninfrastrukturgesetz – GeoDIG). – European Legislation Identifier (ELI): <https://www.ris.bka.gv.at/eli/bgbl/I/2010/14/20100301> [Zugriff am 29.06.2017].
- EUROPEAN COMMISSION – DIRECTORATE GENERAL FOR RESEARCH AND INNOVATION (2018a): Turning FAIR into reality. – Final Report and Action Plan from the European Commission Expert Group on FAIR Data, 78 S., Brussels. <http://dx.doi.org/10.2777/1524>
- EUROPEAN COMMISSION – DIRECTORATE GENERAL FOR RESEARCH AND INNOVATION (2018b): Cost-Benefit analysis for FAIR research data – Policy recommendations. – 34 S., Brussels. <http://dx.doi.org/10.2777/706548>
- EUROPEAN PARLIAMENT (2007): Directive 2007/2/EC of the European Parliament and of the Council of 14 March 2007 establishing an Infrastructure for Spatial Information in the European Community (INSPIRE). – <http://inspire.ec.europa.eu/documents/directive-20072ec-european-parliament-and-council-14-march-2007-establishing> [Zugriff am 02.04.2019].

Die Störungsdatenbank der Geologischen Bundesanstalt im europäischen und lokalen Kontext

ESTHER HINTERSBERGER*, CHRISTOPH IGLSEDER*, GERIT E.U. GRIESMEIER*,
BENJAMIN HUET* & RALF SCHUSTER*

* Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien. esther.hintersberger@geologie.ac.at;
christoph.iglseder@geologie.ac.at; gerit.griesmeier@geologie.ac.at; benjamin.huet@geologie.ac.at;
ralf.schuster@geologie.ac.at

In den letzten Jahrzehnten wurden geologische Daten und Informationen immer umfangreicher und vielschichtiger. Um diese Daten zu sammeln und digital verfügbar zu machen, wurden und werden gerade an der Geologischen Bundesanstalt (GBA) verschiedene Datensätze entwickelt. Einer davon ist die Störungsdatenbank der GBA, die Informationen über verschiedene Deformationsereignisse an einzelnen Störungen bzw. Störungssystemen beinhaltet (HINTERSBERGER et al., 2017). Neben kinematischen und zeitlichen Eigenschaften sowie metamorphen Bedingungen mit entsprechenden publizierten Referenzen verfügt die Störungsdatenbank auch über die Möglichkeit, die Qualität der eingetragenen Daten abzuschätzen. Die so charakterisierten Störungsinformationen können dann mit Hilfe einer Identifikationsnummer (TEKL_NMB) mit entsprechenden Störungsgeometrien in verschiedenen Datensets oder 3D-Modellen verknüpft werden. Im Folgenden soll die Bedeutung und Verwendung dieser nationalen Störungsdatenbank sowohl im europäischen, wie auch im lokalen Kontext dargestellt werden.

Diese informationsbasierte Datenbank unterscheidet sich von anderen Störungsdatenbanken, welche auf die möglichst genaue Abbildung der Störungsgeometrie, meist in 3D, abzielen und entsprechende Informationen dazu beinhalten. Ein Beispiel dafür ist die Störungsdatenbank der Niederlande, wo Störungen hauptsächlich im Untergrund mit geophysikalischen Methoden erkundet und in 3D-Modellen dargestellt werden. Im Rahmen des EU-Projektes GeoERA – HIKE wird momentan die Struktur einer gemeinsamen europäischen Störungsdatenbank entwickelt. Dabei dienen die niederländische und österreichische Störungsdatenbank als Testobjekte für die Integration der beiden unterschiedlichen Ansätze in eine gemeinsame übergeordnete Datenstruktur, die der Vielseitigkeit der europäischen Geologie Rechnung tragen soll.

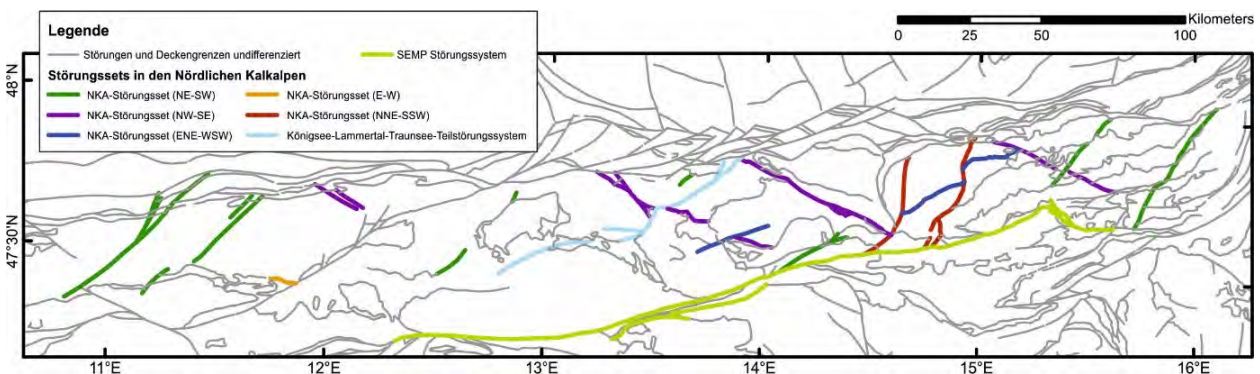


Abb. 1: Unterteilung der Störungen in den Nördlichen Kalkalpen (NKA) in Störungssets im Störungsdatensatz 1:1.000.000. Das Salzach-Ennstal-Mariazell-Puchberg (SEMP)-Störungssystem ist als Beispiel für ein Störungssystem dargestellt.

Die Störungsdatenbank der GBA wurde anfänglich für den Maßstab 1:1.000.000 entwickelt. Sie ist über den WMS (WebMapService) der multi-thematischen geologischen Karte der GBA einsehbar. Störungen und Scherzonen wurden auf diesem Maßstab in Störungssysteme bzw. in Störungssets zusammengefasst. Als Störungssset wird eine Anordnung von parallel verlaufenden Störungen bezeichnet, welche kinematisch und zeitlich in Verbindung stehen, wobei aber die Abstände zwischen den einzelnen Störungen den beobachteten Versatz entlang der Störungen übertreffen. Störungssets wurden vor allem im Bereich der Nördlichen Kalkalpen definiert (Abb. 1).

Dabei spielte neben einer geometrischen Anordnung auch ein ähnliches Verhalten während mindestens eines Deformationsereignisses eine wichtige Rolle. Die zeitliche Einordnung der Deformationsereignisse an den einzelnen Störungen, Störungssystemen und Störungssets ist oft nur schwer möglich. Daher wurde die geologische Entwicklung der Ostalpen in sogenannte Goevents unterteilt (HINTERSBERGER et al., 2017, basierend auf SCHUSTER & STÜWE, 2010; SCHUSTER et al., 2014; SCHUSTER, 2015), um eine leichtere Sortierung zu ermöglichen. Zum Beispiel ist hiermit die Abfolge der Deformation an den Störungssets der Nördlichen Kalkalpen (wie bei LINZER et al., 2002 beschrieben) gut darstellbar und auch abrufbar.

Basierend auf der gedruckten geologischen Karte von Niederösterreich im Maßstab 1:200.000 (SCHNABEL et al., 2002) bzw. deren digitaler Form, wurde in den letzten zwei Jahren der vorhandene Datensatz im Rahmen eines vom Amt der Niederösterreichischen Landesregierung finanzierten Projektes überarbeitet, mit störungsrelevanten Attributen ergänzt und an den aktuellen Wissensstand angepasst. In der Störungsdatenbank wurden dabei Informationen zu regionalen bzw. lokalen Störungen und Scherzonen (soweit vorhanden) eingearbeitet und ergänzt.

In einem weiteren Schritt wurden die bis dahin ausgeklammerten Deckengrenzen zwischen tektonischen Einheiten unterschiedlichen Rangs (Tektonische Groß- oder Untereinheit, Deckensystem, Decke) in die Datenbank integriert. Hierbei entwickelten wir eine Hierarchie parallel zu den tektonischen Einheiten (Abb. 2). Das Bezugselement in der Hierarchie der Deckengrenzen sind einzelne Segmente von Deckengrenzen.

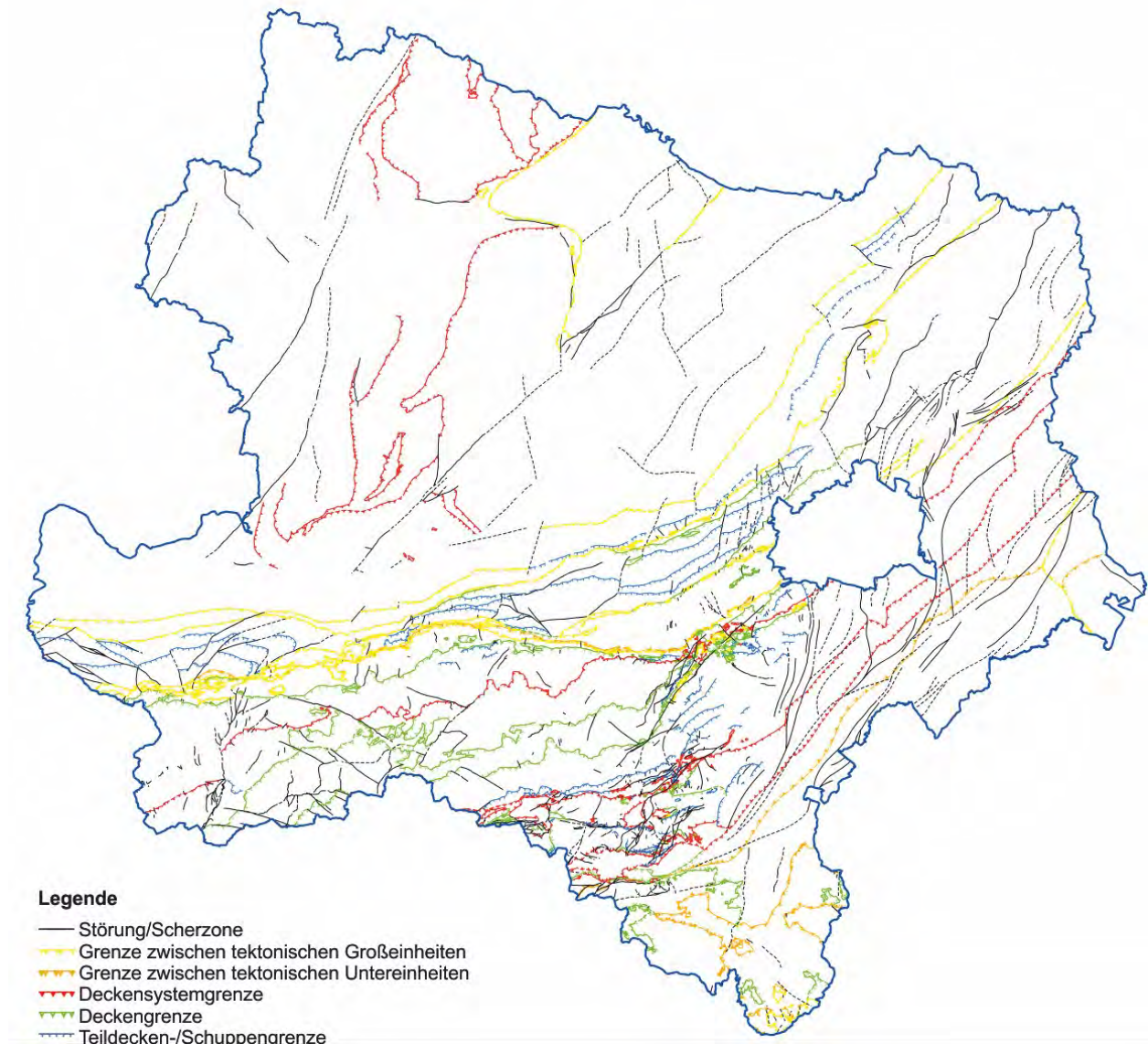


Abb. 2: Sortierung der Deckengrenzen in Niederösterreich nach ihrer höchsten Hierarchiestufe.

Da Decken häufig über mehr als eine liegende Decke überschoben wurden, wird in diesem Fall die Deckengrenze in mehrere Segmente untergliedert und, vergleichbar mit Störungen und Scherzonen, mit einer eigenen TEKL_NMB versehen. Dadurch wird ein Segment jeweils durch eine hangende und liegende Decke definiert, z.B. das „Segment der Deckengrenze zwischen Laab- und Lunz-Decke“ (Tab. 1). Dabei wird als erstes die liegende und als zweites die hangende Decke genannt. Mehrere Segmente bilden zusammen die Basis einer Decke, z.B. die „Basis der Lunz-Decke“. Teile dieser Deckenbasis können wiederum als Grenze zwischen höheren tektonischen Einheiten gelten (Tab. 1). In einer weiteren über die TEKL_NMB verknüpften Tabelle werden neben der zeitlichen Einordnung und den kinematischen Charakteristika der Bewegung an den einzelnen Segmenten auch der jeweils maximal erreichte Metamorphosegrad erfasst (Tab. 2). Somit steht zum ersten Mal ein geschlossenes, tektonisches und geodynamisches Bild für ein Landesgebiet in Österreich im Maßstab 1:200.000 zur Verfügung. Trotz anfänglicher Entwicklung der Störungs- und Deckengrenzen-Datenbank für bestimmte Maßstäbe, ist ihre Anwendbarkeit jedoch im Prinzip nicht maßstabsgebunden. So kann die in der Datenbank gespeicherte Information zu einzelnen Störungen bzw. Deckengrenzen auch durch einfache Abfragen erreicht werden. Andererseits können auch Deckengrenzen und Störungen auf Spezialkarten in lokalen Maßstäben mittels der TEKL_NMB mit den Informationen in der Störungsdatenbank verknüpft werden, wie anhand der Geologischen Karte der Gurktaler Alpen 1:200.000 (IGLSEDER, 2019) gezeigt werden soll.

Literatur

- HINTERSBERGER, E., IGLSEDER, C., SCHUSTER, R. & HUET, B. (2017): The new database “Tectonic Boundaries” at the Geological Survey of Austria. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **157**, 195–207, Wien.
- IGLSEDER, C. (2019): Geologische und Tektonische Karte der Gurktaler Alpen 1:250.000. – In: GRIESMEIER, G.E.U. & IGLSEDER, C. (Eds.): Arbeitstagung 2019 der Geologischen Bundesanstalt. – Geologie des Kartenblattes GK25 Radenthein-Ost (Murau), 48-54, Geologische Bundesanstalt, Wien.
- LINZER, H.-G., DECKER, K., PERESSON, H., DELL'MOUR, R. & FRISCH, W. (2002): Balancing lateral orogenic float of the Eastern Alps. – *Tectonophysics*, **354/3–4**, 211–237, Amsterdam.
- SCHNABEL, W. (Koord.), FUCHS, G., MATURA, A., ROETZEL, R., SCHARBERT, S., KRENMAYR, H.-G., EGGER, J., BRYDA, G., MANDL, G., NOWOTNY, A. & WESSELY, G. (2002): Geologische Karte von Niederösterreich 1:200.000. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- SCHUSTER, R. (2015): Zur Geologie der Ostalpen. – *Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **64**, 143–165, Wien.
- SCHUSTER, R. & STÜWE, K. (2010): Die Geologie der Alpen im Zeitraffer. – *Mitteilungen des Naturwissenschaftlichen Vereins für Steiermark*, **140**, 5–21, Graz.
- SCHUSTER, R., DAURER, A., KRENMAYR, H.G., LINNER, M., MANDL, G.W., PESTAL, G. & REITNER, J.M. (2014): Rocky Austria: The Geology of Austria – brief and colourful. – 80 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

TEKL_NMB	Klassifikationseinheit	Anwendungshinweis	Beispiel
55000-59999	Segmente zwischen Decken	= Basiseinheit, die entsprechend der hier angegebenen Hierarchie weiter zusammengefasst werden kann. Für den Fall, dass eine Decke auf mehrere Decken überschoben wurde, wird die Deckengrenze in Segmente unterteilt, sodass ein Deckengrenzensegment stets durch eine tektonische Einheit im Hangenden und im Liegenden definiert ist.	Das Segment der Deckengrenze zwischen Laab- und Lunz-Decke (55083)
51000-51999	Basis einer Decke, bestehend aus mehreren Segmenten	Entsteht aus der Kombination eines oder mehrerer Deckengrenzensegmente an der Basis einer Decke.	= Teil der Basis der Lunz-Decke (51015)
50500-50999	Grenze zwischen Deckensystemen	Falls die Basis einer Decke (bzw. ein Segment) gleichzeitig auch die Grenze zwischen zwei Deckensystemen darstellt, so wird dieses entsprechend gekennzeichnet.	= Teil der Grenze zwischen dem Rhenodanubischen und dem Tirolisch-Norischen Deckensystem (50526)
50100-50499	Grenze zwischen tektonischen Untereinheiten	Falls ein Segment gleichzeitig auch die Grenze zwischen zwei tektonischen Untereinheiten darstellt, so wird dieses entsprechend gekennzeichnet.	= Teil der Grenze zwischen den Unteren Penninischen Decken und dem Oberostalpin (50102)
50010-50099	Grenze zwischen tektonischen Großeinheiten	Falls ein Segment gleichzeitig auch die Grenze zwischen zwei tektonischen Großeinheiten darstellt, so wird dieses entsprechend gekennzeichnet.	= Teil der Grenze zwischen dem Penninikum und dem Ostalpin (50011)
50000	Alpine Überschiebungsfrent / Basis des Alpidischen Orogens	Falls eine Grenze zwischen tektonischen Großeinheiten gleichzeitig auch Teil der Alpenen Überschiebungsfrent ist, so wird dieses entsprechend gekennzeichnet.	Diese Grenze zwischen der Eurasischen Platte und dem Alpenen Orogen verläuft häufig an der Basis der Allochthonen Molasse.

Tab. 1: Hierarchie der Deckengrenzen mit entsprechendem Bereich der TEKL_NMB, bevorzugter Bezeichnung, Anwendungshinweis sowie einem Beispiel.

Attribut	Beschreibung	Auswahl
TEKL_NMB	Eindeutige ID für jedes Segment (> 55000)	Siehe AUS_Deckengrenzen (Liste der Deckengrenzen in Österreich und deren Hierarchie)
Hangendes	Tektonische Einheit im Hangenden des Segmentes (gleiche Hierarchiestufe wie Liegendes, im Idealfall Decke)	Liste tektonischer Einheiten (z.B. gba_HIER_V_TEKT_GESAMT)
Liegendes	Tektonische Einheit im Liegenden des Segmentes (gleiche Hierarchiestufe wie Hangendes, im Idealfall Decke)	Liste tektonischer Einheiten (z.B. gba_HIER_V_TEKT_GESAMT)
EV_GEOEV_NMB	Grobe zeitliche Einordnung der Deformation entlang des Segmentes zu einem Geoevent	EV1-EV13a (Liste der Geoevents, siehe HINTERSBERGER et al., 2017)
EV_U_AGE_STR	Oberes stratigraphisches Alter	Stratigraphische Tabelle von Österreich
EV_L_AGE_STR	Unteres stratigraphisches Alter	Stratigraphische Tabelle von Österreich
Meta_Cond	Metamorphe Bedingungen während der Deformation	Diagenese (DIA), unterhalb der Grünschieferfazies (SGS), untere Grünschieferfazies (LGS), obere Grünschieferfazies (UGS), Hochdruck-Grünschieferfazies (HPGS), Übergang Grünschiefer-/Amphibolitfazies (GAT), Amphibolitfazies (AM), Blauschieferfazies (BS), obere Blauschieferfazies (UBS), Übergang Blauschiefer/Eklogitfazies (BET), Eklogitfazies (ECL), Ultrahochdruck (UHP), Granulitfazies (GRA)
OR_CHAR	Charakter der Orientierung, entweder aufrecht oder überkippt bzw. in- oder out-of-sequence	in-sequence/aufrecht; in-sequence/überkippt; out-of-sequence/aufrecht; out-of-sequence/überkippt
OR_DIP	Generelles Einfallen der Deckengrenze	Vertical (90°–85°), steep (85°–60°), modest (60°–30°), low-angle (30°–5°), horizontal (5°–0°)
OR_DIPDIR	Generelle Einfallrichtung der Deckengrenze	N, NNE, NE, ENE, E, ESE, SE, SSE, S, SSW, SW, WSW, W, WNW, NW, NNW.
KIN_DIREC	Generelle Bewegungsrichtung des hangenden Blockes	Top-to-N, NNE, NE, ENE, E, ESE, SE, SSE, S, SSW, SW, WSW, W, WNW, NW, NNW
KIN_SENSE	Relativer Bewegungssinn	aufschiebend; abschiebend; dextral seitenverschiebend; sinistral seitenverschiebend; keine Bewegungsrichtung
KIN_DISPL_MIN	Minimaler Versatz in km	Zahl
KIN_DISPL_MAX	Maximaler Versatz in km	Zahl
QUALITY	Qualität der obigen Angaben	gut belegt; teilweise belegt; wenig belegt; nicht belegt; kontroversiell
REF_KURZ	Referenzen zu obigen Angaben	Erstautor(_etal)_Jahr
COMM	Genereller Kommentar	Freier Text

Tab. 2: Liste der Attribute zur Beschreibung von Segmenten der Deckengrenzen mit entsprechenden Auswahllisten bzw. mit dem Hinweis auf mögliche Auswahllisten. Obligatorische Daten sind fettgedruckt.

IRIS Online – Interaktives Rohstoffinformationssystem für Österreich

PIOTR LIPIARSKI¹, LEOPOLD WEBER², ALBERT SCHEDL¹, HORST HEGER¹ & JOHANNES REISCHER¹

¹ Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien. piotr.lipiarski@geologie.ac.at;
albert.schedl@geologie.ac.at; horst.heger@geologie.ac.at; johannes.reischer@geologie.ac.at

² Gentzgasse 129/2/45, 1180 Wien. office@geologie-weber.at

1. Einleitung

Das im Jahr 2018 fertiggestellte Rohstoffinformationssystem „IRIS Online“ ist das Ergebnis jahrelanger Datensammlungen und zahlreicher Vorprojekte. IRIS Online stellt das umfassendste Informationssystem über die Lagerstätten und Vorkommen mineralischer Rohstoffe in Österreich dar. Es bietet neben der verorteten Lage und den Detailinformationen zu über 5.700 Rohstoffvorkommen auch rund 17.000 verknüpfte Literaturzitate und verschiedene geologische, aerogeophysikalische und geochemische Informationsebenen. Die Rohstoffvorkommen wurden in 208 metallogenetische Bezirke (Gesamtheit aller Rohstoffvorkommen in gleicher tektonischer Einheit, gleicher Nebengesteinsbindung, gleicher Form, gleichen Wertstoffinhalts und gleicher Genese) untergliedert. Alle Online-Abfragen, die in den folgenden Abbildungen dargestellt sind, wurden am 25. März 2019 abgerufen.

2. Grundlagen und Entwicklung von IRIS

Rohstoffinformationssysteme sind für die Wissenschaft und die Wirtschaft unverzichtbar. Sie sollen es ermöglichen, einen raschen Überblick über die Verteilung von Rohstoffvorkommen nach tektonischen Einheiten, Lagerstättentyp, Wertstoffinhalt und dergleichen zu bieten. Daneben können diese Rohstoffinformationen auch mit anderen Informationslayern (flächendeckende Geochemie- und Geophysikdaten) synoptisch dargestellt werden.

Die gedruckte und im Jahr 1997 veröffentlichte „Metallogenetische Karte“ war ein erster Markstein (WEBER, 1997a, b) für eine moderne Rohstoffkarte des Bundesgebietes. Erstmals wurden die Rohstoffvorkommen, aufgeschlüsselt nach Lagerstättenform, Wertstoffinhalt, Größe und Raumlage, auf einer speziell für diese Zwecke von Fritz Ebner neu konzipierten tektonischen Karte 1:500.000 dargestellt. Die Ergebnisse wurden zusätzlich in einem umfangreichen Handbuch der Lagerstätten der Erze, Industriemineralien und Energierohstoffe Österreichs zusammengefasst (WEBER et al., 1997).

In den Folgejahren wurde in konsequenter Weiterentwicklung erstmals ein digitales Interaktives Rohstoffinformationssystem (IRIS) entwickelt, welches auch detaillierte Abfragen nach Rohstoffvorkommen erlaubte. Im Gegensatz zur „statischen“ gedruckten Karte erlaubte diese CD-ROM-Version erstmals die gleichzeitige Darstellung von Geologie, Geochemie, Aerogeophysik und Rohstoffvorkommen (WEBER et al., 2001, 2002a, b). Im Jahr 2009 wurde schließlich ein adaptiertes System als Internet-Version freigeschaltet.

Grundlegende, neue Erkenntnisse über den tektonischen Aufbau der Ostalpen mit bemerkenswerten Auswirkungen auf die Rohstoffführung, insbesondere des prä-alpidischen Basements, waren Grund genug, die gesamte tektonische Datenbasis und auch die gesamte Rohstoffdatenbank gründlich zu überarbeiten. In mehrjähriger Arbeit wurden von den Mitarbeiterinnen und Mitarbeitern des Fachausschusses für Lagerstättenforschung des Bergmännischen Verbandes Österreichs (FALF) sowie der Fachabteilung Rohstoffgeologie der Geologischen Bundesanstalt (GBA) unter der fachlichen Koordination von Prof. Leopold Weber die Daten aus dem „klassischen“ IRIS und dem bundesweiten Bergbau-/Haldenkataster der GBA zusammengeführt. Daneben wurde von Ralf Schuster (GBA) eine neue tektonische Karte im Maßstab 1:1.000.000 kompiliert, welche die neuesten Erkenntnisse über den tektonischen Aufbau Österreichs beinhaltet.

3. Datenbasis und Datenintegration

Für IRIS Online wurde die Datenbankstruktur neu konzipiert. Es wurde auf Basis bestehender Strukturen versucht, das Informationssystem zu erweitern und nachhaltiger zu gestalten. Es wurden unter anderem der Minres–Thesaurus der GBA (Mineralien und Rohstofflisten), INSPIRE Meldung und die Rohstoffebene der Geologischen Karte GK25 in das Modell integriert.

Die Erweiterung der Datenbasis um die Informationen aus dem Bergbau-/Haldenkataster der GBA brachte als Ergebnis über 5.700 Rohstoffvorkommen mit umfangreichen Daten über die abgebauten Rohstoffe, Mineralogie, Tektonik, Alter und die Bergbaugeschichte. Die Vorkommen wurden unter Beiziehung unterschiedlicher Lagerstättenexperten in 208 metallogenetische Bezirke gegliedert. Als metallogenetischer Bezirk werden alle Rohstoffvorkommen zusammengefasst, die in einer klar definierbaren tektonischen Einheit und einer bestimmten stratigraphischen/faziellen Einheit zu liegen kommen, sich insbesondere aber durch gleiche Lagerstättenform und gleichen Wertstoffinhalt auszeichnen.

GIS-Ebene	Maßstab
Topografie	
Grundkarten aus ArcGIS Online	alle Maßstäbe
Geologie	
Deckensysteme 1:1.000.000 und Tektonische Linien (aus der „Multithematischen geologischen Karte von Österreich 1:1.000.000.“)	bis 1:200.000
Postobereozäne Becken und Quartär 1:500.000 (aus der „Metallogenetischen Karte 1:500.000“)	bis 1:200.000
Metamorphoseereignisse und Magmatite (aus der „Multithematischen geologischen Karte von Österreich 1:1.000.000.“)	bis 1:200.000
Geologische Karte 1:200.000 (aus „Geologische Bundesanstalt (GBA) (2018) Geologische Bundesländerkarten“)	1:200.000 – 1:50.000
Geologische Karte GK50 1:50.000 (aus „Geologische Bundesanstalt (GBA) (2018) Kartographisches Modell 1:50.000 – Geologie.“)	1:200.000 – 1:50.000
Geologische Karte Geofast 1:50.000	1:200.000 – 1:50.000
Metallogenetische Karte 1:500.000	bis 1:200.000
Lagerstätten/Reviere	
Lagerstätten/Vorkommen nach Rohstoffart	bis 1:200.000
Lagerstätten/Vorkommen mit Symbolen nach Form/Art/Bedeutung	1:200.000 – 1:50.000
Bergbau Reviere	ab 1:50.000
Geophysik (Aeromagnetik)	
Grenzen der unterschiedlichen Flughöhen	bis 1:500.000
Anomalie Magnetfeld 4.000 m polreduziert	bis 1:500.000
Anomalie Magnetfeld Isolinien	bis 1:500.000
Bachsedimentgeochemie	
Bachsedimentgeochemie – Flächendarstellungen	bis 1:200.000
Bachsedimentgeochemie Punktdarstellung (36 Elemente)	1:200.000 – 1:50.000
Bachsedimentgeochemie Faktorenanalyse – Punktdarstellung	1:200.000 – 1:50.000
Bachsedimentgeochemie Anomalien	1:200.000 – 1:50.000

Tab. 1: IRIS Online-Datenebenen und deren Sichtbarkeit in der Online-Applikation.

Von solchen Vorkommen kann angenommen werden, dass sie kogenetisch sind (WEBER et al., 2019). Diese Erkenntnisse sind auch für die unternehmensbezogene Lagerstättensuche von Interesse, zumal angenommen werden darf, dass die größte Höffigkeit wohl eher im Zentrum der Punktwolke eines kartenmäßig dargestellten metallogenetischen Bezirkes zu erwarten ist und die Wahrscheinlichkeit einer Existenz größerer Rohstoffvorkommen nach außen hin abnimmt. Außer den Ebenen der Lagerstätten und Vorkommen sowie der Bergbaureviergrenzen wurden auch weitere Informationsebenen in die Applikation integriert, die bereits als Services zur Verfügung standen (Geologie) bzw. für IRIS Online neu erstellt wurden (Bachsedimentgeochemie, Geophysik). Diese GIS-Ebenen samt Informationsquelle und Sichtbarkeit innerhalb der Applikation zeigt Tabelle 1.

4. Internet-Applikation „IRIS Online“

Die IRIS Online-Applikation ist mit Hilfe von ArcGIS Online erstellt worden. Diese von der Firma ESRI entwickelte Datenpublikationsplattform ermöglicht eine rasche Erstellung von Online GIS-Applikationen auf Basis von bereits laufenden GIS Services. Der Einstieg in die Applikation erfolgt über die Homepage der GBA (Abb. 1). Dort ist auch die Hilfe in Form einer PDF-Datei mit der Beschreibung der Grundfunktionalität der Applikation zu finden. Nach dem Start der Applikation werden sämtliche Rohstoffvorkommen, symbolisiert nach Rohstoffarten, dargestellt. Im Hintergrund wird die Geologie aus der „Multithematischen geologischen Karte von Österreich 1:1.000.000“ eingeblendet (Abb. 2).

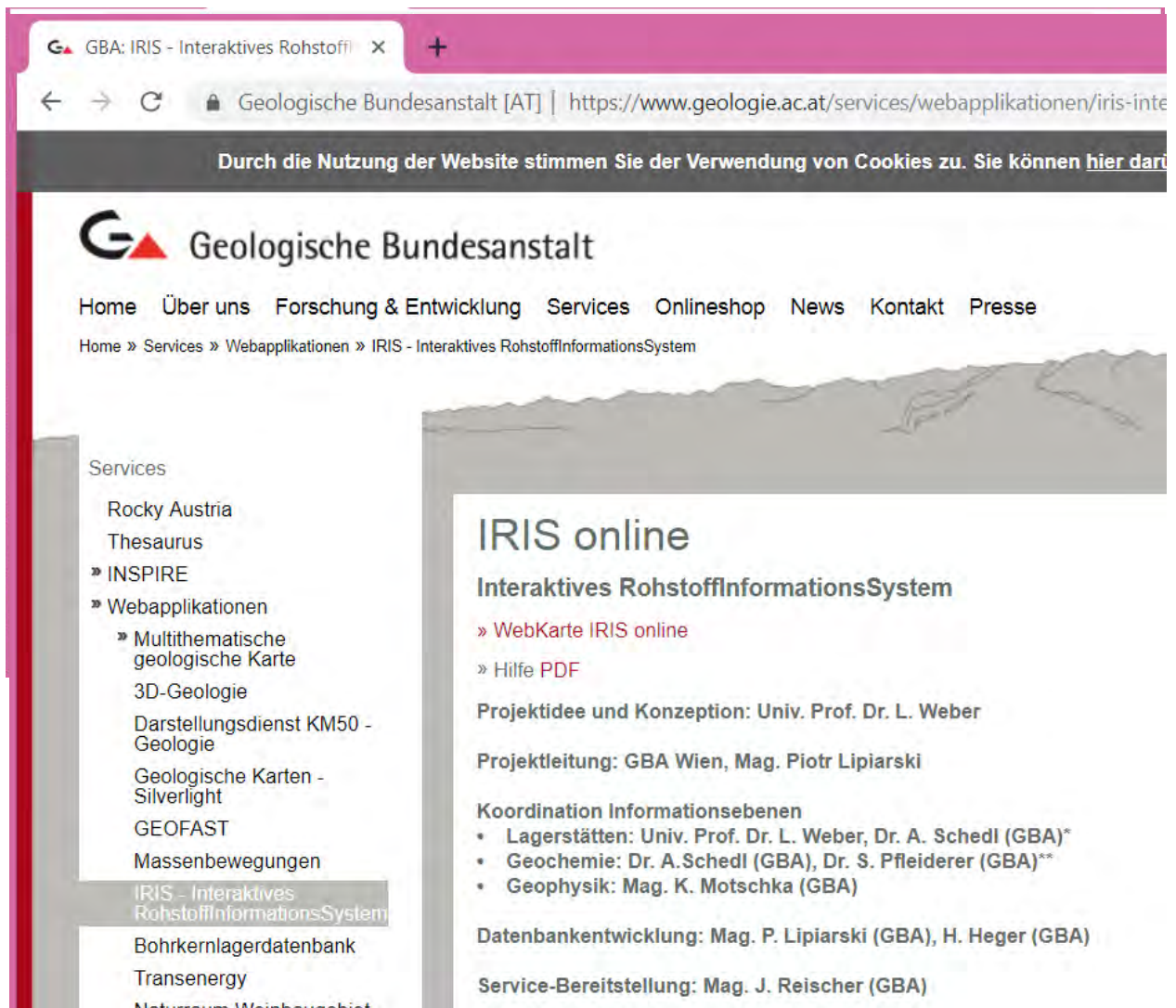


Abb. 1: Start der IRIS Online-Applikation über die GBA-Homepage (https://www.geologie.ac.at/services/webapplikationen/iris-interaktives-rohstoffinformationssystem/).

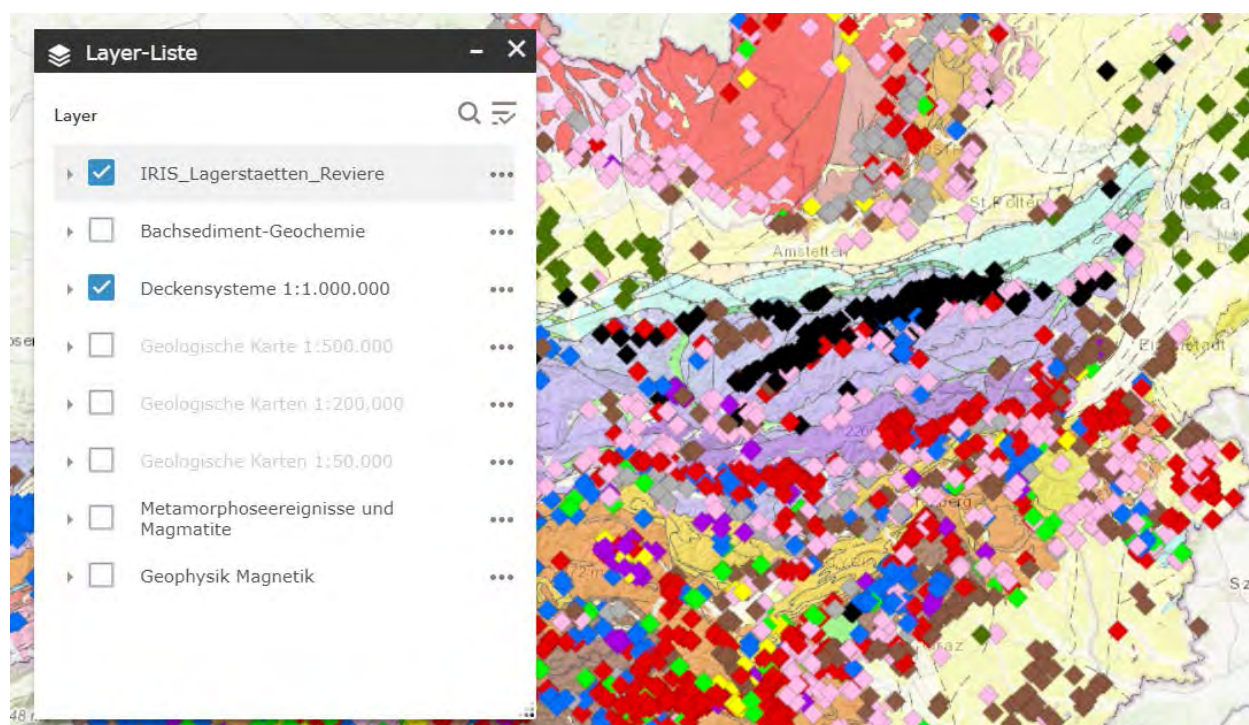


Abb. 2: Einstiegsbildschirm von IRIS Online. Rautensymbole: IRIS Lagerstätten; Geologie: „Multithematische geologischen Karte von Österreich 1:1.000.000“.

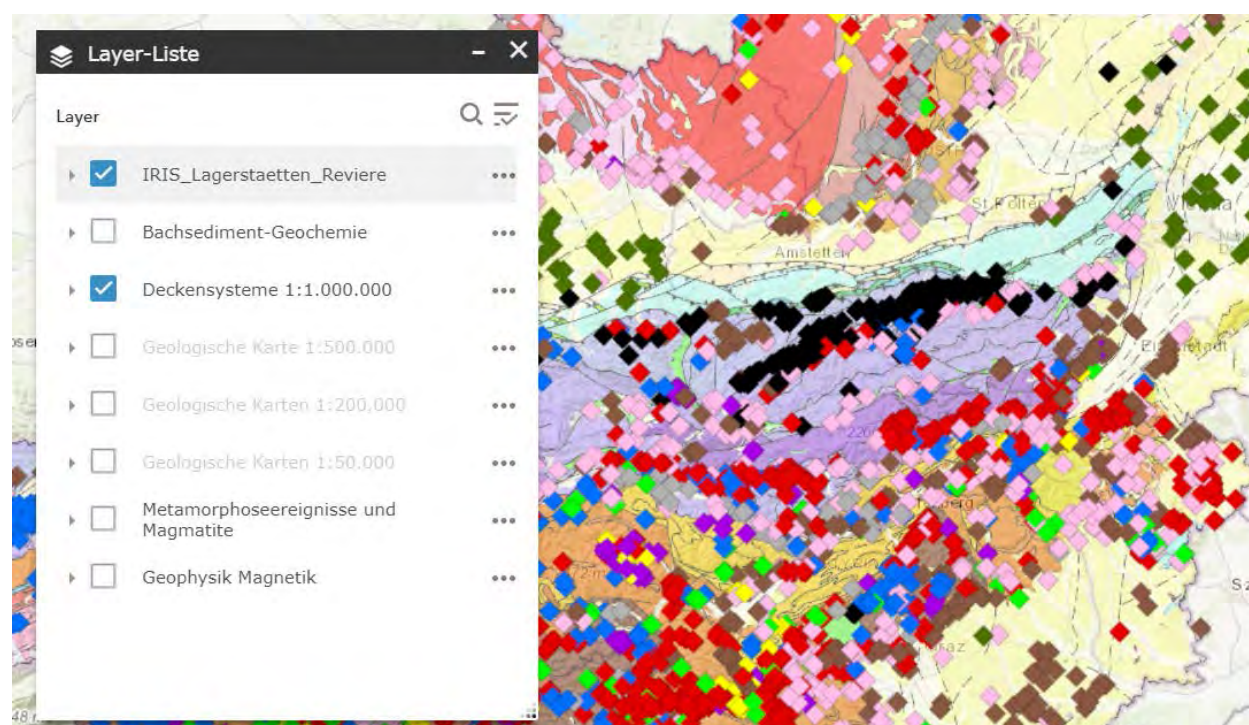


Abb. 3: Liste der Layergruppen. Die Sichtbarkeit der Layer ist maßstabgesteuert (Tab. 1).

Die einzelnen Ebenen, Legenden und Detailabfragen können über die am unteren Bildschirmrand angebrachten (aber auch verschiebbaren) Auswahlbuttons gesteuert und abgerufen werden (von links nach rechts: Legende, Layer Liste, Attributtabelle, Drucken, Grundkartengalerie, Lesezeichen, Abfrage, Messen, Info).

Die Informationsebenen wurden in einzelne Gruppen zusammengefasst (Abb. 3). Nach dem Aufklappen jeder Gruppe können die Layer ein- und ausgeschaltet werden. Um die Bedienbarkeit der Applikation zu erleichtern, wurden zusätzlich noch die Maßstabbereiche eingeführt, in denen die Ebenen sichtbar sein können (Tab. 1).

Durch Anklicken des Symbols der Lagerstätte können weitere Informationen zu den jeweiligen Rohstoffvorkommen angezeigt werden (Abb. 4). Sofern verfügbar, sind neben allgemeinen Angaben über das entsprechende Vorkommen auch Profildarstellungen oder typische Abbildungen abrufbar. Die den Rohstoffbezirken zugeordneten Lagerstätten verfügen zusätzlich über eine Linkverknüpfung mit der Bezirksbeschreibung, Literatur und Liste der weiteren Vorkommen des Bezirkes.

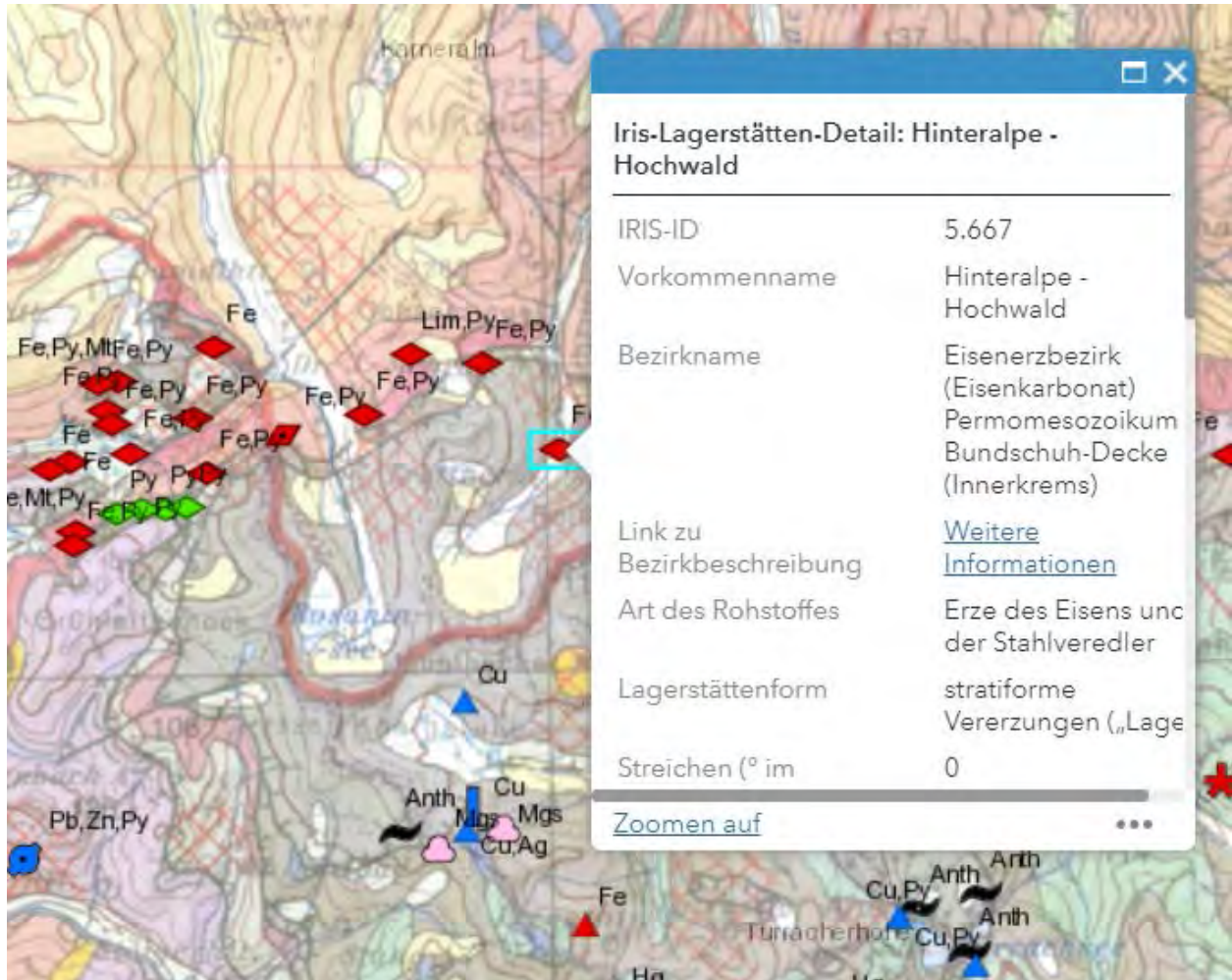


Abb. 4: Detailinformationen über ein Rohstoffvorkommen mit dem Link zu Bezirksbeschreibung.

Bis zum Maßstab 1:200.000 werden die Lagerstätten als Rauten nach Rohstoffgruppen dargestellt (Abb. 5a). Der Wertstoffinhalt wird durch die Symbolfarbe dargestellt: Rot: Erze des Eisens und der Stahlveredler; blau: Buntmetalle; grün: Nichteisenmetalle (Kiese); gelb: Edelmetalle; pink: Industriemineralien; braun: Braunkohlen; schwarz: Steinkohlen; grün: Erdöl, Erdgas; grau: Grafite.

In der Detaildarstellung ab dem Maßstab 1:200.000 werden IRIS Lagerstätten durch die Symbole nach Wertstoffinhalt, Streichrichtung und Dimension visualisiert, die dem Fachmann die Hilfe zur genetischen Ableitung des Vorkommens liefern können (Abb. 5b).

Der Symbolschlüssel umfasst sechs verschiedene Lagerstättenformen und Bohraufschlüsse als unbestimmte Lagerstättenform.

Die Streichrichtung eines bestimmten Rohstoffvorkommens (so bekannt) wird durch die Rotation des Symbols dargestellt. Bei Vorkommen, deren Streichrichtung bekannt ist, ist im Symbol ein Punkt enthalten. Wirtschaftlich bedeutende Vorkommen werden durch eine größere Symbolform hervorgehoben. Insgesamt wurden über 5.700 Rohstoffvorkommen mit den angeführten Grundinformationen attribuiert.

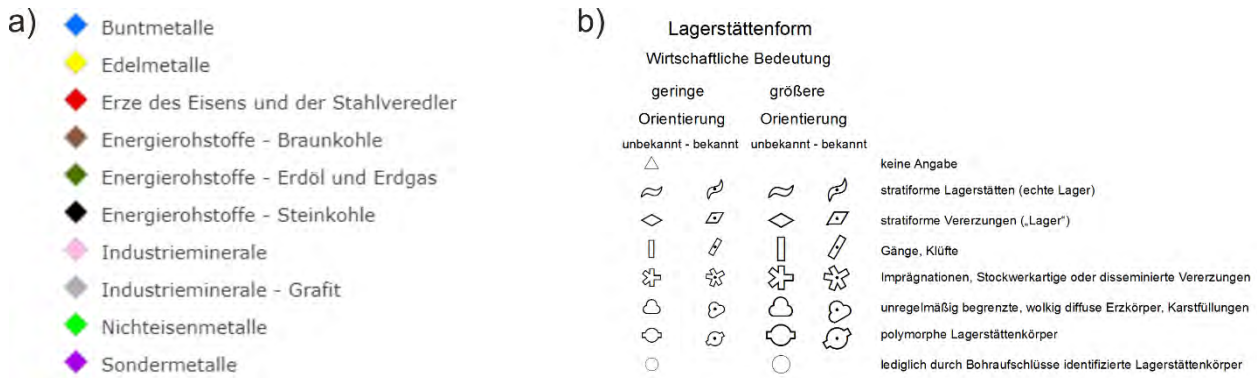


Abb. 5: Symbolisierung der IRIS Lagerstätten: a) Übersichtsmaßstab nach Rohstoffgruppen bis Maßstab 1:200.000; b) Detailmaßstab nach Lagerstättenform/Orientierung/Größe.

Seit 1978 wurde das Bundesgebiet systematisch geochemisch beprobt. Dabei wurden über 34.500 Proben entnommen und auf 35 Elemente analysiert. Die Ergebnisse sind erst kürzlich in einer zusammenfassenden Abschlussdokumentation veröffentlicht worden (PIRKL et al., 2015). IRIS Online erlaubt diese Ergebnisse der Bachsedimentgeochemie im Übersichtsmaßstab entweder flächenverrechnet (Abb. 6), oder im Detailmaßstab als klassifizierte Punktsymboldarstellung zu visualisieren. Darüber hinaus besteht die Möglichkeit einer Darstellung der Residualen („Anomalwerte“). Da die Maximalwerte von Element zu Element unterschiedlich sind, werden diese im Verteilungshistogramm dargestellt. In den frühen 1980er Jahren wurde das gesamte Bundesgebiet auch aeromagnetisch vermessen. Die Ergebnisse sind im Übersichtsmaßstab als Flächendarstellung im Detailmaßstab in Form von Isolinien darstellbar (Abb. 7; SEIBERL & GUTDEUTSCH, 1991).

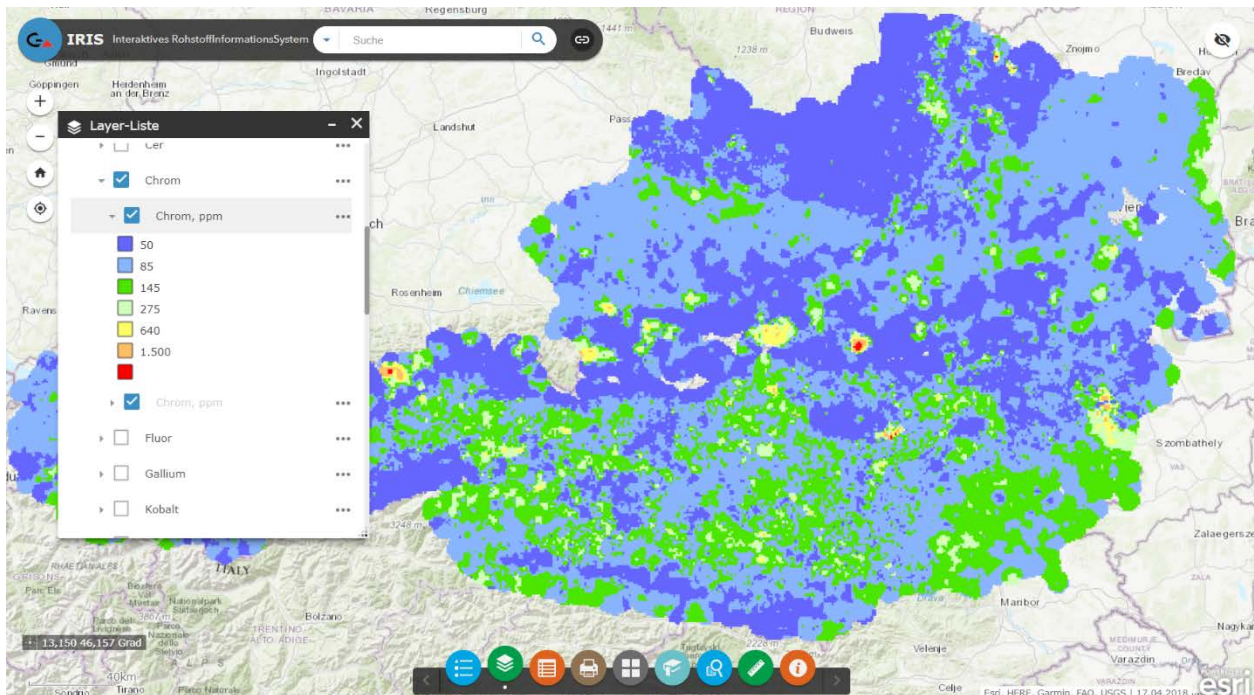


Abb. 6: Flächenverrechnete Darstellung des Elementes Chrom.

5. Abfragemöglichkeiten und Informationsaustausch

Die IRIS-Gesamtdatenbank kann nach für die Öffentlichkeit freigeschalteten Attributen durchsucht werden. Es gibt dabei mehrere Such- und Abfragemöglichkeiten.

In der Attributtabelle des Layers kann ein Filter gesetzt werden. In dem Fall werden nur die Vorkommen sichtbar, die der Bedingung entsprechen (Beispiel siehe Abbildung 8).

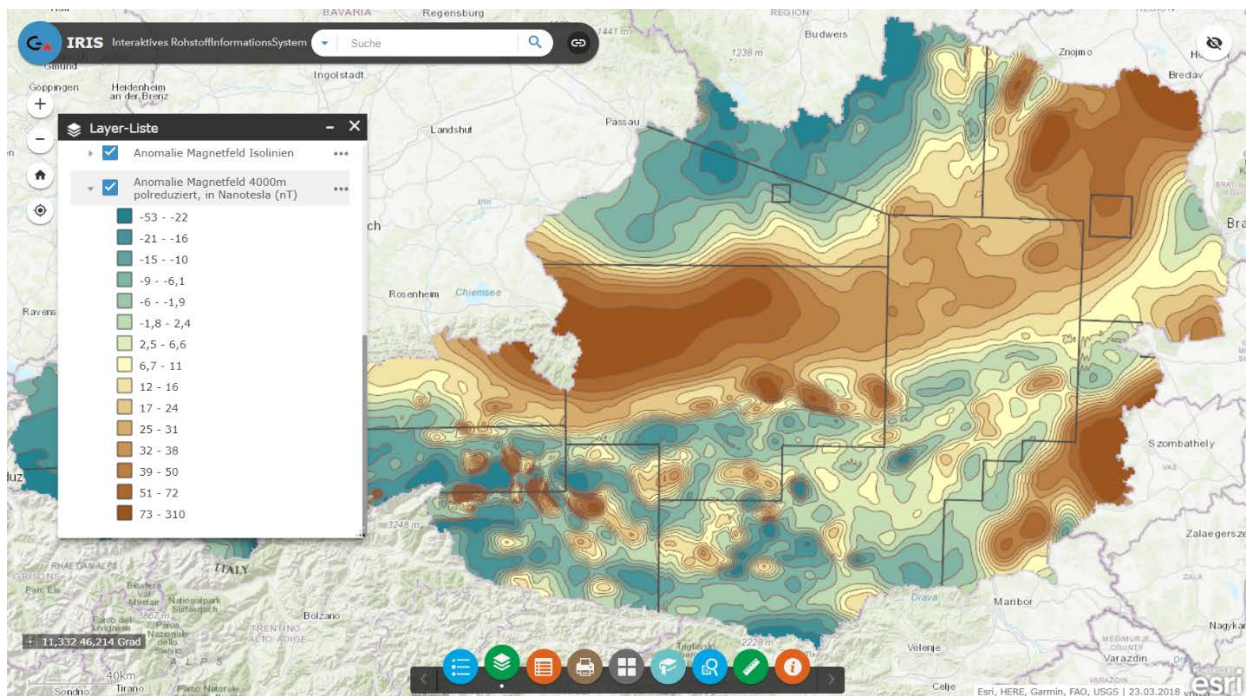


Abb. 7: Flächendarstellung der Magnetfeldanomalien.

Die weitere Möglichkeit bietet der Knopf „Abfrage“. Als Ergebnis werden die gefundenen Lagerstätten mit einem schwarzen Ring markiert (Abb. 9). Zusätzlich werden alle abgefragten Vorkommen in einem Popup-Fenster aufgelistet. Eine Abfrage könnte beispielweise folgende Ergebnisse liefern:

- alle Rohstoffvorkommen einer bestimmten Wertstoffgruppe,
- alle Vorkommen eines bestimmten Rohstoffes,
- alle Vorkommen, die ein bestimmtes Mineral beinhalten,
- alle Vorkommen eines bestimmten, aus einem Auswahlnenü wählbaren metallogenetischen Bezirkes (Abb. 8),
- alle Vorkommen, die innerhalb einer bestimmten Epoche genutzt wurden,
- alle derzeit genutzten Rohstoffvorkommen (aktive Bergbaue),
- alle Schaubergwerke (Abb. 10).

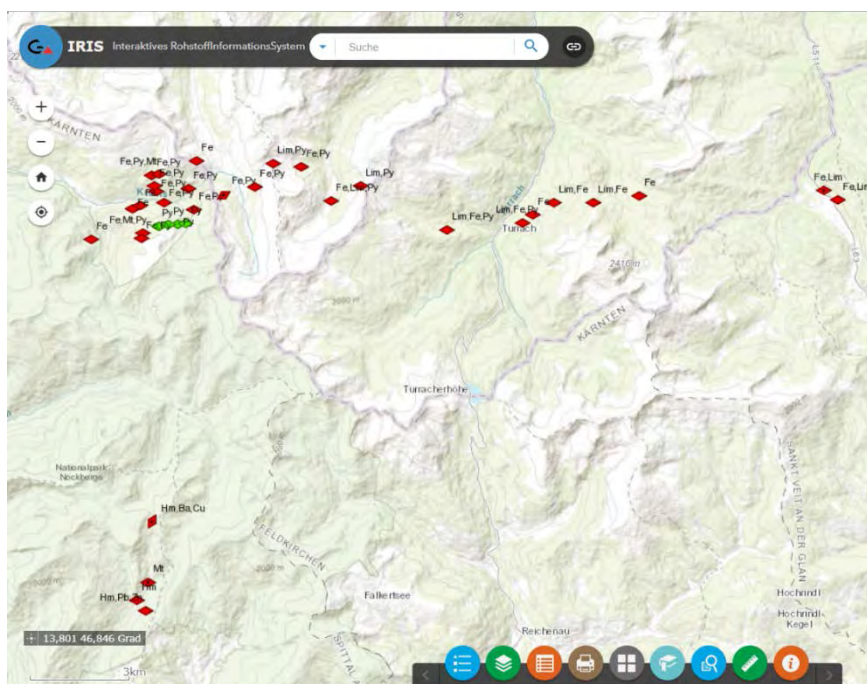


Abb. 8: Darstellung des Abfrageergebnisses für den „Eisenerzbezirk (Eisenkarbonat) Permomesozoikum Bundschuh-Decke (Innere Krems)“.

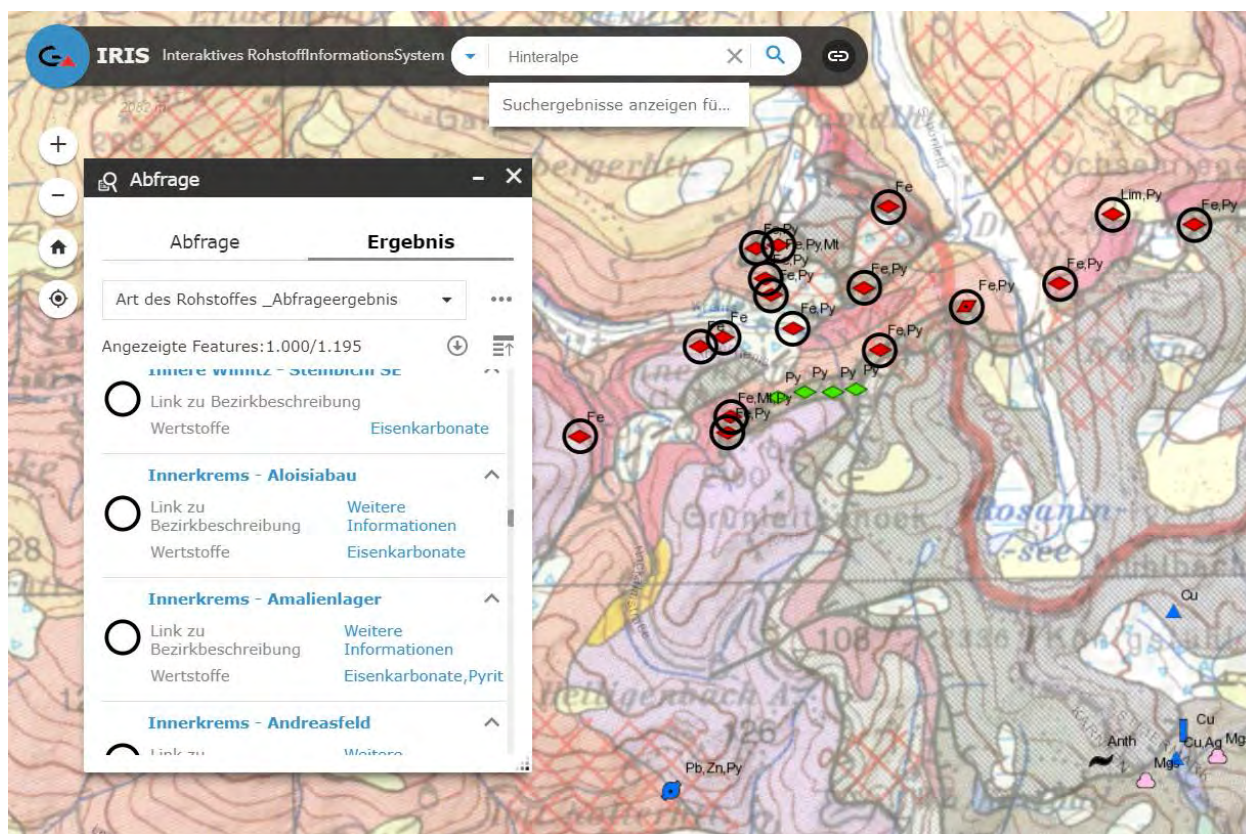


Abb. 9: Abfrageergebnis nach „Rohstoffart = Erze des Eisens und Stahlveredler“. Die Vorkommen mit dem schwarzen Ring sind das Abfrageergebnis.

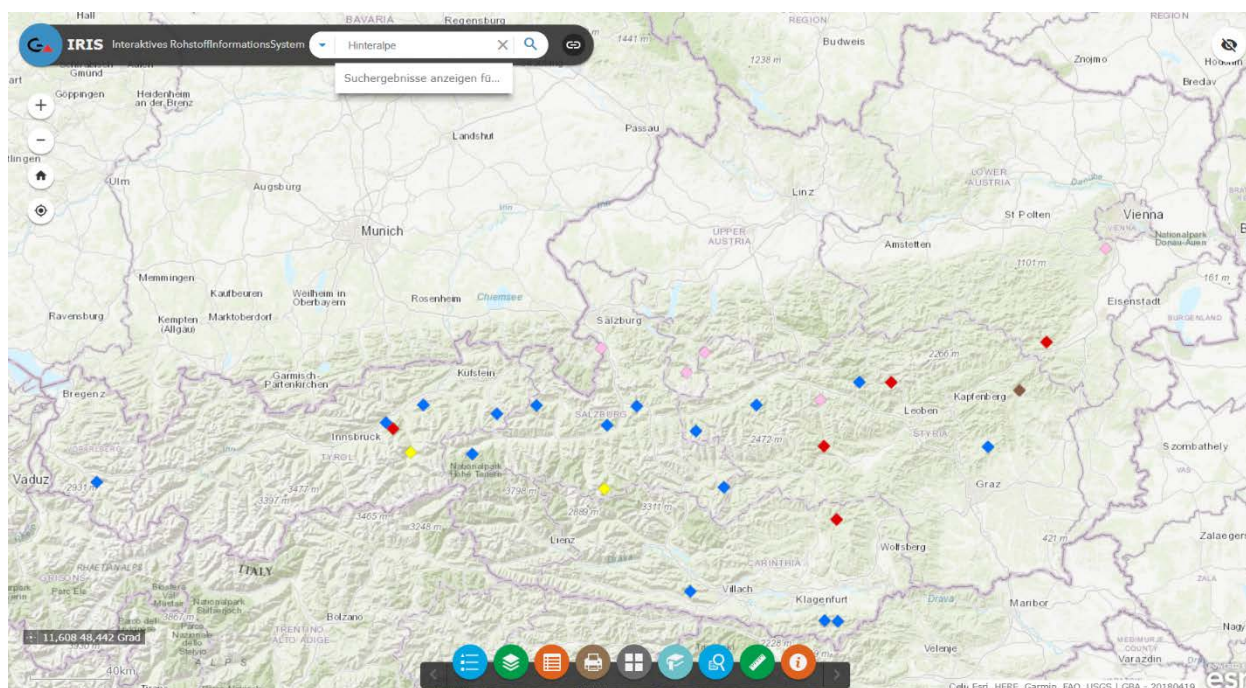


Abb. 10: Abfrage aller in IRIS attribuierten Schaubergwerke.

Sämtliche Darstellungen können mit Hilfe des Druck-Buttons samt Titel, Legende und Maßstabsleiste als Bild- bzw. PDF-Datei gespeichert werden (Abb. 11).

Zu jeder Lagerstätte kann auch ein Marker gesetzt werden (Abb. 12). Ein Marker kann nachher identifiziert werden, um die Koordinaten des Punktes und eine URL zu bekommen.

Diese URL beinhaltet alle Informationen, um die IRIS-Applikation zentriert auf die ausgewählte Lagerstätte aufzurufen und kann z.B. per E-Mail verschickt werden. Diese Methode eignet sich besonders gut, um die Informationen auszutauschen bzw. über bestimmte Lagerstätten zu diskutieren.

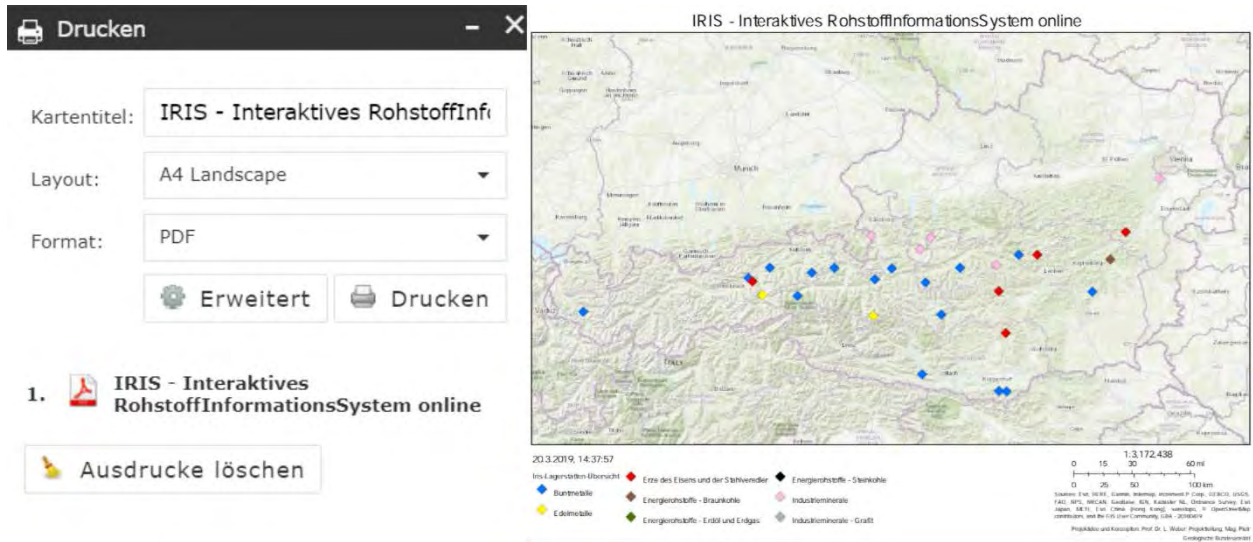


Abb. 11: Druckmöglichkeit der Abfrageergebnisse in IRIS Online.

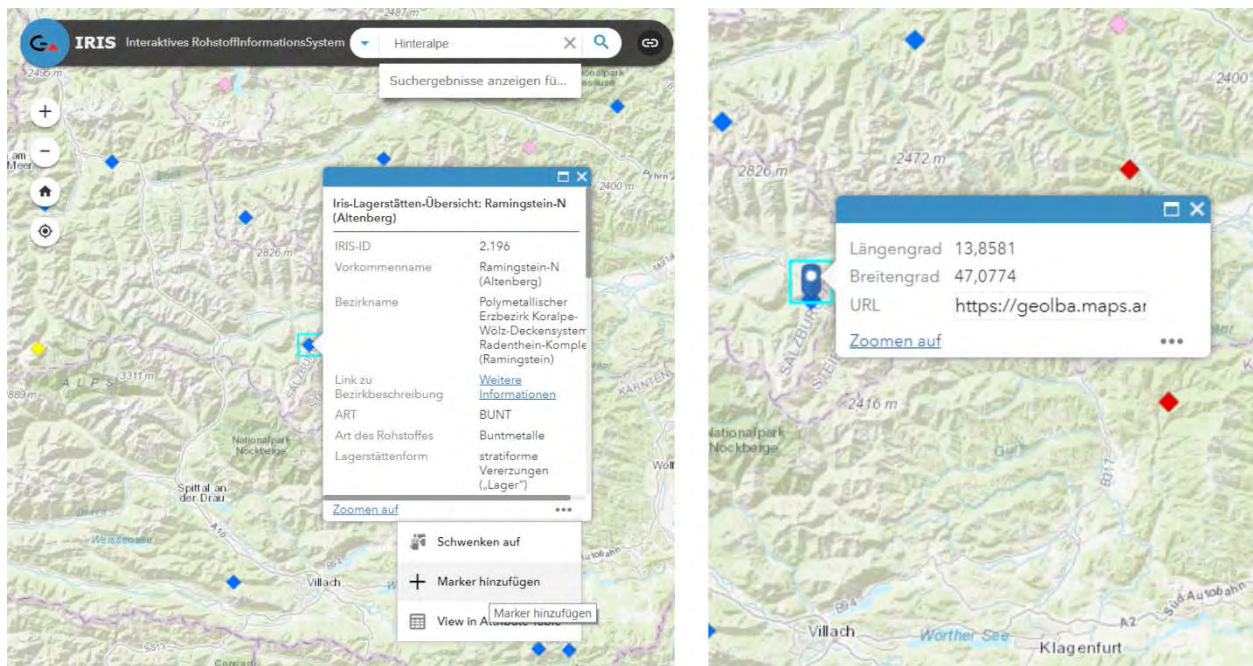


Abb. 12: Setzen eines Markers und Generierung einer URL, die erlaubt, die Informationen z.B. per E-Mail auszutauschen.

6. Verwendung der IRIS Online Services in ArcGIS® bzw. über REST-Schnittstelle

Die IRIS Online Layer können in Form von ArcGIS® Services in ESRI® ArcMap verwendet werden (Abb. 13). Dazu muss im ArcCatalog ein ArcGIS Server hinzugefügt werden. Server URL lautet: <http://gisgba.geologie.ac.at/arcgis/services>.

Die gewünschten Informationsebenen können dann über die Serververbindung aus dem Verzeichnis „projekte_iris“ in ArcMap geladen werden (Abb. 14).

Die Anbindung von IRIS Services in Open Source GIS-Produkten wie QGIS kann über den ArcGIS Map Server erfolgen (Abb. 15). Bei der Erstellung einer neuen Server-Verbindung sollten folgende URL-Adressen verwendet werden:

Lagerstätten/Reviere

http://gisgba.geologie.ac.at/arcgis/rest/services/projekte_iris/IRIS_Lagerstaetten_Reviere/MapServer

Bachsedimentgeochemie

http://gisgba.geologie.ac.at/arcgis/rest/services/projekte_iris/IRIS_Bachsediment_Geochemie/MapServer

Geologie

http://gisgba.geologie.ac.at/arcgis/rest/services/projekte_iris/IRIS_Geo/MapServer

IRIS Online ist unter <https://www.geologie.ac.at/services/webapplikationen/iris-interaktives-rohstoffinformationssystem/> abrufbar.

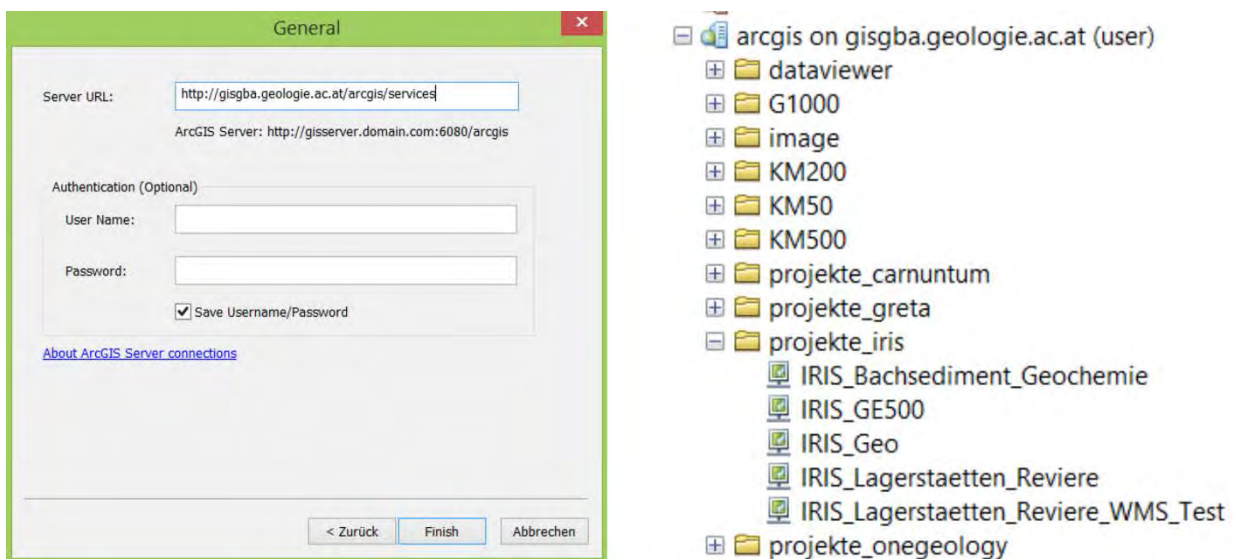


Abb. 13: Ebenen des IRIS-Informationssystems als ArcGIS Services in ESRI® ArcMap.

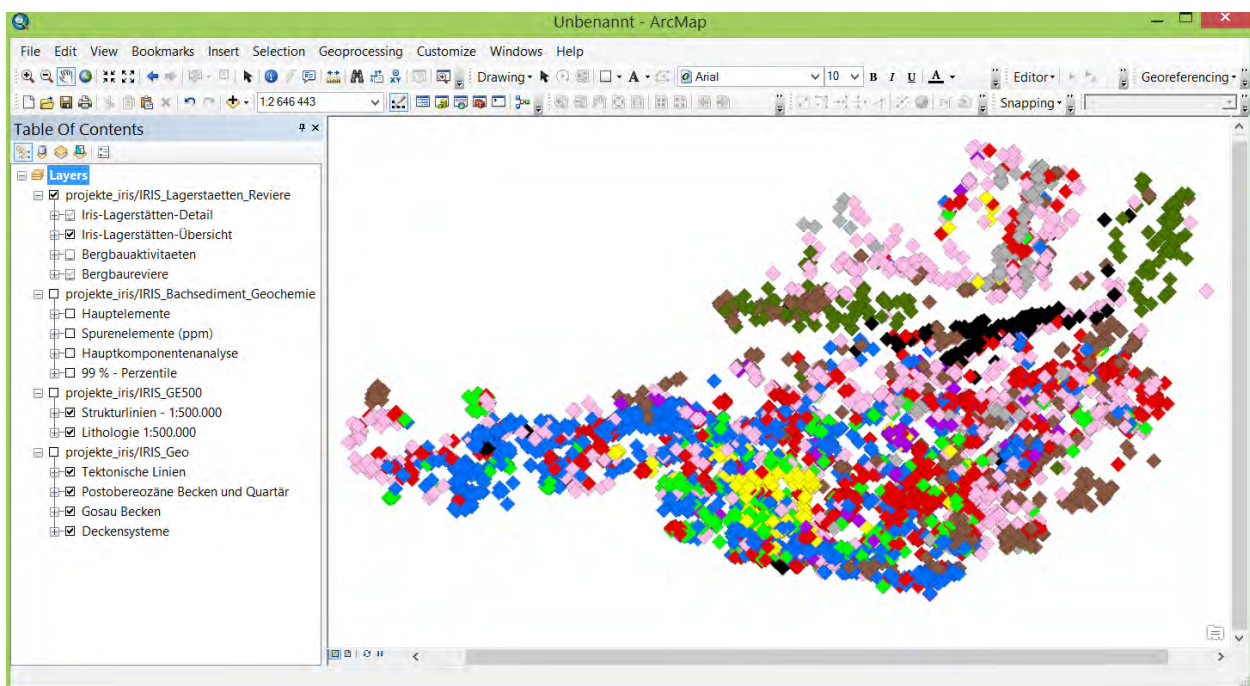


Abb. 14: Zugang zu IRIS Online Services über ArcGIS® Server (Verzeichnis: projekte_iris).

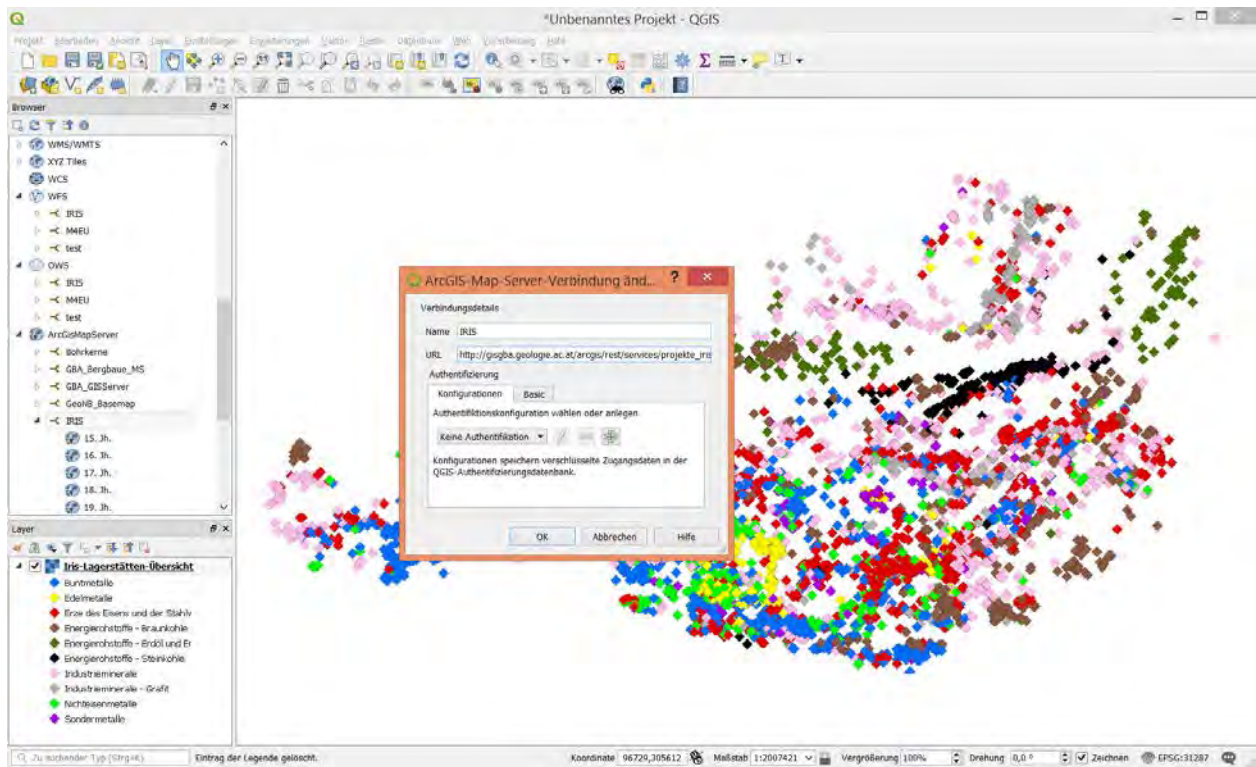


Abb. 15: IRIS in QGIS: ArcGIS MapServer Anbindung.

Literatur

- PIRKL, H., SCHEDL, A., PFLEIDERER, S., NEINANVEIE, H., REITNER, H., KLEIN, P., HOBIGER, G., FILZMOSER, P., LIPIARSKI, P. & LINNER, M. (2015): Geochemischer Atlas von Österreich – Bundesweite Bach- und Flusssedimentgeochemie (1978–2010). – Archiv für Lagerstättenforschung der Geologischen Bundesanstalt, **28**, 288 S., Wien.
- SEIBERL, W. & GUTDEUTSCH, R. (1991): Aeromagnetische Karte der Republik Österreich 1:1.000.000 (Isanomalen der Totalintensität Epoche 1977.7). – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- WEBER, L. (1997a): Die neue „Metallogenetische Karte von Österreich 1:500 000 unter Einbeziehung der Industriemineralien und Energierohstoffe“. – Berg- und Hüttenmännische Monatshefte, **142**, 420–424, Wien.
- WEBER, L. (1997b): Mineralrohstoffe als Basis für die Wirtschaft – Die neue metallogenetische Karte Österreichs. – In: ÖSTERREICHISCHE AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN (Hrsg.): Lese-Buch, 217–219, Wien (Verlag der Österreichischen Akademie der Wissenschaften).
- WEBER, L., CERNY, I., EBNER, F., EICHHORN, R., FETTWEIS, G.B.L., FRANK, W., GÖD, R., GÖTZINGER, M.A., GRÄF, W., GÜNTHER, W., HÖLL, R., KIRCHNER, E.C., KÖPPEL, V., MALI, H., MELCHER, F., PAAR, W.H., PROCHASKA, W., RAITH, J.G., RANTITSCH, G., SACHSENHOFER, R.F., SCHROLL, E., SCHULZ, O., SEEMANN, R., SPIELER, A., STERK, G., TUFAR, W., VAVTAR, F. & WEISS, A. (1997): Handbuch der Lagerstätten der Erze, Industriemineralien und Energierohstoffe Österreichs: Erläuterungen zur metallogenetischen Karte von Österreich 1:500.000 unter Einbeziehung der Industriemineralien und Energierohstoffe. – Archiv für Lagerstättenforschung der Geologischen Bundesanstalt, **19**, 607 S., Wien.
- WEBER, L., EBNER, F., HAUSBERGER, G. & DAVIS, J. (2001): The Austrian Computer Based Information System IRIS. – Proceedings, International Association of Mathematical Geology, 10 S., Cancun.
- WEBER, L., EBNER, F. & HAUSBERGER, G. (2002a): „IRIS“ – das Interaktive Rohstoffinformationssystem von Österreich. – PANGEO Austria, Erdwissenschaften in Österreich, Programm und Kurzfassungen, 28.–30.6.2002, 187–188, Salzburg.
- WEBER, L., EBNER, F. & HAUSBERGER, G. (2002b): The Interactive Raw Material Information System („IRIS“) of Austria – the computer based Metallogenetic Map of Austria. – Slovak Geological Magazine, **8**, 89–99, Bratislava.
- WEBER, L., SCHEDL, A. & LIPIARSKI, P. (2019): IRIS Online (Interaktives Rohstoff Informations System), ein Beispiel für ein weltweit einzigartiges digitales Rohstoff-Informationssystem. – Berg- und Hüttenmännische Monatshefte, **164**, 56–66, Wien.

ARDIGEOS – ARchivierung und Digitalisierung GEOwissenschaftlicher Sammlungen

PIOTR LIPIARSKI¹, MARTIN MASLO², IRENA LIPIARSKA¹, HORST HEGER¹, JOHANNES REISCHER¹,
JULIA WEILBOLD¹, GODFRID WESSELY³ & RICHARD LEIN⁴

¹ Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien. piotr.lipiarski@geologie.ac.at;
irena.lipiarska@geologie.ac.at; horst.heger@geologie.ac.at; johannes.reischer@geologie.ac.at;
julia.weilbold@geologie.ac.at

² Elisenstraße 12/2/15, 1230 Wien. martin.maslo@gmx.at

³ Siebenbrunnengasse 29/1, 1050 Wien. geowes@chello.at

⁴ Universität Wien, Department für Geodynamik und Sedimentologie, Althanstraße 14, 1090 Wien.
richard.lein@univie.ac.at

1. Projektziele

Ziel von Ardigeos ist die Nutzung von Ergebnissen geologischer Geländetätigkeit und Probenmaterial aus ausgewählten bestehenden Sammlungen. Dazu soll eine digitale Datenbank erstellt werden, in der die Daten durch eine Internetapplikation frei und komfortabel zugänglich gemacht werden können.

In Form von Rohproben, Anschliffen, Dünnschliffpräparaten, Schlammproben und Fossilpräparaten liegt in den Sammlungen von Godfrid Wessely und Richard Lein sehr umfangreiches Material aus geologischer Geländetätigkeit vor. Zu jeder Probe bzw. jedem Präparat gehören Angaben zum Fundort, zur stratigrafischen Zuordnung und Alterseinstufung und bei den Präparaten auch analytische Beschreibungen, welche in den Sammlungen in unterschiedlicher Form bestehen. Die ausgewählten Sammlungen sind von besonderer Bedeutung, da sie eine sehr große stratigrafisch-fazielle Palette geologischer Formationen und Provinzen abdecken. Manche dieser Gesteinseinheiten sind heute nicht mehr aufgeschlossen oder nur unter enormem materiellem Aufwand zugänglich.

Der Materialbestand der Sammlungen soll für innovative Studien für bestehende, aber auch künftige Analysemethoden bewahrt werden. Durch seinen Umfang bietet er beispielsweise die Möglichkeit, fazielle Veränderungen innerhalb der östlichen Nordalpen räumlich zu erfassen, kann zu Vergleichsstudien, aber auch zwecks Eichmöglichkeiten herangezogen werden.

Durch die digitale Datenerfassung und Visualisierung der Präparate und zugehöriger Dokumente soll der Bestand von etwa 25.000 Stück Dünnschliffpräparaten, Kartenmaterial mit Probenpunkten und Strukturdaten, Aufnahmedokumentationen (Geländebücher mit beschriebenen Aufschlusspunkten) und analytischen Beschreibungen (Mikrofazies, Mikro- und Nannopaläontologie, Schwermineralanalyse) zur Recherche zur Verfügung stehen und wird somit eine Basis für weiterreichende wissenschaftliche und praktische Anwendungen ermöglichen. Die dafür adaptierte Datenbank soll weiter genutzt und durch Daten anderer Sammlungen künftig erweitert werden können.

2. Methodik

Das Projekt läuft in mehreren Phasen ab, die auch unabhängig voneinander durchgeführt werden können:

- Adaption der Datenbanken der Geologischen Bundesanstalt (GBA), Erstellung eines Eingabewerkzeuges für externe Eingabe.
- Digitale Erfassung des Proben- und Präparatbestandes.
- Digitalisierung der Dünnschliffe (Methodenentwicklung, Speicherung, Aufbewahrung).
- Scannen der Lagekarten, Georeferenzierung, Ausheben der Koordinaten.
- Scannen der gesamten Geländebücher mit beschriebenen Aufschlusspunkten als PDF.
- Scannen der gesamten analytischen Berichte (Mikrofazies, Mikrofossilien, ...) als PDF.
- Eingabe der Attributdaten in die Datenbank. In diesem Schritt werden Informationen über die Lage (Koordinate), Aufnahme (Geländebuch), Probe (Handstück bzw. „virtuelle Probe“) und Dünnschliffscan miteinander verknüpft.

- Eingabe der geologisch relevanten Informationen zu jeder Probe durch den Experten (Lithostratigrafie, Alter, gegebenenfalls Tektonik, Lithologie und Analyseergebnisse).

3. Projektphase I

In der Phase I des Projektes lag der Schwerpunkt auf der Datenanalyse, Datenbankentwicklung, Digitalisierung der analogen Schrift- und Kartendokumente, Recherche und Test von Digitalisierungstechniken für Dünnschliff-Präparate, GIS-Bearbeitung, Eingabe der Testdatensätze und der Erstellung eines Prototyps einer Internetapplikation für die Abfrage und Visualisierung der Daten.

Die GBA verfügt über die notwendige Infrastruktur, um das Projekt EDV-mäßig durchführen zu können. Dazu gehören eine SQL Server Datenbank, ESRI ArcGIS, ESRI ArcGIS Server und auch diverse Scanner (A0 Endlosscanner, Buchscanner). Darauf basierend gibt es bereits ein funktionierendes Datenbanksystem „e-Kartierungsbuch“ und ein Probenverfolgungssystem „PVS“. Das System besteht aus mehreren Objekten:

- Geometrie – derzeit nur für Punkte. Lokalität mit Koordinaten, Koordinatensystem, Aufnahmemaßstab, Methode.
- Aufnahme – wer, wann, warum und was aufgenommen hat. Bei der Aufnahme kann eine Feldmessung(en) vorgenommen werden bzw. Probe(n) genommen werden. Ohne Geometrie (wo?) kann es keine Aufnahme geben.
- Analyse – Analysentyp (z.B. Dünnschliff, Gestein, Fossil usw.), Datum usw. Ohne eine Probe kann es keine Analysen geben!
- Analysenwerte – Analyseergebnisse (pro Analysentyp).

Für die Erfassung der Probenahmepunkte wurden zuerst die analogen Karten gescannt und georeferenziert (Abb. 1). Insgesamt wurden bisher über 150 Karten digital gespeichert.



Abb. 1: Karten mit Geländepunkten und Strukturmessungen von Godfrid Wessely (Foto: Martin Maslo).

Im weiteren Schritt sind die Probenahmepunkte mit Hilfe von GIS Software (ESRI® ArcMap) aus den georeferenzierten Karten abdigitalisiert worden. Aus den geschätzten 14.500 Punkten sind bis dato über 11.000 Geländeaufnahmen digital vorhanden (Abb. 2).

Parallel dazu wurden auch die Geländebücher digitalisiert (Abb. 3). Insgesamt wurden 16 Geländebücher von Godfrid Wessely mit über 3.300 Einzelseiten (2.559 Scans) und 13 Geländebücher und 10 Arbeitshefte (insgesamt 877 Scans) von Richard Lein eingescannt worden.

Die Lagepunkte der Proben sind in einem weiteren Schritt mit den entsprechenden Seiten aus den gescannten Geländebüchern bereits zu einem Teil verknüpft worden. Dies erlaubt den Aufruf der Geländebeschreibung zum jeweiligen Punkt und wird in einer Online GIS Applikation in der weiteren Phase des Projektes angeboten.

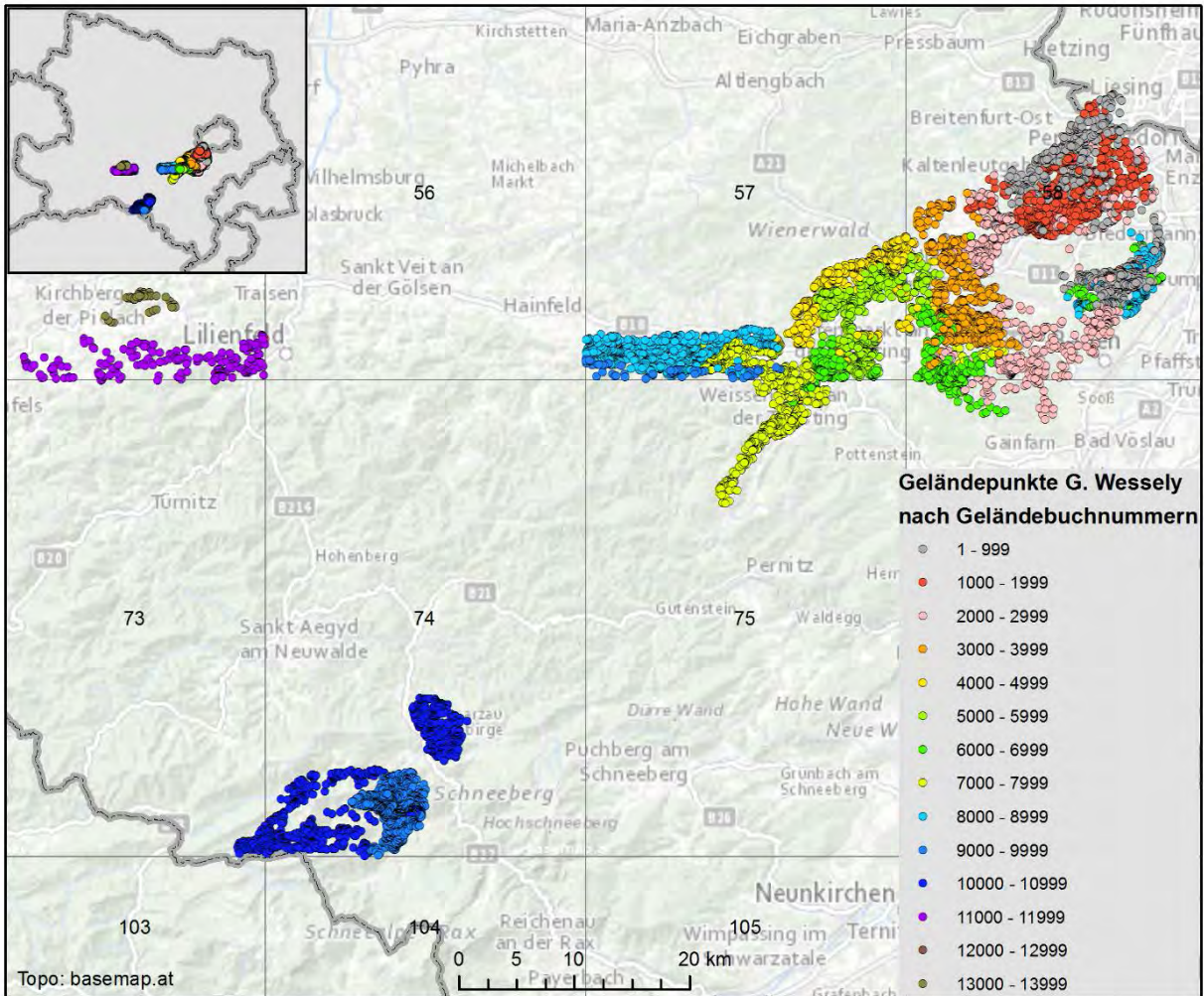


Abb. 2: Lage der bisher digitalisierten Probenahmepunkte von Godfrid Wessely.

4. Projektphase II

Ab Jänner 2019 läuft die Inventarisierung der Proben von Godfrid Wessely im Kerndepot der OMV in Gänserndorf (Abb. 4). Es handelt sich dabei um folgendes Material:

- Hartgesteinsproben (Kalke, Dolomite, Sandsteine) in Form von
 - Rohproben von über 14.200 Aufschlusspunkten zu je 1 bis 10 Proben – meist vorhanden. Insgesamt handelt es sich um ca. 25.000 Gesteinsproben.
 - Anschnitten für Schilfe, Reststücke – nur teilweise vorhanden.
 - Plugs (Klötzchen) – nur teilweise vorhanden.
 - Dünnschliffen (etwa 20.000) von ausgewählten Aufschlüssen.
 - Ton/Mergelsteinen für Mikro- und Nannofossilien.
 - Rohproben, überschüssiges Material – unvollständig.
 - Grobrückständen von Schlämmungen.
 - Feinrückständen.
 - Zellen mit ausgesuchten Mikrofossilien (Abb. 5).

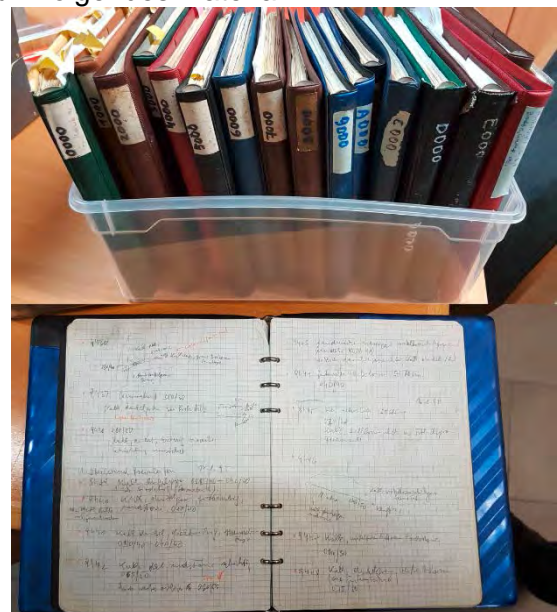


Abb. 3: Geländebücher von Godfrid Wessely (Foto: Martin Maslo).



Abb. 4: Projektbesprechung im Kerndepot der OMV in Gänserndorf (Foto: Irena Lipiarska).



Abb. 5: Mikroproben der Sammlung von Godfrid Wessely (Foto: Martin Maslo).

Im Rahmen der Inventur werden die Gesteinsproben, die sich derzeit in Kisten befinden, gereinigt und in eine Liste mit der Probennummer, Lage der Probe im Archiv (Kistenummer, Regal usw.), Lithologie und Probentyp eingegeben (Abb. 6). Ausgewiesene Probentypen sind: Rohprobe, Anschnitt, Anschliff, Klötzchen (Plug), Schlämmprobe und Rückstand. In der Projektdatenbank wird zusätzlich vorgemerkt, ob die Probe „physisch“ vorhanden ist und wo sie sich befindet.

Eine Verbindung zu den eingescannten Geländebüchern und Probenahmepunkten wird durchgeführt (Verknüpfung mit relevanten Geländebuchseiten in der Inventarliste).

Die Gesteinsproben bleiben im Kernlager der OMV in Gänserndorf. Es wird ein Abkommen zwischen der GBA und der OMV unterschrieben, welches den zukünftigen Zugang und die Verwendung der Proben regelt.

Der Gesamtaufwand der Inventarisierung (ca. 25.000 Objekte) wird auf zwei Jahre geschätzt. Zusätzlich zu GBA-Angestellten werden in den beiden Projektjahren über die Sommermonate Feriapraktikanten an der Umsetzung des Projektes mitarbeiten.

5. Projektphase III

In der weiteren Projektphase sollen die in den Sammlungen Godfrid Wessely und Richard Lein befindlichen Dünnschliffe digitalisiert werden. In der Sammlung G. Wessely befinden sich ca. 20.000 Schliffe von ausgewählten Aufschlüssen (Abb. 7), die Sammlung von Richard Lein umfasst mehr als 4.000 Dünnschliffe.

Zur Sammlung Godfrid Wessely gehören noch Schliffbeschreibungen, die ebenfalls digitalisiert und mit der Probe und dem Dünnschliffscan



Abb. 6: Inventarisierte Proben von Godfrid Wessely im Kerndepot der OMV in Gänserndorf (Foto: Piotr Lipiarski).

Probe und dem Dünnschliffscan

Zahlreiche Möglichkeiten, Gesteinsdünnschliffe zu digitalisieren, wurden in der Phase I erprobt und miteinander verglichen. Es wurden Scanner für mikroskopische Präparate, Diascanner und kombinierte Lösungen von Mikroskop und Kamera auf ihre Eignung geprüft. Dabei wurden Aspekte wie Kosten, Qualität/Auflösungsvermögen,

Zeitaufwand, Präparatformat, Speicherbedarf, automatische Präparatzuführung, Support (Technisch/Software) und Verfügbarkeit berücksichtigt.

Durch die bedeutenden technischen Fortschritte der „virtual microscopy“ in der Hardware- und Software-Entwicklung der letzten 20 Jahre wie z.B. „artificial intelligence“ sind „whole-slide-imaging (WSI)“-Systeme für diverse

wissenschaftliche Anwendungsgebiete möglich geworden und es können auf diesem Weg äußerst hochauflösende Bilder mikroskopischer Präparate erzeugt werden. Drei WSI („whole slide image“)-Scanner kamen aufgrund der Auflösung und Bildqualität, der Scanzeiten, des unterstützten Präparatformates und anderen Auswahlkriterien (z. B. dem „Z-stacking“) in die engere Auswahl. Abbildung 10 zeigt die getesteten Geräte, Abbildung 9



Abb. 7: Dünnschliff-Sammlung Godfrid Wessely (Foto: Martin Maslo).

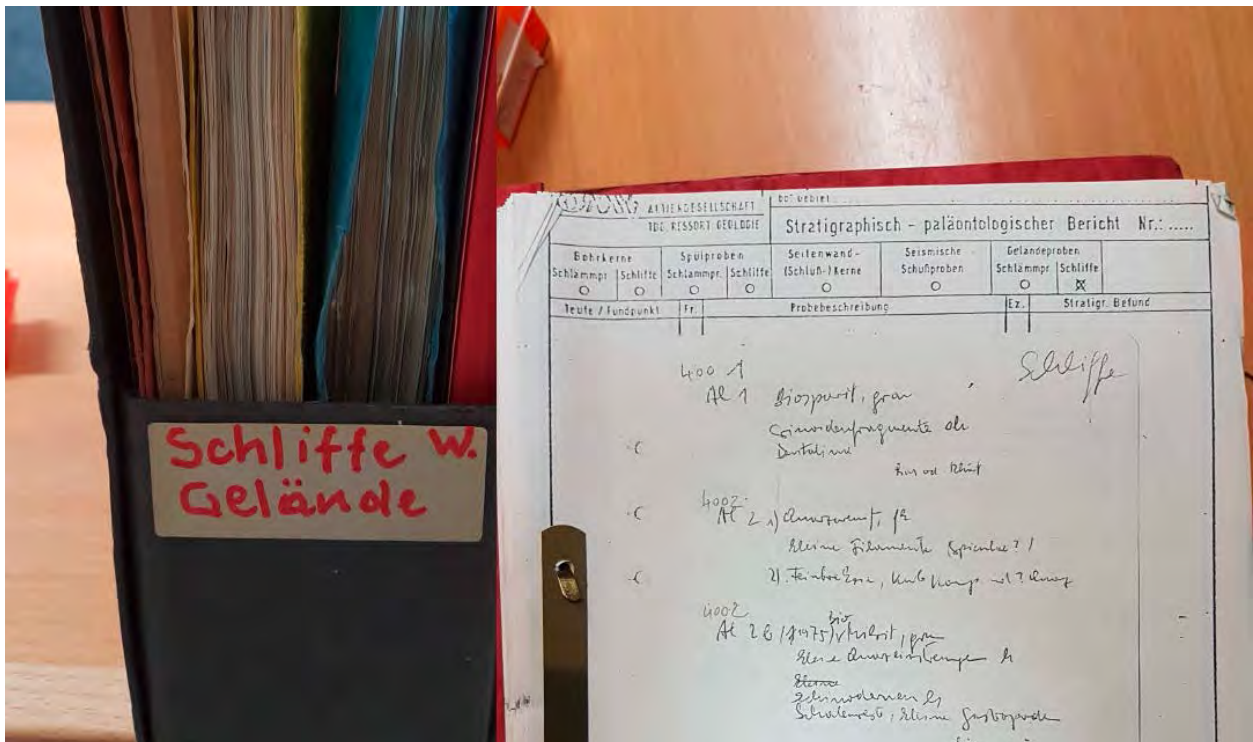


Abb. 8: Schliffbeschreibungen zu den Dünnschliffen (Sammlung Godfrid Wessely).

einen Ausschnitt eines gescannten Dünnschliffes. Ein WSI-System enthält typischerweise eine Workstation (Computer) und einen Scanner zur Bilderfassung (Mikroskop mit einer oder mehreren Objektivlinsen, Digitalkameras, Robotik und zahlreichen anderen Teilen wie z.B. Hellfeld- und/oder Fluoreszenzlichtquelle, Präparatträger-Magazin für automatisierte Zuführung oder Barcodeleser, welcher das Präparat in Kachel oder Zeilen scant).

Das Zoomen und Verschieben der aus Einzelbildern zusammengesetzten 2D-Bilddatensätze ist aufgrund der Dateigröße nur durch image pyramid-based data management systems („Bildpyramidenbasierte Datenverwaltungssysteme“) möglich. Die Software und die Dateiformate für das Datenmanagement der großen WSI-Datensätze und die Visualisierungsmethoden wurden ursprünglich zur Verarbeitung von Satellitendaten entwickelt und finden beispielsweise bei dem in Google Earth integrierten Keyhole Earth Viewer Anwendung.

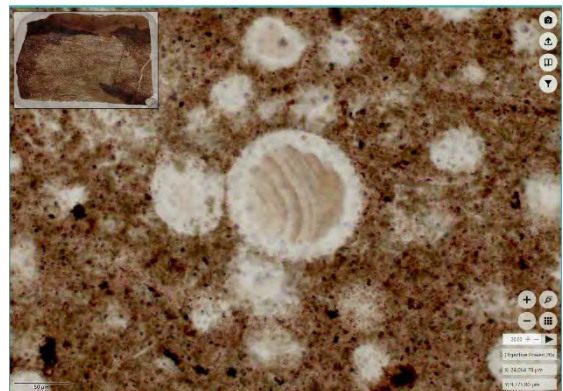


Abb. 9: Ausschnitt aus einem Gesteinsdünnschliff der Sammlung Richard Lein, Nr.: A4745, Radiolarienschlammkalk. Digitalisiert mit Precipoint M8, 20x, Auflösung: 1,1 µm/pixel, Maßstab links unten 50 µm, Dateigröße: komprimiert ca. 300 MB.



Abb. 10: Digitale Scanner, welche für die Dünnschliffarchivierung recherchiert wurden. a) Precipoint M8 digital Microscope & Scanner (Deutschland); b) GIGAmacro Magnify2 Robotic Imaging System (USA); c) Glissando POL Slide Scanner von Objective Imaging (UK & USA).

Potenziale aeroradiometrischer Messungen für Fragestellungen im Rahmen der Geologischen Landesaufnahme

NILS TILCH*, ALFRED GRUBER*, EDMUND WINKLER*, INGRID SCHATTAUER* & KLAUS MOTSCHKA*

* Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien. nils.tilch@geologie.ac.at;
alfred.gruber@geologie.ac.at; edmund.winkler@geologie.ac.at; ingrid.schattauer@geologie.ac.at;
klaus.motschka@geologie.ac.at

1. Einleitung

Aeroradiometrische Methoden bieten die Möglichkeit, oberflächennahe Gesteinsvorkommen zu identifizieren, räumlich abzugrenzen und zu charakterisieren. Dies liegt darin begründet, dass die Radionuklide, die in den Mineralien der ausstreichenden Festgesteine und ihren Verwitterungsprodukten autochthoner, parautochthoner und allochthoner Genese vorkommen, in unterschiedlichen (unter Umständen gesteinstypischen) Konzentrationen enthalten sind. Daraus ergeben sich für Gebietsbearbeitungen im Rahmen der Geologischen Landesaufnahme äußerst interessante Sachverhalte. Diese können bereits in früheren, aber auch in späteren Bearbeitungsstadien von Manuskriptkarten sowohl den geologischen Kenntnisstand, als auch die strategische Ausrichtung der Feldkartierungen verbessern.

Aufgrund der generell vorhandenen messtechnischen Limitierungen aerogeophysikalischer Methoden können selbstverständlich keine derart detaillierten Informationen erzielt werden, wie sie mittels Geländekartierung möglich sind. Dennoch bieten solche Erkundungsmethoden die Möglichkeit, in recht kurzer Zeit einen Gebietsüberblick zu erhalten. Ferner können Informationen zu jenen Gebietsteilen erhalten werden, die für eine terrestrische Bearbeitung nur schwer bzw. nicht zugänglich sind und/oder mit naturbedingten Risiken für den Bearbeiter (z.B. aufgrund von Steinschlag) verbunden sind.

In diesem Artikel werden exemplarisch Ergebnisse präsentiert und zur Diskussion gestellt, die in den vergangenen Jahren mittels aeroradiometrischer Methoden in verschiedenen Gebieten Österreichs gewonnen wurden. Im Vordergrund stehen hierbei jene Anwendungsziele, die im Zusammenhang mit der Identifizierung und räumlichen Abgrenzung von lithologischen Locker- und Festgesteinsbereichen – und somit unter Umständen auch von geologischen Einheiten – stehen.

2. Aeroradiometrische Grundlagen

Die flächendeckende Befliegung der Untersuchungsgebiete – bisher etwa 20 % des österreichischen Staatsgebietes – erfolgte mit Hubschraubern des Österreichischen Bundesheeres entlang von mehr oder weniger höhengleichen Flugbahnen.

Mittels eines in einem Hubschrauber montierten Gammastrahlenspektrometers (PICO ENVIROTEC GRS410, SLAPANSKY et al., 2017) wird die Gammastrahlung der primordialen bzw. natürlichen Radionuklide (Kalium-40, Thorium- und Uran-Zerfallsreihen) sowie des künstlichen Radionuklids Cäsium-137 (Spaltprodukt aus Kernreaktoren) der obersten 30 cm des Untergrundes gemessen.

Im Zuge der Datenprozessierung (MOTSCHKA, 2007) werden die aufgezeichneten Messwerte, die in Form von Zählraten vorliegen, entsprechend den von der IAEA (Internationale Atomenergie-Organisation) vorgeschlagenen Formeln in Elementgehalte umgerechnet (SLAPANSKY et al., 2017).

Eine Identifizierung und räumliche Abgrenzung von lithologischen Einheiten unterschiedlicher radiometrischer Signatur ist generell vom Auflösungsvermögen des verwendeten geophysikalischen Messverfahrens und der Messkonfiguration (Messpunktlage, Flugbahnabstand) abhängig. Deshalb muss eine zu identifizierende und räumlich abzugrenzende lithologische Einheit eine Mindestgröße bzw. Position aufweisen, die ein noch nutzbares Messsignal erzeugt, welches sich signifikant von den umgebenden Einheiten unterscheidet.

Mittels Aeroradiometrie werden außerdem keine „punktgenauen“ Ergebnisse erhalten: Mit einer konstanten Flughöhe des Messgerätes von 80 m über Grund wird pro Messpunkt eine Fläche mit

einem Radius von etwa 200 m erfasst (90 % der Gesamtstrahlung), wobei der Zentralbereich mit einem Radius von 80 m den wesentlichsten Beitrag zu den Zählraten liefert (50 % der Gesamtstrahlung). Entlang einer Fluglinie wird bei einer durchschnittlichen Fluggeschwindigkeit von 120 km/h über eine Strecke von ca. 35 m integriert (eine Messung pro Sekunde).

Im Folgenden werden ausschließlich jene Ergebnisse exemplarisch vorgestellt, die mittels der primordialen Radionuklide Kalium-40 und Thorium-232 erzielt wurden. Diese ermöglichten die Identifizierung und räumliche Abgrenzung von lithologischen Festgesteinseinheiten. Zusätzlich ergaben sich sehr interessante Informationen zur räumlich variablen dominanten Korngröße und Korngrößenverteilung (Kalium-40: Substrat-orientierter Parameter) sowie zu den relativen Silikat-/Karbonat-Anteilen und somit zur Lockergesteinsgenese (Thorium-232: Lithologie-orientierter Parameter) der oberflächennahen Lockergesteinsauflage.

3. Anwendungspotenziale radiometrischer Daten

Im Folgenden werden Informations- und Anwendungspotenziale aeroradiometrischer Daten am Beispiel der Befliegungsgebiete „Vilsalptal“ im Außerfern (Bezirk Reutte) und „Schnepfau“ im Bregenzerwald (Bezirk Bregenz) vorgestellt.

3.1. Identifizierung und räumliche Abgrenzung von lithologischen Festgesteinseinheiten

Am Beispiel der Ergebnisse im Befliegungsgebiet Vilsalptal kann sehr gut das Potenzial aeroradiometrischer Daten hinsichtlich der Identifizierung und der räumlichen Abgrenzung lithologischer Festgesteinseinheiten aufgezeigt werden (Abb. 1): Die Lockergesteinsauflage im Ausstrichbereich des Hauptdolomits ist weitestgehend karbonatisch und vergleichsweise grobkörnig, sodass dort auch überwiegend geringe Werte für die radiometrischen Parameter Kalium-40 und Thorium-232 erhalten wurden. Im Vergleich dazu wurden im Bereich der mergelsteinreichen Kössen-Formation, die den Hauptdolomit überlagert, partiell moderate, im Fall der im Hangenden folgenden Allgäu-Formation mit reichlich Mergelstein- und Tonstein-Einschaltungen verbreitet relativ hohe Werte erreicht (Abb. 1, links).

Anhand von nachträglich durchgeführten Geländeerhebungen hat sich bestätigt, dass die Substrat- und Lithologie-Ansprache der Lockergesteine im Gelände sowie die angewandten Substrat- und Lithologie-Klassifikationen der radiometrischen Werte für Kalium-40 und Thorium-232 im Ausstrichbereich des Hauptdolomits und der Allgäu-Formation recht gut übereinstimmen. Durch solche Validierungen sowie gegebenenfalls durch nachträgliche Kalibrierungen der Klassifikationen der radiometrischen Werte lässt sich in weiterer Folge überprüfen, ob auch mittels aeroradiometrischer Werte eine realistische räumliche Abgrenzung der jeweiligen Formation möglich ist. Nachträgliche Kalibrierungen können durch Abgleich mit aufgeschlossenen Formationen, die anhand der Manuskriptkarte (unveröffentlichte geologische Manuskriptkarte 1:25.000, ÖK 114 Holzgau, Stand 2011) ableitbar sind, erfolgen. In Abbildung 1 (links) ist der in der Manuskriptkarte enthaltene Ausstrichbereich der Allgäu-Formation am Osthang des Kugelhorns (2.126 m) exemplarisch dargestellt. Die aeroradiometrischen Daten weisen auf einen vergleichbaren Formationsausstrich hin. Deutlich erkennbar ist mittels der aeroradiometrischen Daten auch, dass sich unterhalb der aufgeschlossenen Allgäu-Formation Lockergesteine mit vergleichbarer radiometrischer Signatur befinden. Geländeerhebungen haben ergeben, dass es sich hierbei vorwiegend um parautochthone Lockergesteine der hangaufwärts aufgeschlossenen Allgäu-Formation handelt.

Im Fall gut plausibilisierter und/oder validierter aeroradiometrischer Daten ist es darüber hinaus auch möglich, Festgesteinsausbisse zu identifizieren und räumlich abzugrenzen, zu denen vorher keine oder unzulängliche Informationen vorlagen (Abb. 1, rechts).

Solche Beispiele zeigen, dass sich Ausstrichbereiche einzelner Formationen sehr gut mit aeroradiometrischen Daten identifizieren und räumlich abgrenzen lassen, sofern die Ausstrichbereiche hinreichend groß sind und sich die radiometrischen Signaturen des (par)autochthonen Hangschutts benachbarter Festgesteinsausstriche hinreichend voneinander unterscheiden. Aufgrund der messtechnischen Limitierungen ersetzen solche Erkundungsmethoden aber keine geologischen Feldkartierungen.

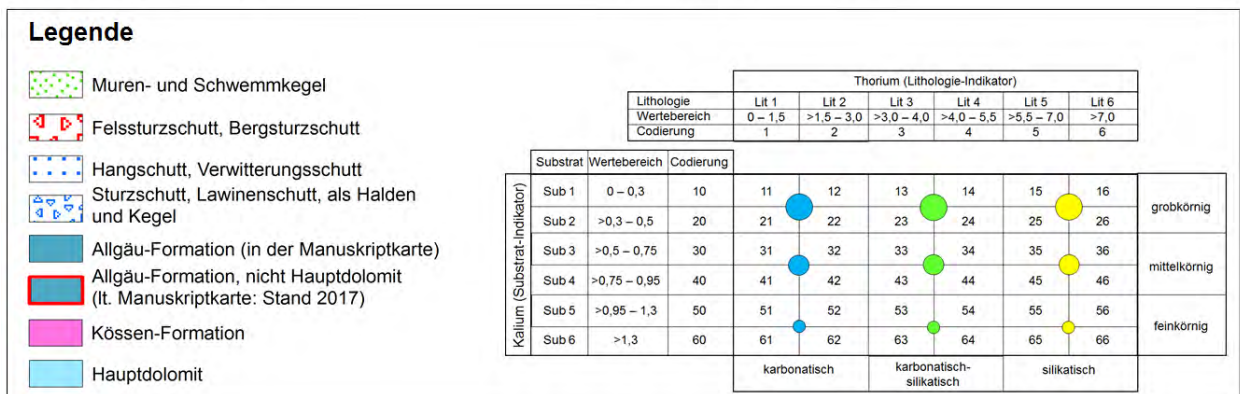
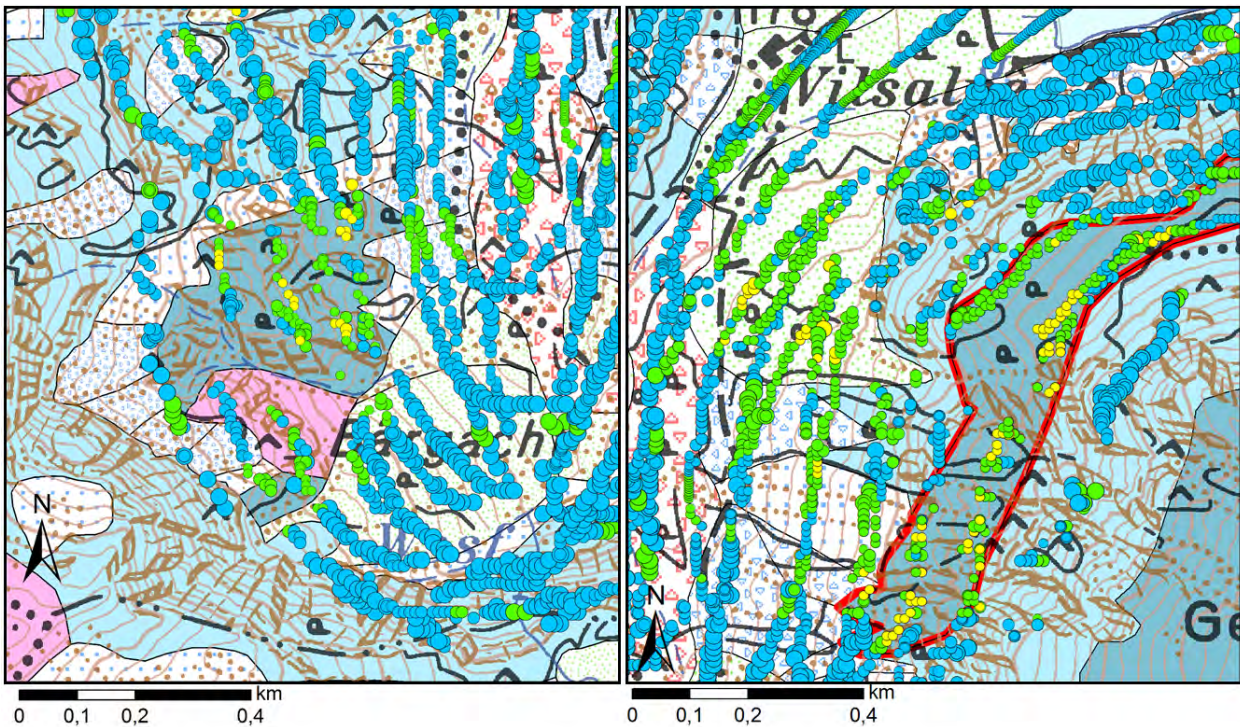


Abb. 1: Ausschnitte der digitalen Manuskriptkarte (unveröffentlichte geologische Manuskriptkarte 1:25.000, ÖK 114 Holzgau, Stand 2011) und die klassifizierten aeroradiometrischen Messwerte für Kalium-40 und Thorium-232 im hinteren Vilsalptal. Am Osthang des Kugelhorns (links) stimmen beide Datengrundlagen hinsichtlich der Identifizierung und räumlichen Abgrenzung der Allgäu-Formation gut überein (Datenkalibrierungsbereich). Am Westhang der Geierköpfe (rechts) wurde mittels der aeroradiometrischen Daten ein Ausstrichbereich der Allgäu-Formation identifiziert, der nicht in der Manuskriptkarte enthalten ist. Darstellungsgrundlagen: Arbeitskarte der ÖK50, © BEV.

3.2. Identifizierung und räumliche Abgrenzung von Lockergesteinsarten

Für verschiedene anwendungsorientierte Fragestellungen sind gebietsweite und flächendetaillierte Substrat-Konzeptkarten eine wichtige Datenbasis, da in Abhängigkeit von der Substratart bzw. Substratklasse hydro(geo)logische und geotechnische Substrateigenschaften abgeleitet werden können (z.B. hydraulische Durchlässigkeit, Winkel der inneren Reibung). Diese können in weiterer Folge als Parameterkarten in Modellrechnungen einfließen (TILCH et al., 2011).

Erstellung von Substrat-Konzeptkarten

In den vergangenen 15 Jahren wurde seitens der Geologischen Bundesanstalt (GBA) eine Methode entwickelt, mittels derer anhand von allgemein verfügbaren Geodaten (u.a. geologische Karte, Geländemodell) eine heuristische (wissensbasierte) Ableitung von Substrat-Konzeptkarten hinsichtlich der Beschaffenheit der Lockergesteinsauflage (par)autochthoner Genese möglich ist. Dies erfolgte vor dem Hintergrund, dass für verschiedene anwendungsorientierte Fragestellungen flächendeckende Daten zur Lockergesteinsauflage benötigt wurden, aber mittels vorhandener allgemein verfügbarer Daten und Karten diesbezüglich nur partielle und oder lithofazielle Informationen (geologische Karte, Bodenkarte) vorlagen. Im Verlauf der Jahre wurde

die seitens der GBA entwickelte Methode aufgrund unterschiedlicher Fragestellungen in Gebieten verschiedener Beschaffenheit und Landschaftsgenese fortwährend getestet und weiterentwickelt (u.a. TILCH et al., 2008, 2011).

Zunächst erfolgte die Ableitung solcher Substrat-Konzeptkarten unter Berücksichtigung der für ein Gebiet jeweils vorhandenen genauesten geologischen Karte. Zwecks Unterscheidung von im Feld kartierten Lockergesteinskarten werden solche Karten als „Konzeptkarten“ bezeichnet. Die Anwendung dieser Methode ist auf jene Gebiete beschränkt, in denen Lockergesteine allochthoner Genese (z.B. fluviatile Sedimente, Löss, Moräne) nicht oder nur sehr untergeordnet vorkommen.

Im weiteren Verlauf der Methodenentwicklung wurden auch aeroradiometrische Daten einbezogen, da diese unabhängig von der Lockergesteinsgenese flächendeckende und mehr oder weniger flächendetaillierte Informationen zur Beschaffenheit der Lockergesteinsauflage liefern.

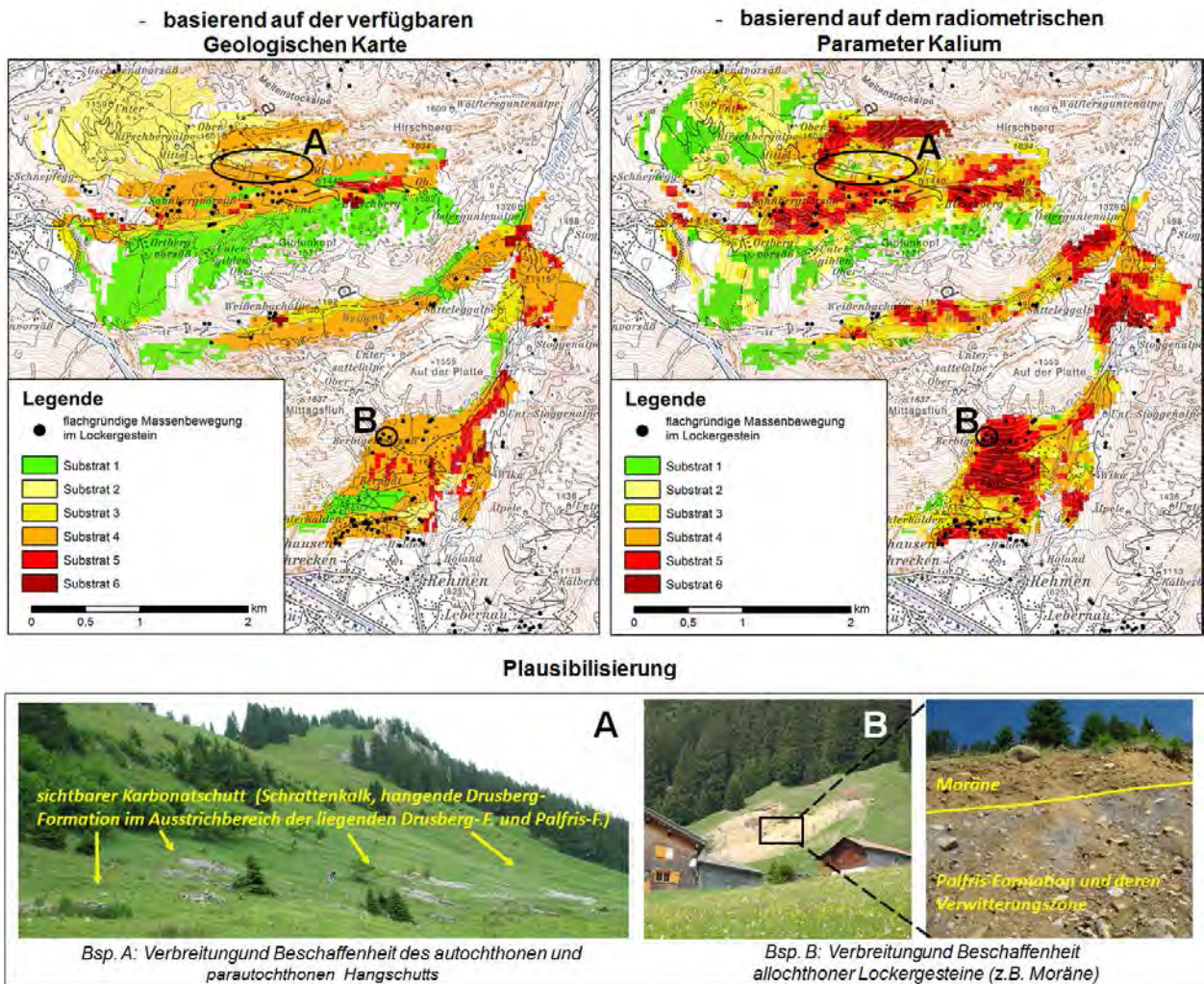


Abb. 2: Substrat-Konzeptkarten des Untersuchungsgebietes Schnepfau, basierend auf der verfügbaren geologischen Karte, Blatt 112 Bezau (MOSER, 2010) im Maßstab 1:50.000 (oben links) und dem radiometrischen Parameter Kalium-40 (oben rechts) sowie deren Plausibilisierung mittels Geländebefunden in den Teilbereichen A und B. Erläuterung der Substratklassen: 1: skelettgestützt, +/- matrixfrei; 2: skelettgestützt, schluffige Matrix; 3: skelettgestützt, Matrix: schluffiger Sand; 4: matrixgestützt, sandiger Schluff; 5: matrixgestützt, Schluff bis toniger Schluff; 6: matrixgestützt, schluffiger Ton bis Ton. Darstellungsgrundlagen: Arbeitskarte der ÖK50, © BEV.

Eine Plausibilisierung und/oder Kalibrierung der abgeleiteten Substratklassen der Substrat-Konzeptkarten – unabhängig davon, welche Basisdaten verwendet wurden – erfolgt anhand von Geländeinformationen und Geländedaten (TILCH et al., 2018). Sind diese nicht verfügbar, handelt es sich um eine nicht-plausibilisierte bzw. nicht-validierte Substrat-Konzeptkarte. Während auf Basis der geologischen Karte (Abb. 2, links) direkt eine gebietsweite und flächendetaillierte,

rasterbasierte Substrat-Konzeptkarte abgeleitet werden kann, ist auf Basis der aeroradiometrischen Daten (Punktdaten) eine Dateninterpolation unter Verwendung geeigneter Algorithmen erforderlich (Abb. 2, rechts).

Substrat-Konzeptkarten am Beispiel des Gebietes „Schnepfau“ im Bregenzerwald

Für das Untersuchungsgebiet wurden basierend auf der verfügbaren geologischen Karte (Blatt 112 Bezau; MOSER, 2010) und den Daten des aeroradiometrischen Parameters Kalium-40 gebietsweite und flächendifferenzierte, rasterbasierte Substrat-Konzeptkarten erstellt (Abb. 2). Mittels beider Karten werden Bereiche unterschiedlicher Lockergesteinsarten mit unterschiedlichen geotechnischen und hydrologischen Eigenschaften und Kennwerten flächendeckend identifiziert und räumlich abgegrenzt. Dies erfolgte auch für die im Gebiet weit verbreiteten, aber in der geologischen Karte nicht detailliert ausgewiesenen

- parautochthonen Hangsedimente (Bsp. A) und
- allochthonen Fernmoränen (Bsp. B).

Die Interpretation der stratigrafisch-lithofaziellen Festgesteins- und Lockergesteinseinheiten der geologischen Karte in Bereiche vergleichbarer/unterschiedlicher Substratklassen (Abb. 2, Karte links oben) führt zu relativ großflächigen lithologischen Homogenbereichen. Hingegen können mittels Kalium-40 auch kleinräumige lithologische Heterogenitäten der Lockergesteinsauflage wesentlich realistischer erfasst werden (Abb. 2, Karte rechts oben). So kann beispielsweise die räumlich variabel beschaffene Lockergesteinsauflage, welche partiell durch größeren parautochthonen Sturzschant der darüber liegenden Felsschrofen geprägt oder durchsetzt ist, besser erfasst werden (Abb. 2, Teilbereich A). Ebenso können allochthone Lockergesteinskörper gut identifiziert und räumlich abgegrenzt werden, wenn diese im Vergleich zu den (par)autochthonen Lockergesteinen durch eine signifikante Materialanomalie gekennzeichnet sind. Voraussetzung hierfür ist, dass die Materialanomalie Relevanz für die radiometrischen Parameter Kalium-40 und Thorium-232 hat. Jedenfalls lassen sich so im Untersuchungsgebiet die Moränenbereiche vielerorts räumlich gut abgrenzen, da diese zahlreiche allochthone glimmerreiche Sandsteingeschiebe enthalten (Abb. 2, Teilbereich B), was sich zusätzlich auch in deutlich erhöhten Thoriumwerten äußert.

4. Weiterführende Anwendungspotenziale

Basierend auf den aus aeroradiometrischen Daten generierten Substrat-Konzeptkarten ergeben sich folgende weiterführende Anwendungspotenziale:

- Auf der Basis von nicht interpolierten aeroradiometrischen Daten (Punktdaten) lassen sich unter Umständen Indizien zur flachgründigen Beschaffenheit von Lockergesteinsvorkommen (z.B. Schwemm- und Schuttkegel) für baurostoffgeologische Fragestellungen ableiten. So hat sich beispielsweise im Fall des Untersuchungsgebietes Vilsalptal ergeben, dass die dort zahlreich vorhandenen Lockergesteinsvorkommen unterschiedlicher autochthoner und parautochthoner Genese aufgrund ihrer unterschiedlich beschaffenen Liefergebiete und Umlagerungsprozesse recht unterschiedliche radiometrische Signaturen hervorrufen (Abb. 3). Auf Basis der im Feld plausibilisierten und gut validierten Klassifikation der radiometrischen Messwerte in Substrat-Klassen – und in weiterer Folge in Substratgruppen-Klassen – war es möglich, die in lithofazieller Hinsicht kartierten und in der Manuskriptkarte dargestellten Lockergesteinsvorkommen recht gut hinsichtlich der dominierenden Lithologie und Substrate zu kategorisieren (Abb. 4)
- In dem die Substrat-Klassen zu Substrat-Gruppen vergleichbarer/unterschiedlicher geotechnischer Eigenschaften zusammengefasst werden, wird eine Geologie-orientierte Grunddispositionskarte erhalten, die als Parameterkarte im Rahmen der Modellierung von Dispositionskarten (= Gefahrenhinweiskarten) für flachgründige gravitative Massenbewegungen im Lockergestein (Lockergesteinsrutschungen/-Gleitungen, Hangmuren) verwendet werden kann. Im Fall des Untersuchungsgebietes Schnepfau hat sich ergeben, dass dadurch realitätsnähere Dispositionskarten erstellbar sind (TILCH et al., 2018).

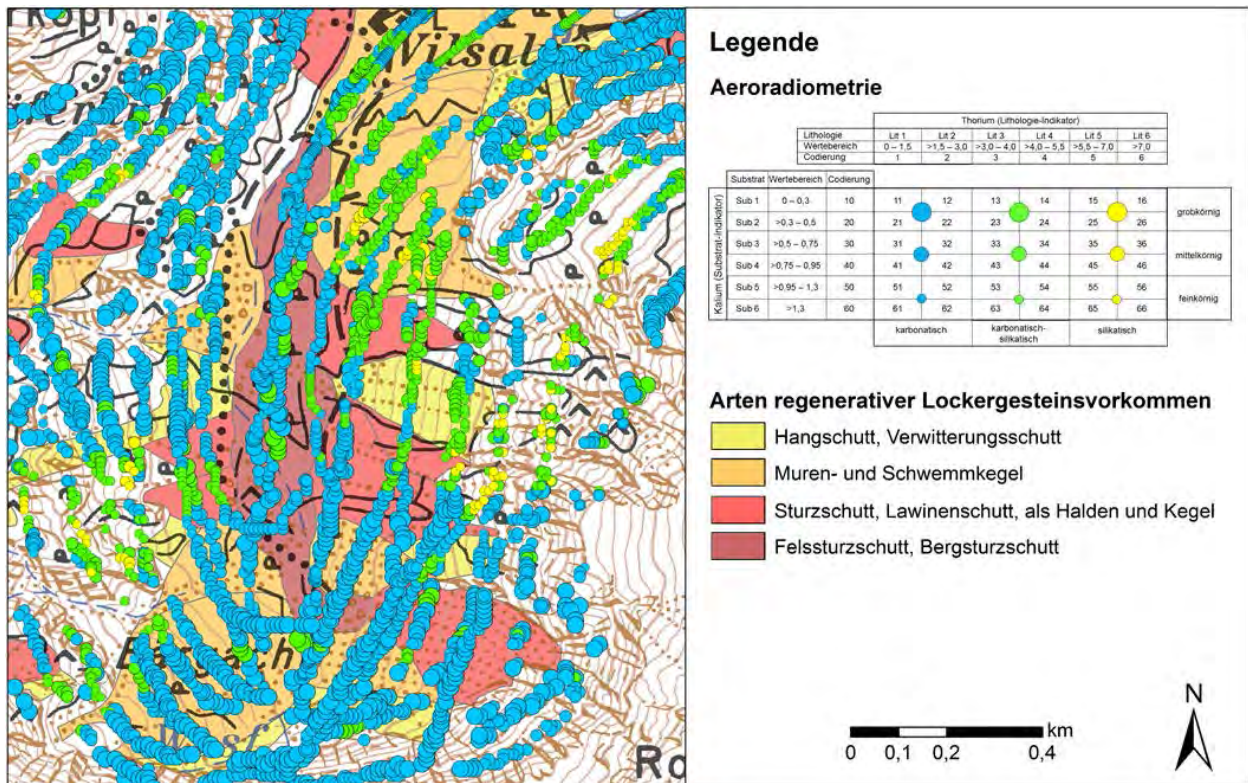


Abb. 3: Ausschnitt der digitalen Manuskriptkarte (Stand 2017) des hinteren Vilsalptales mit Informationen zu den Lockergesteinsvorkommen unterschiedlicher autochthoner und parautochthoner Genese sowie die zu Lithologie- und Substrat-Klassen/-Gruppen klassifizierten aeroradiometrischen Messwerte für Kalium-40 und Thorium-232. Darstellungsgrundlagen: Arbeitskarte der ÖK50, © BEV.

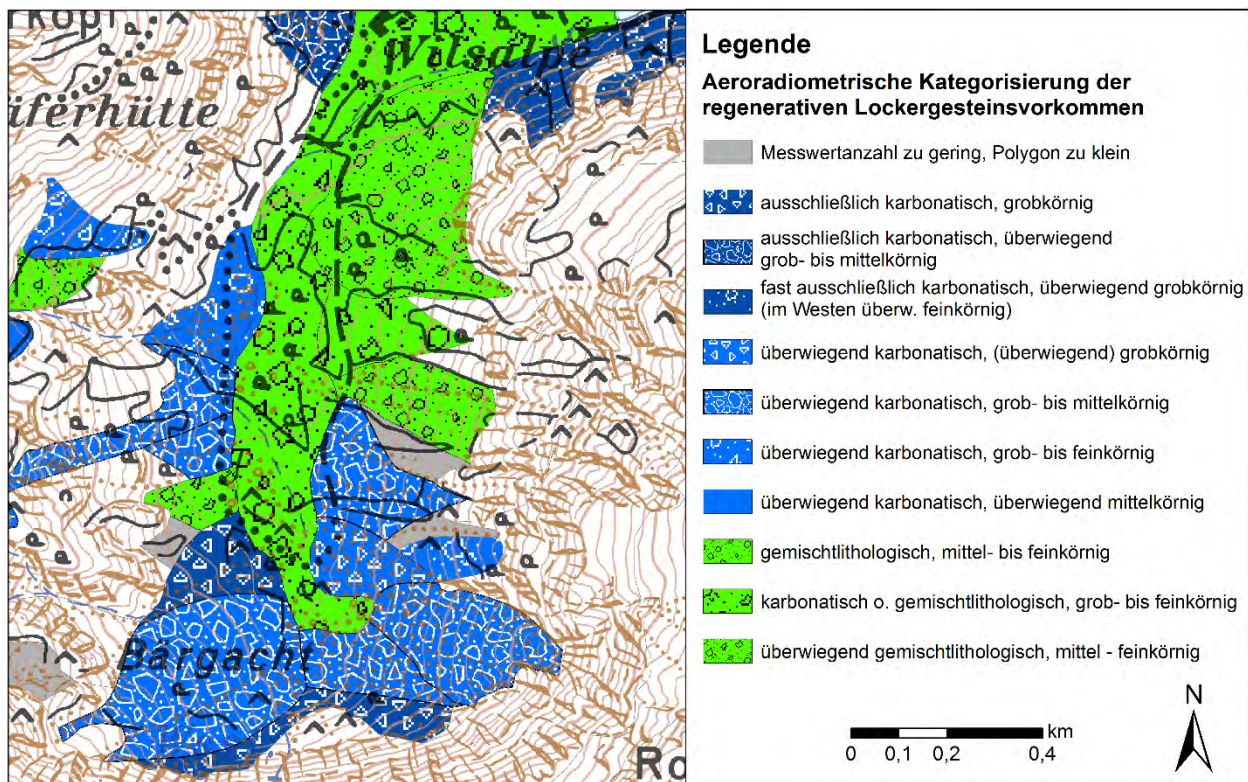


Abb. 4: Polygone der Lockergesteinsvorkommen unterschiedlicher autochthoner und parautochthoner Genese der digitalen Manuskriptkarte (Stand 2017) des hinteren Vilsalptales, kategorisiert auf Basis der erhaltenen Werte für Kalium-40 und Thorium-232 (vgl. Abb. 3). Darstellungsgrundlagen: Arbeitskarte der ÖK50, © BEV.

5. Schlussfolgerungen

Über die beschriebenen Fallstudien hinausgehend hat sich am Beispiel weiterer Befliegungsgebiete bestätigt, dass sich bei entsprechender Auswertung und Interpretation der aeroradiometrischen Daten Anwendungspotenziale ergeben, die eine effiziente geologische Landesaufnahme sinnvoll unterstützen können. Dies liegt insbesondere in den ableitbaren Indizien und Informationen zur Existenz und oberflächennahen Verbreitung lithologischer Fest- und Lockergesteinseinheiten sowie in der räumlich variablen Beschaffenheit der oberflächennahen Lockergesteinsauflage begründet. Insbesondere im Zuge früherer Bearbeitungsstadien im Rahmen von Kartierungsprojekten – aber auch später – können durch eine zielführende, sachdienliche Datenauswertung und Dateninterpretation wertvolle Zusatzinformationen gewonnen werden, die zu einem vollständigeren geologischen Kenntnistand und Verständnis beitragen.

Aufgrund der vielversprechenden bisherigen Ergebnisse sollen zukünftig vor gleichem Hintergrund weitere Untersuchungen in anderen Befliegungsgebieten durchgeführt werden.

Literatur

- MOSER, M. (2010): Geofast – Provisorische Geologische Karte 1:50.000 nach einem Manuskript von W. Zacher, Blatt 112 Bezau. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- MOTSCHKA, K. (2007): Gammastrahlenspektroskopie in Österreich. – In: HOFMANN, T. & SCHÖNLAUB, H.-P. (Eds.): Geo-Atlas Österreich – Die Vielfalt des geologischen Untergrundes, 102–103, Wien.
- SLAPANSKY, P., MOTSCHKA, K., BIEBER, G., AHL, A., WINKLER, E., SCHATTAUER, I. & PAPP, E. (2017): Aero-geophysikalische Vermessung im Bereich Wörgl (Tirol). – Endbericht, ÜLG-20/12c & 13c, ÜLG-28/14b & 15b, Geologische Bundesanstalt, Wien. https://www.geologie.ac.at/fileadmin/user_upload/dokumente/pdf/projekte_wiener_zeitung/2017/UELG_20_28_2012_2015.pdf
- TILCH, N., MELZNER, S., JANDA, C. & KOÇIU, A. (2008): GIS-basierte Raumgliederungs- und Regionalisierungsverfahren zur Erstellung von Substrat-Konzeptkarten und Prozessgrunddispositionskarten. – Unveröffentlichter Endbericht (Teil 3) des Projektes Naturgefahrenmanagement BUWELA – Bucklige Welt-Wechseland, 115 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- 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. (2011): 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, 20 S., Wien–Graz–Innsbruck. http://bfw.ac.at/050/pdf/ASlide_Endbericht_fin_201110119.pdf
- TILCH, N., SCHWARZ, L., KOÇIU, A., WINKLER, E. & MOTSCHKA, K. (2018): Potentiale aero-geophysikalischer Daten hinsichtlich der Modellierung von realitätsnäheren Dispositionskarten für flachgründige Massenbewegungen – eine Fallstudie im Bregenzerwald (Vorarlberg, Österreich). – Tagungsband zum 20. Geoforum Umhausen, 240–245, Niederthai. <http://www.geoforum-umhausen.at>

Strukturelle Kartierung mittels Fernerkundung – eine kritische Gegenüberstellung von Photogrammetrie, TLS und ALS

SANDRA MELZNER¹, ALEXANDER PREH², LEONHARD SCHWARZ¹, EMMANOUIL FLERIS²,
JOACHIM SCHWEIGL³ & MICHAEL BERTAGNOLI³

¹ Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien. sandra.melzner@geologie.ac.at;
leonhard.schwarz@geologie.ac.at

² TU Wien, Forschungsbereich Ingenieurgeologie, Institut für Geotechnik, Karlsplatz 13/220-1,
1040 Wien. alexander.preh@tuwien.ac.at; emmanouil.fleris@tuwien.ac.at

³ Niederösterreichische Landesregierung, BD1 Abteilung Allgemeiner Baudienst – Geologischer Dienst,
Landhausplatz 1, Haus 13, 3109 St. Pölten. joachim.schweigl@noel.gv.at;
michael.bertagnoli@noel.gv.at

1. Einleitung

Im Rahmen des Projektes „Gefahrenmodellierung von Sturzprozessen in Niederösterreich“ (NoeTALUS) werden verschiedene Fernerkundungstechniken für die strukturgeologische Kartierung eingesetzt (PREH et al., 2019). Um eine hohe Datenqualität zu gewährleisten, wurden geodätische Experten in das Projekt einbezogen. Im Rahmen des vorliegenden Beitrages werden die unterschiedlichen Erhebungstechniken und die damit erhaltenen Ergebnisse exemplarisch vorgestellt. Die Ergebnisse werden verglichen sowie deren Einsatzmöglichkeiten hinsichtlich unterschiedlicher strukturgeologischer Fragestellungen diskutiert.

2. Methoden

Seitens des Amtes der Niederösterreichischen Landesregierung, Referat Photogrammetrie und technische Vermessung, wurde eine terrestrische LIDAR („light detection and ranging“) Vermessung durchgeführt. Für die Vermessung wurde ein Riegl VZ400 Laserscanner eingesetzt (Abb. 1a). Die Messpunktewolken wurden von 20 bis 30 unterschiedlichen Positionen generiert. Für die Georeferenzierung wurden seitens der Geologischen Bundesanstalt (GBA) Reflektoren in der Felswand angebracht, farblich markiert und nummeriert.

Für die Datenerhebung mittels unbemanntem Luftfahrzeug (UAV) wurden zwei unterschiedliche Systeme von ferngesteuerten Flugsystemen (RPAS) verwendet: von der Firma 3GSM GmbH wurde eine hochauflösende photogrammetrische Vermessung unter Verwendung eines 3D-Bildmesssystem ShapeMetriX-UAV mit einer Kamera Sony A7R (Abb. 1b und 1c) durchgeführt. Das Aufnahmegebiet wurde mit einem Abstand von etwa 40 bis 90 m zur Oberfläche aufgenommen. Es wurde dabei interaktiv geflogen und die Navigation der Drohne mittels Live-Video unterstützt. Bei der Berechnung des 3D-Modells wurden die Fotos mittels Bündelausgleichs in ein einheitliches System gebracht. Das 3D-Modell wurde auf Basis der aufgezeichneten GPS-Koordinaten der Drohne referenziert (GAICH, 2018). Solche 3D-Modelle kann man prinzipiell auch mit Laserdaten kombiniert erstellen, technisch ist dies nichts anderes als ein texturiertes regelmäßiges 3D-Mesh.

Von der Firma Riegl wurden hochauflösende Airborn Laserscan (ALS) Punktwolken mittels einem RiCOPTER und einem terrestrial Laserscanner VUX-1 (Abb. 1d) erhoben. Der Laserscanner wurde speziell für Drohnen entwickelt. Aus dem anfangs geplanten automatischen Flug wurde letztlich ein manuell gesteuerter Flug, um Sicherheitsabstände gewährleisten zu können, da autonome Drohnen im Siedlungsbereich nicht ohne spezielle Genehmigung und ohne Eiverständniserklärung der Grundeigentümer eingesetzt werden dürfen. Weiters ist die maximale Flughöhe über Grund durch die Luftfahrtrechtliche Bewilligungsbehörde AustroControl mit 150 m begrenzt. Die UAV-LIDAR-Daten wurden mit den Terrestrial Laserscan (TLS) Daten von der Landesregierung zusammengeführt. Die flächendeckenden ALS-Daten wurden mit einem Riegl QG80i bzw. Q780 per Flugzeug erhoben. Vorgabekriterien bei den ALS-Daten waren bei der Vergabe 16 Punkte pro m² und ein Laser Footprint (beleuchtete Fläche an der Erdoberfläche, resultierend aus der Strahldivergenz) nicht größer als 30 cm.

Die Geologische Bundesanstalt war mit der Geländekartierung und der strukturgeologischen Analyse der Fernerkundungsdaten betraut



Abb. 1: Übersicht unterschiedlicher Datenerhebungsmethoden. (A) stop-and-go, TLS-Vermessung mit einem Stativ; (B) stop-and-go, TLS-Vermessung mit einem Fahrzeug (MELZNER et al., 2013; SCHILLER & MELZNER, 2017); (C) Hochauflösende photogrammetrische Vermessung unter Verwendung eines ShapeMetriX-UAV (Kamera Sony A7R, Foto: Andreas Gaich); (D) Mobile TLS-Vermessung mit einem RiCOPTER, der mit einem Laserscanner VUX-SYS AP20 ausgestattet ist (Quelle: MELZNER & SCHWARZ, 2019).

3. Einsatzmöglichkeiten und Einsatzpotenziale

Der Einsatz von **LIDAR- und photogrammetrischen Daten** in den Geowissenschaften bietet gegenüber der konventionellen Vermessung und/oder Geländekartierung viele **Vorteile** (SCHILLER & MELZNER, 2017): (i) flächendetaillierte 3D-Informationen sind zeiteffektiv erfassbar; (ii) Generalisierung vor Ort entfällt durch universelle Auswertemöglichkeiten; (iii) Datenerhebung auch in exponiertem Gelände möglich; (iv) Deformationen der Oberfläche (Volumensverschiebungen) sind mittels Laserscannermessungen genauer erfassbar als durch die Messung einzelner diskreter Punkte mittels Tachymeter; (v) in bewachsenen Bereichen bietet der Laserscan in vielen Fällen Vorteile gegenüber anderen Kartiermethoden; (vi) für die Vermessung ist ein Aufenthalt im unmittelbaren Zielgebiet nicht zwingend erforderlich (relevant bei akuter Gefährdung, z.B. durch Steinschlag/Felssturz).

TLS bietet eine ideale Ergänzung zu den vielerorts verfügbaren Airborne Laserdaten, da er genau die besonders steilen Bereiche erfasst, die mittels einem Airborne Laserscanning nicht erfasst werden. Gegenüber der Erfassung mittels UAV entfällt beim TLS die Notwendigkeit für ein aufwendiges Inertialsystem (IMU) und entsprechend komplexe Scannerdatenauswertung.

Die hochauflösenden Fernerkundungsdaten vom **Gebirge** ermöglichen eine qualitative und quantitative geologische Interpretation und Auswertung in verschiedenen Maßstäben, mit verschiedenen Auflösungen und unterschiedlichen Genauigkeiten in Abhängigkeit von Aufnahme- und Auswertungsmethode.

Für die **Kartierung von Lithologien** ist Farbinformation in den Daten notwendig. ShapeMetriX UAV verwendet sogenannte 3D-Bilder: das sind fotorealistische Modelle, welche die geometrische Form der aufgenommenen Oberfläche gemeinsam mit einem digitalen Foto

wiedergeben (Abb. 2a, b). Anhand dieser Daten sind unterschiedliche Lithologien bzw. frische Abbruchbereiche und/oder Bereiche mit häufigen Wasseraustritten gut identifizierbar. Der Unterschied ist, dass man im LIDAR einen zweiten Sensor benötigt (RGB etc.), während die photogrammetrischen Punktwolken aus Bildern abgeleitet werden, mit den entsprechenden Einschränkungen photogrammetrischer Punktwolken (Durchdringung, geometrische Schärfe). Im Falle der LIDAR-Daten können anhand der Intensitätsinformation die LIDAR-Punktwolken mit Falschfarben oder realen RGB-Bildern kodiert werden, welche durch interne oder externe Digitalkameras aufgenommen werden.

Die **Aufnahme des Trennflächengefüges**, wie zum Beispiel die Orientierung der unterschiedlichen Trennflächenscharen (Abb. 2d), Trennflächenabstände (Abb. 2c), Kluffkörpergröße und Auflockerungsgrad (Abb. 2b), kann anhand der LIDAR Punktwolken auch ohne Farbinformation erhoben werden. Je nach Analysesoftware (z.B. Coltop, I-site Studio, Cloud Compare, Discontinuity Set Extractor Software) können die relevanten, strukturellen Parameter manuell oder semi-automatisch extrahiert werden. Parameter, wie z.B. die **Trennflächenbeschaffenheit**, sind anhand der Fernerkundungsdaten schwer ableitbar.

Die photogrammetrische Software ShapeMetrix verfügt über eine sehr übersichtliche Benutzeroberfläche, mit der die 3D-Bilder strukturell einfach ausgewertet werden können. Besonders für die Überblickskartierung von dominanten Strukturen bzw. die Abgrenzung von strukturellen Homogenbereichen ist diese Methodik besonders geeignet (Abb. 2b).

Anhand der Punktwolken der LIDAR-Daten lassen sich sehr gut dominante Störungssysteme mit der Software Coltop (JABOYEDOFF et al., 2007) abgreifen. Wenn ALS-Daten und Orthofotos zur Verfügung stehen, können nach einfachen geometrischen Regeln Orientierungsdaten aus den Geländemodellen abgeleitet werden. Dominante Störungen zeichnen sich im digitalen Höhenmodell (DHM) morphologisch deutlich ab.

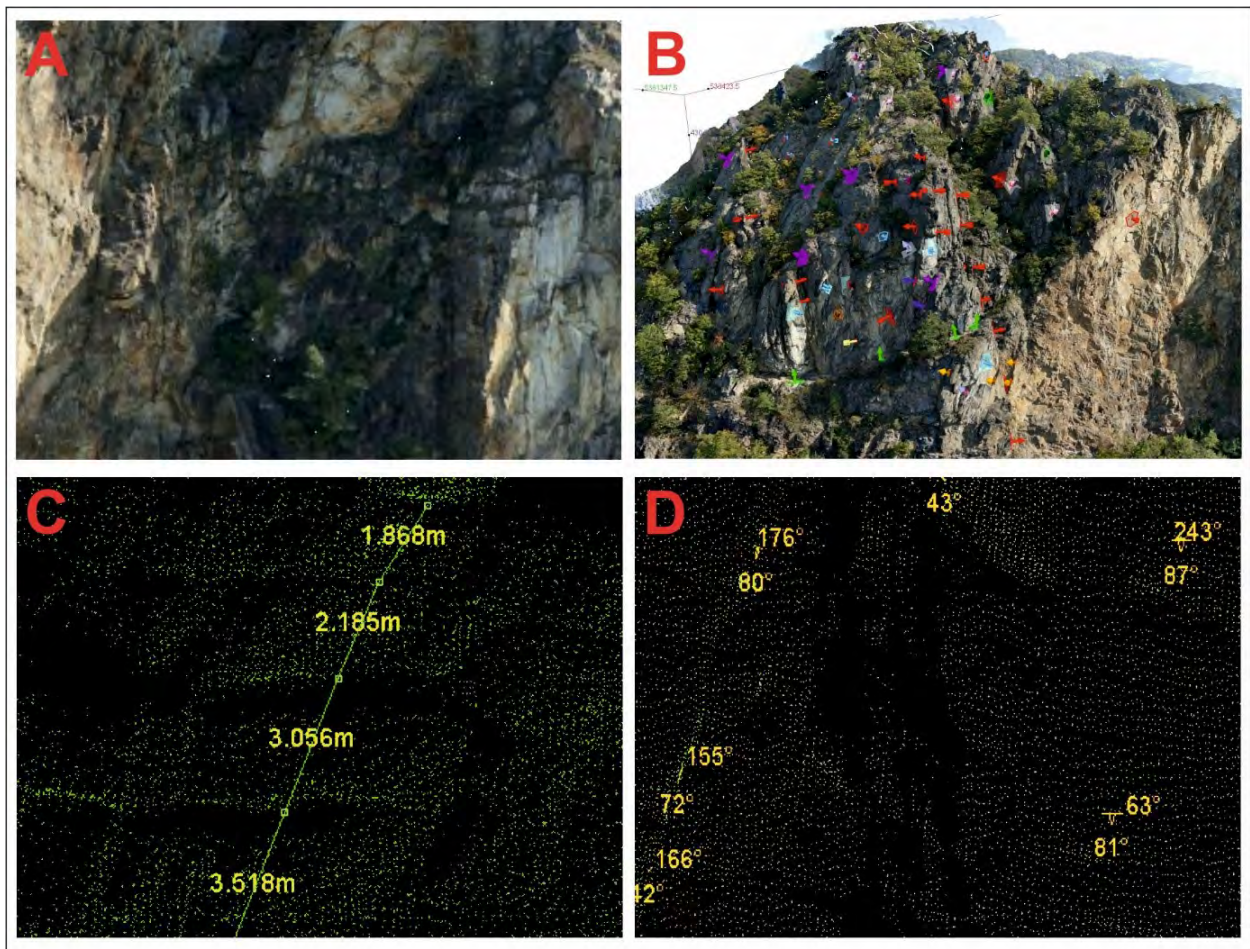


Abb. 2: Anwendungsbeispiele der Erhebung struktureller Parameter mittels photogrammetrischer Aufnahmen (A & B) und TLS-Punktwolken (C & D): (A) Lithologie, (B) Auflockerungsgrad und Orientierung dominanter Strukturen, (C) Trennflächenabstand, (D) Orientierung der Trennflächengefüge (Quelle: MELZNER & SCHWARZ, 2019).

4. Grenzen der Anwendung

Folgende Faktoren sind bei der Verwendung von Fernerkundungsdaten in den Geowissenschaften zu beachten (SCHILLER & MELZNER, 2017): (i) Die Aufnahmekonfiguration ist in vielen Fällen fehlertheoretisch ungünstig mit sehr entfernten Zielobjekten und relativ nahe gemessenen Bezugspunkten (z.B. bei steilen Talflanken). Eine entsprechend sorgfältige Planung der absoluten und der relativen Georeferenzierung mit der Vernetzung mehrerer Standpunkte und gemeinsamem Bündelblockausgleich ist daher Grundvoraussetzung für einen homogenen Datensatz; (ii) Die Realisierung eines übergeordneten Bezugssystems erfordert oft zusätzliche Messungen mit anderen Messmethoden (GPS, Tachymeter) (SCHILLER & MELZNER, 2017). Es hat sich gezeigt, dass die Reflektoren in den Felswänden aufgrund der Punktdichte am Objekt nicht vom RiCOPTER gesichtet werden konnten. ALS- und UAV-Passinformationen werden üblicherweise anhand von geometrischen Körpern ausreichender Größe und nicht aufgrund von Intensitätsschranken ermittelt; (iii) die raumzeitlich variablen Gebietsverhältnisse und Zustände (Feuchteverhältnisse der Oberflächen, Sonneneinstrahlung, Wetter, Bewuchs, Topologie) haben einen Einfluss auf die Qualität des Messergebnisses. Dies kann dazu führen, dass Bereiche nicht von dem LIDAR erfasst werden (Abb. 5) bzw. eine LIDAR-Messung der Oberfläche sogar unmöglich wird, da die Reflektivität des Objektes nicht ausreichend ist.

Die Steilheit des Geländes ist bei der Aufnahme und der Wahl der Analysemethoden problematisch. Beim Scannen werden alle Objekte im Zielgebiet erfasst. Eine nachfolgende Prozessierung inklusive Filterung der Vegetation aus der Punktwolke ist erforderlich. Speziell in Steilwänden sind hier spezielle (z.T. manuelle) Methoden notwendig. Kleinräumige lithologische Wechsel, strukturgeologische Elemente und engständiges Trennflächengefüge sind anhand der Fernerkundungsdaten nicht unbedingt erfassbar (Abb. 3). Besonders bei der Photogrammetrie müssen die Lichtverhältnisse passen.

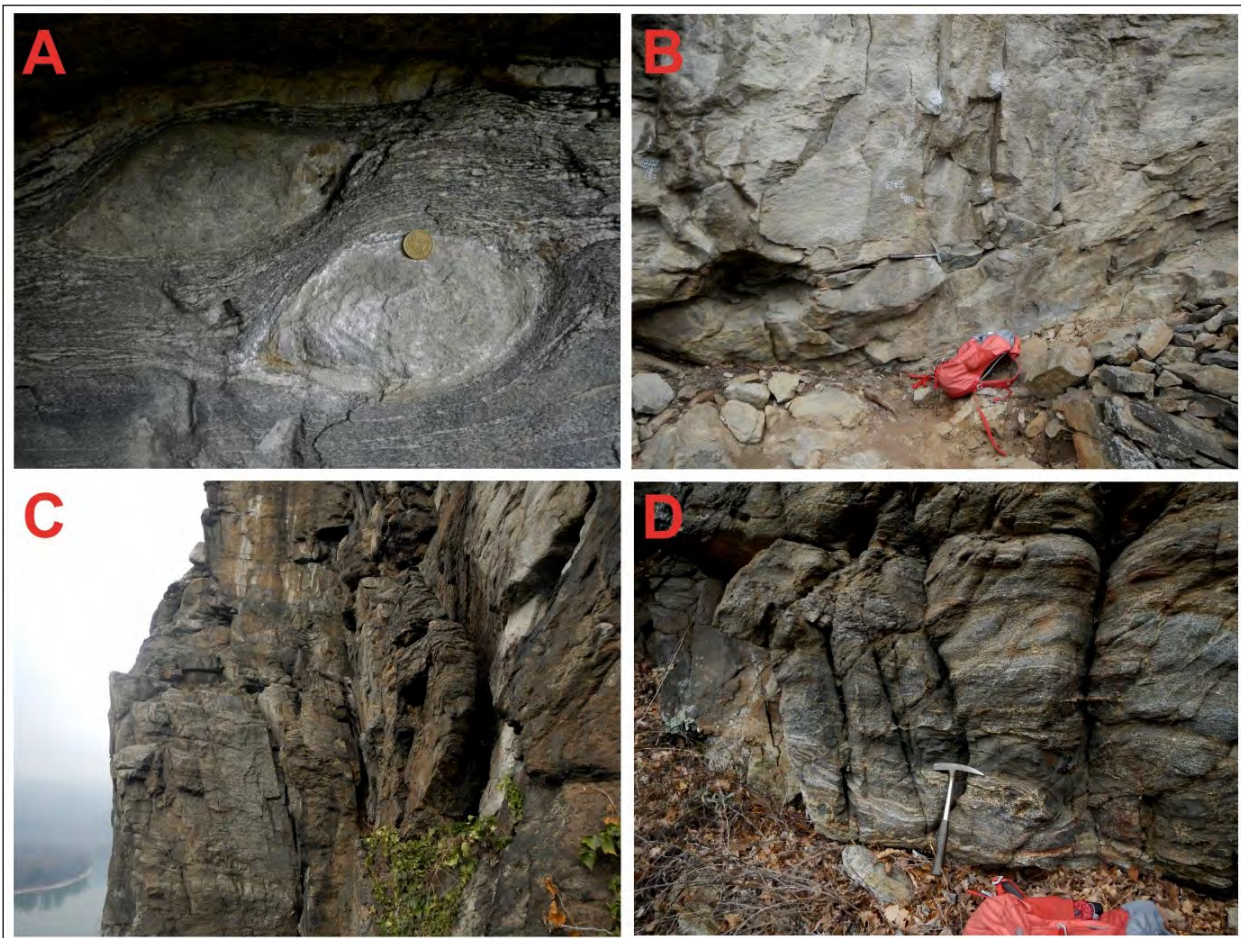


Abb. 3: Grenzen der Anwendbarkeit von Fernerkundungstechniken hinsichtlich der geologischen und strukturgeologischen Kartierung. (A) Tektonische Strukturen, wie Scherzonen, (B) Boudinage, (C) engständiges Kluffgefüge, oder (D) flanking folds entlang von Scherbändern, sind anhand der Fernerkundungsdaten schwer bzw. gar nicht zu identifizieren (Quelle: MELZNER, 2019).

Die Filterung der Vegetation aus der Punktwolke wurde mittels der Open Source Software Cloud Compare (BRODU & LAGUE, 2012) durchgeführt, da diese Software im akademischen Bereich weit verbreitet ist und einen Quasistandard darstellt. Die Erzeugung eines qualitativen DHMs oder Meshs (unregelmäßiges Dreiecksnetz) erfolgt in Cloud Compare (CC) mit Hilfe von Klassifizierungstools und einer Minimumfunktion (zur Identifikation der geringsten Höhe). Diese Vorgangsweise muss aber als nicht zufriedenstellend bezeichnet werden, da eine eindeutige Detektion des festen Untergrundes zumeist nicht möglich ist und dies in weiterer Folge eine manuelle Nachbearbeitung der Punktwolke erforderlich macht. Diese ist im Allgemeinen sehr zeitaufwändig, insbesondere bei komplexer Topografie in Kombination mit dichter Vegetation und großen Datenlücken aufgrund von Abdeckungen (v.a. bei TSL vom Boden aus). Da für die manuelle Filterung mit CC eine vorhergehende Klassifikation (Homogenbereiche ähnlicher Vegetationsdichten etc.) nur eine geringe Arbeitserleichterung darstellt (am ehesten noch im komplexen Terrain mit Abdeckungen), kann auf die Klassifizierung oft verzichtet werden.

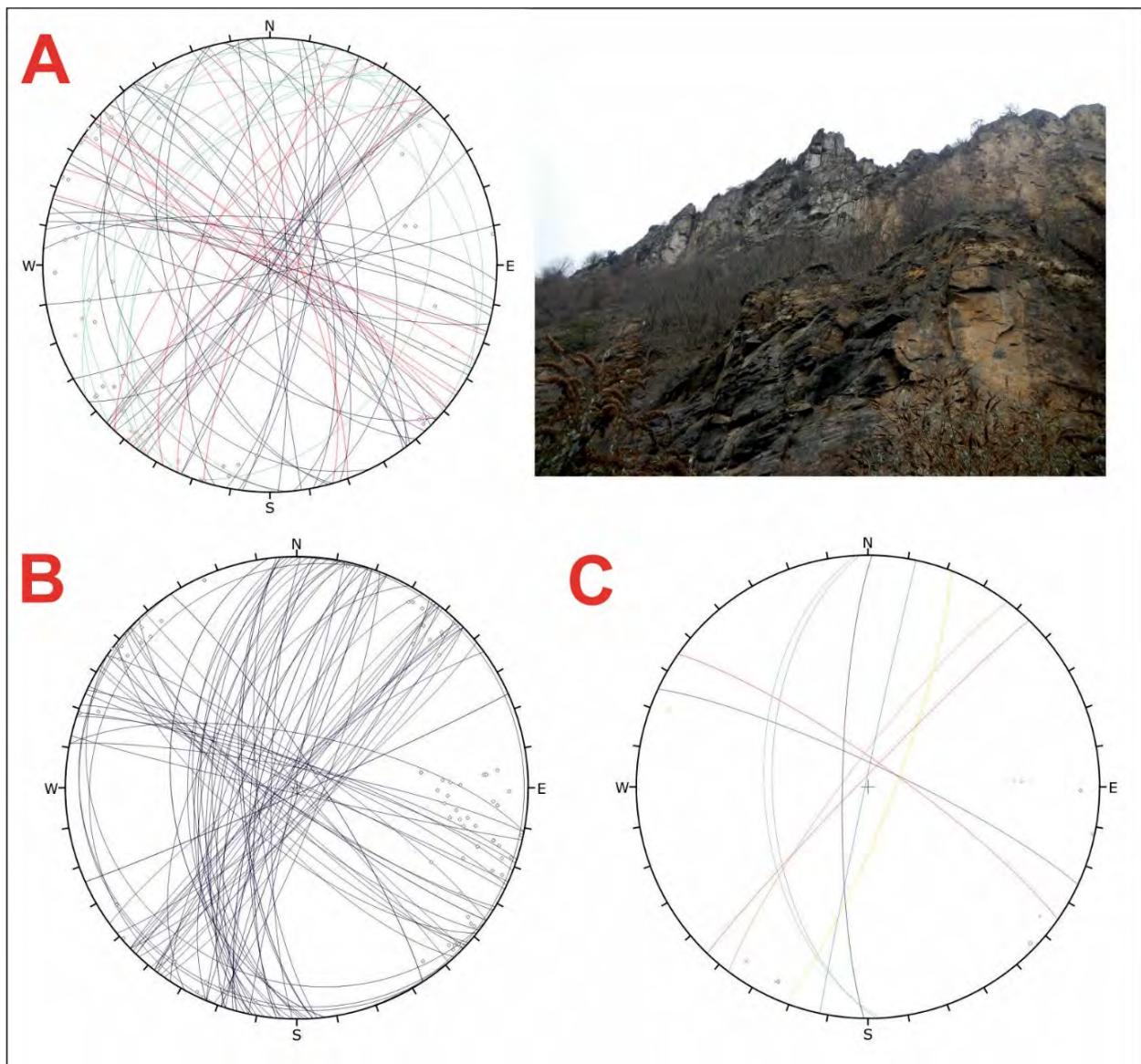


Abb. 4: Vergleich der strukturellen Auswertung von photogrammetrischen Daten mit den Ergebnissen der Geländekartierung in einem Felswandbereich (Foto). Stereographische Projektion der Flächen der dominanten Trennflächen, (A) Trennflächen-Geländekartierung, (B) Trennflächen-Photogrammetrie, (C) Trennflächen-Photogrammetrie eines aktuellen Felssturzbereichs (Quelle: MELZNER, 2019).

Generell gilt bei Auswertung von 3D-Messverfahren, dass ein ansprechendes photorealistisches Modell nicht mit Genauigkeit (exakte Wiedergabe der aufgenommenen Geometrie) gleichzusetzen ist. LIDAR-Daten eignen sich besonders für die Bestimmung von

Volumen/Oberflächengeometrie, Photogrammetrie für die Bestimmung von Oberflächenmaterial und Oberflächenbeschaffenheit. Aussagen auf Basis von TLS-Punktwolken/Geländemodellen basieren auf einer Interpolation/Modellierung und nicht auf der direkten Messung gezielter Punkte. Für die Erfassung von Bewegungsraten und Bewegungsrichtungen sind daher signalisierte Punkte im Beobachtungsgebiet erforderlich, die je nach erforderlicher Genauigkeit im Scan oder genauer, tachymetrisch gesondert gemessen werden.

Der Vergleich der Ergebnisse der Photogrammetrie-Auswertung mit der Geländekartierung (Abb. 4) zeigt, dass mittels der Methoden die gleichen Trennflächenscharen erfasst worden sind. Der Vorteil der Geländekartierung ist, dass Trennflächenarten unterschieden werden können. Mit der Photogrammetrie können jedoch große Gebiete zeitextensiv kartiert werden und zudem ermöglicht diese Methode eine erste Untergliederung in strukturelle Homogenbereiche bzw. einen guten Überblick von sehr weitständigen Strukturen/Trennflächenscharen. In aktiven Felssturzgebieten (Abb. 4c) bietet diese Methode zudem eine hohe Sicherheit, weil sich keine Personen zur Erkundung im gefährdeten Bereich aufhalten müssen. Die strukturelle Analyse von LIDAR-Punktwolken, z.B. mit der Software Coltop, benötigt mehr Übung, um die entsprechenden Punkte den Trennflächenscharen zuordnen zu können. Aktuelle strukturelle Auswertungen und die Validierung mit Geländedaten fokussieren auf der Quantifizierung von Messfehlern und Definition von Qualitätskriterien/Schwellenwerten hinsichtlich der relevanten Parameter mittels der unterschiedlichen Methoden.

5. Qualitätskriterien

Generell kann man sagen, dass es sich bei all den Fernerkundungsdaten um hochaufgelöste Daten handelt. Die Qualität der Daten wird allerdings durch Faktoren wie „Abdeckung der Daten“, „Güte der Filterung der Daten“, „Witterungsverhältnisse bei der Messung“ oder „Bezugssystem“ bedingt.

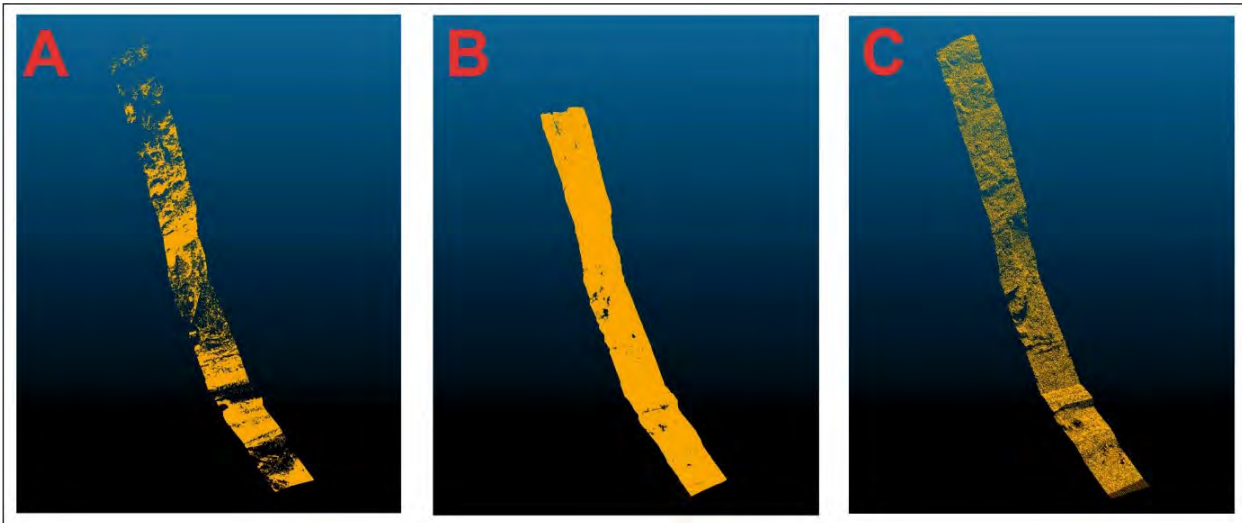


Abb. 5: Definition von Qualitätskriterien von Fernerkundungsdaten. Abdeckungsgrad der gefilterten LIDAR-Punktwolken von (A) TLS- (statisch), (B) ALS- (UAV) und (C) ALS-Daten (Quelle: MELZNER & SCHWARZ, 2019).

Beim Vergleich der unterschiedlichen LIDAR-Daten (Abb. 5) wird sehr schön deutlich, dass die unterschiedliche Aufnahmemethodik einen entscheidenden Einfluss auf den Abdeckungsgrad der Daten hat: bei der statischen TLS-Vermessung (Abb. 5a) werden vor allem die Felswände und die den Scanner umgebenden Bereiche und weniger die flacheren Hangbereiche erfasst, bei der LIDAR-Vermessung (Abb. 5b) mittels UAV werden die Felswände und flachere Hangbereiche gleichermaßen abgedeckt und bei der ALS-Vermessung (Abb. 5c) sind vorwiegend die flacheren Hänge und kaum die Felswände erfasst worden.

Aufnahmerichtung, Hangneigung, Exposition, Scanschatten, Anzahl der Scannerpositionen oder Distanz zum Scanner bedingen die Charakteristiken der LIDAR-Punktwolke, wie z.B. Punktverteilung und Punktdichte, die einen direkten Einfluss auf die Qualität der daraus abgeleiteten Aussage haben (SCHILLER & MELZNER, 2017).

Qualitätskriterien zur Beurteilung von resultierenden LIDAR-Punktwolken können beispielsweise sein:

- Durchschnittliche(r) Punktdichte/Punktabstand.
- Vollständigkeit der Abdeckung (Vorhandensein von Datenlücken).
- Räumliche Verteilung der Punkte (Homogenität der Punktdichte).
- Relative Punktgenauigkeit (Genauigkeit innerhalb der Punktwolke).
- Absolute Punktgenauigkeit (Genauigkeit hinsichtlich des Koordinatensystems).

Die Qualitätskriterien „durchschnittliche Punktdichte“ und „räumliche Verteilung der Punkte“ wurden im folgenden Beispiel zum Vergleich zwischen den gefilterten Punktwolken von ALS und statischem TLS herangezogen (Tab. 1). Die durchschnittliche Punktdichte wurde als Punktzahl/m² mittels zweier verschiedener Berechnungsmethoden ermittelt: Punktdichte I wurde auf die gesamte Geländeoberfläche bezogen (Datenlücken > 1 m sind hier berücksichtigt). Punktdichte II wurde auf die angrenzende Geländeoberfläche jedes Punktes in 0,5 m Umgebung bezogen (Datenlücken > 1 m sind hier ausgenommen), wodurch die Dichte räumlich differenziert werden kann. Die räumliche Verteilung der Punkte wurde daher über die Standardabweichung der Punktdichte II erfasst. Deutlich ist die höhere Datenqualität im stationären TLS gegenüber dem ALS hinsichtlich der Punktdichte zu erkennen. Bei Punktdichte I zeigt in beiden Fällen der Transportbereich v.a. aufgrund der geringeren Abdeckung höhere Dichten als der Ablösebereich. Hinsichtlich der räumlichen Verteilung erweist sich jedoch die ALS-Punktwolke als homogener und somit qualitativ höher. Dies zeigt gut auf, dass zur Beurteilung der Punktwolkenqualität mehrere Qualitätskriterien (s.o.) notwendig sind und die Punktdichte alleine hierfür bei Weitem nicht ausreicht.

Hangklasse	Punktdichte I [P/m ²]	Punktdichte II [P/m ²]	Standardabweichung der Punktdichte II
ALS-Ablösebereich	10,4	13,9	5,0
ALS-Transportbereich	18,2	19,7	4,8
Statischer TLS-Ablösebereich	37,0	108,6	45,2
Statischer TLS-Transportbereich	43,1	100,9	41,1

Tab. 1: Qualitätskriterien durchschnittliche Punktdichte (Punktdichte I bezogen auf gesamte Geländeoberfläche, Punktdichte II bezogen auf angrenzende Geländeoberfläche) und räumliche Verteilung der Punkte (Standardabweichung der Punktdichte II) (MELZNER & SCHWARZ, 2019).

Bei der Definition der Qualität von Photogrammetrie-Daten ist besonders der Einfluss der Tiefenschärfe (Blende und Belichtungszeit) auf die Auflösung und Lagegenauigkeit von Relevanz.

Das ShapeMetrix 3D-Modell wurde auf Basis der aufgezeichneten GPS-Koordinaten der Drohne referenziert. Es ist aus diesem Grund auch keine absolute Modellgenauigkeit quantifizierbar. Sollte eine spätere Verfeinerung der Lagegenauigkeit erforderlich werden, so ist eine nachträgliche Vermessung markanter Punkte in der Wand denkbar (durch externen Vermesser). Zuvor durchgeführte Bewertungen (Messungen) können in ein neues Koordinatensystem mittransformiert werden, es muss daher nicht erneut kartiert werden (GAICH, 2018).

6. Schlussfolgerungen

Die Vermessung mittels Fernerkundung ist in zwei Phasen durchzuführen: in der ersten Phase könnten die vermessungstechnisch problematischen Bereiche in den Messungen identifiziert werden, in der zweiten Phase könnten eben jene Problembereiche nachgearbeitet werden.

Für die Unterstützung der Geländekartierungen eignet sich besonders die photogrammetrische Software ShapeMetrix, da sie leicht anwendbar ist und die 3D Daten einen guten Überblick über die geologische Situation bieten.

Das Entfernen der Vegetation aus LIDAR Daten ist schwierig und definitiv kein Standardprozess. Vor allem in steilem, nahezu vertikalem Gelände werden die meisten Filtertechniken und Softwarelösungen keine akzeptablen Ergebnisse liefern, ohne die räumliche Auflösung zu beeinträchtigen. Dort kann die Geländekartierung nicht ersetzt werden.

7. Danksagung

Die Autoren möchten ganz herzlich folgenden Personen und/oder Institutionen für die Unterstützung des Projektes danken: der Gemeinde Dürnstein und den Anrainern für die Unterstützung der Projektarbeiten, Gerhard Pfahler und Boris Stummer (Amt der Niederösterreichischen Landesregierung, Referat Photogrammetrie und technische Vermessung) sowie Hannes Polt, Peter Muschawek und Philipp Amon (Firma Riegl GmbH) für die LIDAR-Vermessungen und inspirierenden Fachdiskussionen, Andreas Gaich (3GSM GmbH) für die photogrammetrische Vermessung und Fachdiskussionen, Gregor Schiller (Vermessung Schmid) für Fachdiskussionen, Alfred Michl (Polizeiinspektion Weißenkirchen) für die Unterstützung des Projektes sowie Manfred Linner von der FA Kristallingeologie und Michael Lotter von der FA Ingenieurgeologie der GBA für die Fachdiskussionen.

Literatur

- BRODU, N. & LAGUE, D. (2012): 3D terrestrial lida data classification of complex natural scenes using a multiscale dimensionality criterion: applications in geomorphology. – *ISPRS Journal of Photogrammetry and Remote Sensing*, **68**, 121–134, Amsterdam.
- GAICH, A. (2018): Bericht über ShapeMetrix UAV, Befliegung und 3D Modell-Dürnstein, November 2018, Graz.
- JABOYEDOFF, M., METZGER, R., OPPIKOFER, T., COUTURE, R., DERRON, M.-H., LOCAT, J. & TURMEL, D. (2007): New insight techniques to analyze rock-slope relief using DEM and 3D-imaging cloud points: COLTOP-3D software. – In: EBERHARDT, E., STEAD, D. & MORRISON, T. (Eds.): *Rock mechanics: Meeting Society's Challenges and Demands*, Volume 1, 61–68, Vancouver (Taylor & Francis).
- MELZNER, S. (2019): NoeTALUS: Bericht zum AP 1.2: Geologische Detailkartierung im Gföhler Deckensystem, Gemeindegebiet Dürnstein. – Unveröffentlichter NoeTALUS Projektbericht, Wien.
- MELZNER, S. & SCHWARZ, L. (2019): NoeTALUS: Bericht zum AP 1.2: Vergleich unterschiedlicher Fernerkundungsmethoden auf der Hangskala, Gemeindegebiet Dürnstein. – Unveröffentlichter NoeTALUS Projektbericht, Wien.
- MELZNER, S., DOWD, C., SCHILLER, G. & KOÇIU, A. (2013): The use of TLS and ALS data for engineering geological mapping in a narrow alpine valley. – Poster im Rahmen des Geoforum Umhausen, 16.–18. Oktober 2018, Umhausen, Tirol.
- PREH, A., MELZNER, S. & MARLOVITS, N. (2019): Forschungsprojekt NoeTALUS- Gefahrenmodellierung von Sturzprozessen in Niederösterreich. Entwicklung und Beurteilung von Methoden zur Erstellung von Gefahrenkarten für Sturzprozesse. – Unveröffentlichter 1. Zwischenbericht NoeTALUS, Wien.
- SCHILLER, G. & MELZNER, S. (2017): Terrestrial Laser Scanning in den Geowissenschaften – Chancen und Herausforderungen. – In: WIMMER-FREY, I., RÖMER, A. & JANDA, C. (Red.): *Arbeitstagung 2017 – Angewandte Geowissenschaften an der GBA*, 126–131, Wien.

Hints on provenance and protolith age of medium to high-grade metamorphic metasediments from the Eastern Alps – based on detrital U/Pb zircon age distributions

NILS FRANK¹, WALTER KURZ², DENG FENG HE³, RALF SCHUSTER⁴, YUNPENG DONG³ & CHRISTOPH HAUZENBERGER¹

¹ Karl-Franzens-Universität Graz, Institut für Erdwissenschaften, Bereich Petrologie und Geochemie, Universitätsplatz 2, 8010 Graz. nils.frank@uni-graz.at; christoph.hauzenberger@uni-graz.at

² Karl-Franzens-Universität Graz, Institut für Erdwissenschaften, Heinrichstraße 26, 8010 Graz. walter.kurz@uni-graz.at

³ State Key Laboratory of Continental Dynamics, Department of Geology, Northwest University, China, Northern Taibai Str. 229, Xi'an 710069, China. hedengfeng000@163.com; dongyp@nwu.edu.cn

⁴ Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien. ralf.schuster@geologie.ac.at

The Koralpe-Wölz Nappe System as part of the Upper Austroalpine Unit is generally characterised by medium to high grade (amphibolite and eclogite facies) Eo-Alpine (Cretaceous) metamorphism contemporaneous or subsequent to Alpine nappe stacking. The investigated units of the Koralpe-Wölz Nappe System were affected by Permian high-temperature–low-pressure metamorphism, basically related to lithospheric thinning subsequent to the Variscan orogeny. While the metamorphic conditions and the timing of the metamorphic events are well constrained, very little is known about the protolith ages of the widely distributed metasediments. They comprise huge masses of micaschist and paragneiss with intercalations of marble, quartzite, amphibolite and eclogite.

In this study we present data from U/Pb dating of detrital zircons measured on samples of several complexes of the Koralpe-Wölz Nappe System. Additionally, we give an outlook on the samples, which are already sampled and in progress at present. These age data will give information about potential provenance areas, maximum ages of sediment deposition and hints on the sedimentary environment.

Zircon age spectra of the Koralpe Complex show main peaks for Ordovician and Carboniferous ages. The maximum deposition age of the sedimentary precursor is defined by the youngest zircon detrital age of 301 ± 15 Ma. However, the youngest zircon ages measured in this unit are in the range of 250–285 Ma. These texturally distinct zircons formed during Permian amphibolite facies and anatexis and are confirmed by ages measured on magmatic garnet from Permian pegmatites (THÖNI, 2002). A micaschist from the Saualpe Complex is dominated by zircons with ages of around 90 Ma. These ages indicate a metamorphic formation of the zircons during the Eo-Alpine tectonometamorphic event. The zircon age distribution in metasediments from the Rappold Complex is dominated by Cadomian ages. Youngest ages are in the range of 330–380 Ma indicating the upper age limit for the sedimentation of this unit.

The available detrital zircon data indicate different provenance areas for the metasediments of the Koralpe and Saualpe Complex with respect to the Rappold Complex. They indicate a late Carboniferous to early Permian depositional age for parts of the Koralpe Complex, which is surprisingly young. An enlarged data set including the samples in progress will help to reconstruct the Carboniferous paleogeographic arrangement of the Austroalpine basement units in the future.

Reference

THÖNI, M. (2002): Sm-Nd isotope systematics in garnet from different lithologies (Eastern Alps): age results, and an evaluation of potential problems for garnet Sm–Nd chronometry. – *Chemical Geology*, **185**, 255–281, Amsterdam.

Der Gaugen-Komplex in der Erdgeschichte (Kreuzeckgruppe, Kärnten)

GERIT E.U. GRIESMEIER¹, RALF SCHUSTER¹, BENJAMIN HUET¹ & BERNHARD GRASEMANN²

¹ Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien. gerit.griesmeier@geologie.ac.at;
benjamin.huett@geologie.ac.at; ralf.schuster@geologie.ac.at

² Universität Wien, Department für Geodynamik und Sedimentologie, Althanstraße 14, 1090 Wien.
bernhard.grasemann@univie.ac.at

Es gibt nur wenige Stellen in den Ostalpen, an denen die prä-alpidische Geschichte im Detail untersucht werden kann. Manche dieser Stellen liefern Hinweise auf ein ordovizisches Dehnungsereignis, die variszische Gebirgsbildung und/oder ein permisches Dehnungsereignis. Die meisten ostalpinen Einheiten wurden jedoch in der Kreide oder später von penetrativer Deformation und Metamorphose überprägt, wobei ältere Strukturen größtenteils ausgelöscht wurden.

Das Drauzug-Gurktal-Deckensystem bildete während des Eoalpidischen (kretazischen) Ereignisses die höchste tektonische Einheit im Orogenkeil, wodurch die Möglichkeit, dass ältere Strukturen erhalten sind, erheblich größer ist als in den tieferen Einheiten. Der Gaugen-Komplex (Abb. 1) ist Teil des Drauzug-Gurktal-Deckensystems und nimmt große Bereiche der südöstlichen Kreuzeckgruppe (GRIESMEIER et al., 2019) und nördlichen Goldeckgruppe (PESTAL et al., 2006) südlich des östlichen Tauernfensters ein. Paragneise und Glimmerschiefer stellen den größten Anteil der Gesteine des Gaugen-Komplexes dar. Zusätzlich gibt es kleinere Granodiorit-/Dioritgneis-, Quarzit- und Amphibolitkörper, die in die Hauptlithologien eingeschaltet sind. Genaue Beschreibungen der einzelnen Lithologien finden sich in GRIESMEIER & SCHUSTER (2017) und GRIESMEIER (2017). Geochemische Analysen zeigen, dass die Orthogneise (Grakofel-Dioritgneis und andere) peraluminös sind und Signaturen aufweisen, die für Inselbogenmagmatismus typisch sind. Dies steht im Einklang mit Untersuchungen des Grakofel-Dioritgneises von RECHE (1981).

Hinweise auf das Sedimentationsalter des Gaugen-Komplexes liefert eine Karbonatlage im hangenden Teil der Einheit, für die aufgrund von Sr-Isotopien ein devonisches Alter wahrscheinlich ist ([2] – siehe Nummern in Abbildung 1; DEUTSCH, 1977; SCHUSTER et al., 2006). Die klastischen Sedimente in deren Liegendem müssen daher älter sein, jene im Hangenden könnten bis in das frühe Karbon reichen [1].

In den Paragneisen und Glimmerschiefen ist Granat mikroskopisch immer vorhanden und in einzelnen Lagen kann er bis zu 1 cm Durchmesser erreichen. Lokal treten zusätzlich Staurolith und Kyanit im Gleichgewicht mit Granat auf und zeigen somit amphibolitfaziale Bedingungen an. Eine Sm-Nd-Dreipunktisochrone (zwei Granatfraktionen und eine Gesamtgesteinsfraktion) gibt ein spätkarbonates Alter von 306 ± 5 Ma. Dieses wird als Wachstumsalter des Granats in einer späten Phase des Variszischen Ereignisses interpretiert.

Der Gaugen-Komplex wird durch eine E–W streichende, eoalpidische Scherzone (Leßnigbach-Scherzone) durchschnitten, die den Nordblock gegenüber dem Südblock hebt. Anhand zweier repräsentativer Proben von beiden Seiten der Scherzone wurden gesamt- und mineralchemische Analysen durchgeführt sowie Gleichgewichtsdiagramme mit dem Programm Theriak-Domino (DE CAPITANI & PETRAKAKIS, 2010) im System Na-Ca-K-Mn-Fe-Mg-Al-Si-H₂O-Ti (SiO₂ und H₂O Überschuss) berechnet. In der Probe aus dem Block südlich der Scherzone liegt die stabile Gleichgewichtsparagenese *Grt-Bt-Ms-Pl-Ilm* in einem relativ großen, pentavarianten Feld im Bereich von 570 bis 670° C und 5,5 bis 8,5 kbar. Die gemessene Zusammensetzung einzelner Granat-, Biotit-, Plagioklas- und Muskovitminerale zeigt, dass die aufgezeichneten Bedingungen bei etwa 570° C und 6,5 kbar liegen [3]. Nördlich der Scherzone umfasst die stabile Gleichgewichtsparagenese *Grt-Ky-St-Bt-Ms-Pl-Ilm* ein schmales, trivariantes Feld bei etwa 640° C und 6,5 kbar [4]. Diese Bedingungen werden durch die chemische Zusammensetzung von Granat, Biotit, Plagioklas und Muskovit bestätigt. Da für die Probe aus dem Nordblock höhere Temperaturen ermittelt wurden, wird angenommen, dass dieser während der Bildung der variszischen Mineralparagenesen tiefer versenkt gewesen ist als der Südblock.

Rb-Sr-Biotitalter aus dem Block südlich der Leßnigbach-Scherzone ergaben ca. 280 Ma, während eines vom nördlichen Block einen jüngeren Alterswert von 221 Ma aufweist. Diese Alter, welche die Abkühlung unter ca. 300° C widerspiegeln, werden als später verjüngte variszische Abkühlalter interpretiert [5]. Permische Sedimente, die heute in der Leßnigbach-Scherzone stecken, weisen darauf hin, dass sich der Gaugen-Komplex im Perm nahe der Oberfläche befunden haben muss [6]. Der Altersunterschied in den Biotitaltern kann dadurch erklärt werden, dass der Block nördlich der Scherzone während des Eoalpidischen (kretazischen) Ereignisses höhere Temperaturen erfuhr – weil er sich in größerer Tiefe befand – als der südliche Block. Dadurch wurden die Biotitalter im Nordblock stärker verjüngt, wobei jedoch vermutlich nicht viel mehr als 300° C erreicht wurden [7]. Durch Rotation und differentielle Hebung des Nordblocks im Zuge der Exhumation während des Eoalpidischen Ereignisses und Bewegungen entlang der Leßnigbach-Scherzone [8] kommt es vermutlich zur heute beobachteten Konstellation (GRIESMEIER et al., 2019). Danach kühlte der Gaugen-Komplex kontinuierlich ab. Apatit fission track-Alter zeigen, dass er im Oligozän bis Miozän (25–16 Ma) oberflächennahe Temperaturen erreicht hatte ([9]; WÖFLER et al., 2015).

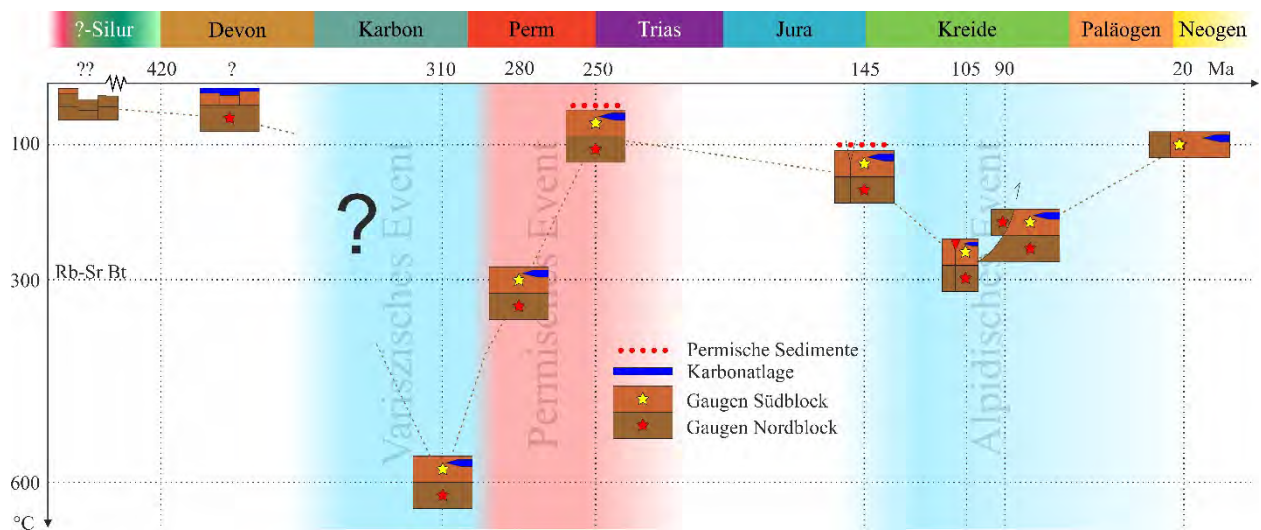


Abb. 1: Rekonstruiertes Zeit-Temperatur-Diagramm des Gaugen-Komplexes. Die Nummern in eckiger Klammer beziehen sich auf die angegebenen Nummern im Text. Verändert nach GRIESMEIER et al. (2019).

Literatur

- DE CAPITANI, C.D. & PETRAKAKIS, K. (2010): The computation of equilibrium assemblage diagrams with Theriak/Domino software. – *American Mineralogist*, **95/7**, 1006–1016, Washington, D.C.
- DEUTSCH, A. (1977): Geologie und Petrographie der mittleren Goldeckgruppe (Kärnten/Österreich). – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **120/2**, 231–294, Wien.
- GRIESMEIER, G.E.U. (2017): Tektono-metamorphe Entwicklung der SE Kreuzeckgruppe (Ostalpen, Österreich). – Unveröffentlichte Masterarbeit, Universität Wien, 73 S., Wien.
- GRIESMEIER, G. & SCHUSTER, R. (2017): Bericht 2016 über geologische Aufnahmen auf Blatt 181 Obervellach. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **157**, 369–373, Wien.
- GRIESMEIER, G.E.U., SCHUSTER, R. & GRASEMANN, B. (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. <http://dx.doi.org/10.1007/s00015-018-0328-1>
- PESTAL, G., REITNER, J.M. & SCHUSTER, R. (2006): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 182 Spittal an der Drau. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- RECHE, R. (1981): Zur petrographischen, erzmineralogischen und geochemischen Untersuchung der Gesteine des Grakofel. – Diplomarbeit, Universität Hamburg, 130 S., Hamburg.
- SCHUSTER, R., PESTAL, G. & REITNER, J.M. (2006): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 182 Spittal an der Drau. – 115 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- WÖFLER, A., DEKANT, C., FRISCH, W., DANIŠIK, M. & FRANK, W. (2015): Cretaceous to Miocene cooling of Austroalpine units southeast of the Tauern Window (Eastern Alps) constrained by multi-system thermochronometry. – *Austrian Journal of Earth Sciences*, **108/1**, 18–35, Wien.

Tektonisches Modell der östlichen Stubaier Alpen (Oberostalpin; Ötztal- und Steinach-Decken)

MARTIN REISER¹, GERD RANTITSCH², THOMAS SCHEIBER³, WOLFGANG FRANK⁴ &
MANFRED ROCKENSCHAUB¹

¹ Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien. martin.reiser@geologie.ac.at

² Montanuniversität Leoben, Lehrstuhl für Geologie und Lagerstättenlehre, Peter-Tunner Straße 5, 8700 Leoben. gerd.rantitsch@unileoben.ac.at

³ Western Norway University of Applied Sciences, Department of Environmental Sciences, Postbox 7030, 5020 Bergen, Norway. thomas.scheiber@hvl.no

⁴ Universität Wien, Althanstraße 14, 1090 Wien. wolfgang.frank@univie.ac.at

Das Oberostalpin der östlichen Stubaier Alpen (sensu SCHMID et al., 2004; Abb. 1) wird von der Ötztal-Decke (Ötztal-Bundschuh-Deckensystem) mit ihren primär auflagernden Metasedimenten („Brenner Mesozoikum“) dominiert. Die Ötztal-Decke besteht aus Paragneisen, Glimmerschiefern und untergeordneten Amphiboliten, in die Granite intrudierten. Die Sedimente des Brenner Mesozoikums setzen im Perm ein und reichen bis in den Jura. Über den klastischen Ablagerungen an der Basis folgen Dolomite der Mittel- und Obertrias, getrennt von dunklen Schiefern und Phylliten des Karniums (Raibl-Gruppe). Darüber folgen die Kalke und Schiefer des „Metamorphen Kalkkomplexes“ (hauptsächlich Jura). Die Decken des Drauzug-Gurktal-Deckensystems, die Steinach-Decke und die Blaser-Decke wurden eoalpidisch (kretazisch) auf das Ötztal-Bundschuh-Deckensystem überschoben. Dabei zeigen sich deutliche Parallelen zu den Gurktaler Alpen, auf der Ostseite des Tauernfensters (vgl. HOLDHAUS, 1921; TOLLMANN, 1975). Die Blaser-Decke besteht aus kalkalpinen triassischen bis jurassischen Schichtgliedern, die, im Gegensatz zum Brenner Mesozoikum, alpidisch nicht metamorph überprägt wurden. Die Steinach-Decke gliedert sich in die Gschnitztal-Teildecke im Liegenden und die Obernberg-Teildecke im Hangenden. Retrograd überprägte (Granat-)Glimmerschiefer sind die vorherrschenden Lithologien in der Gschnitztal-Teildecke. Quarzphyllite und Grünschiefer der strukturell höheren Obernbergtal-Teildecke führen lokal prograden Chloritoid und zeigen keine Anzeichen einer retrograden Metamorphose. ⁴⁰Ar/³⁹Ar-Datierungen an Hellglimmern ergaben Abkühlalter zwischen 321 und 311 Ma (ROCKENSCHAUB et al., 2003b), die bei Metamorphosetemperaturen von 425–519° C (Raman Spektroskopie an grafitischen Proben) einer variszischen Überprägung zugeordnet werden. Die oberkarbonen Anthrazit führenden klastischen Sedimente („Karbon von Nösslach“), welche die Eisendolomit führenden Phyllite der Obernbergtal-Teildecke transgressiv überlagern, wurden alpidisch bei 300–350° C überprägt (LÜNSDORF et al., 2012).

Aufgrund der lithologischen und petrologischen Unterschiede wird vorgeschlagen, die beiden Teildecken als Decken zu klassifizieren und den Begriff „Steinach-Decken“ als informellen Überbegriff zu erhalten. Weitere Analysen werden zeigen, ob es möglich ist, die oberkarbonen Sedimente zusammen mit den Eisendolomiten tektonisch von den tieferen Bereichen der Obernbergtal-Decke abzugrenzen und als eigene Decke (z.B. Nösslach-Decke) zu definieren.

⁴⁰Ar/³⁹Ar-Analysen in einem N–S-Profil durch die Obernbergtal-Decke zeigen variszische Abkühlalter im Norden und alpidische Abkühlalter zwischen 95 und 84 Ma im südlichen Teil. Dieses Ergebnis deckt sich mit Dünnschliff-Beobachtungen, die an der mylonitisch überprägten Basis eine zunehmende Deformation und eine jüngere Glimmergeneration zeigen. Auf der Geologischen Karte, Blatt 148 Brenner, wurde der südliche Teil der Obernbergtal-Decke bereits als eigene tektonische Schuppe ausgeschieden. Im Bereich dieser Schuppe sind Linsen von stark deformiertem Kalkmarmor im Quarzphyllit aufgeschlossen. Diese werden als boudinierte Marmore des Brenner Mesozoikums interpretiert, die zusammen mit den Gesteinen der „Steinach-Decken“ im Mikro- bis Hundertermeter-Bereich verfault wurden. Die Faltenachsen sind meist SE–NW orientiert und parallel zu den Faltenachsen ist ein markantes SE–NW orientiertes Streckungslinear entwickelt. Die Scherzone zeigt eine nach Südost abschiebende Kinematik. Aufgrund der eoalpidischen Überprägung, der intensiven Verfaltung und des Auftretens von boudinierten Karbonaten aus dem Brenner Mesozoikum innerhalb der Quarzphyllite wird

LEGENDE

OBEROSTALPIN

Drauzug-Gurktal-Deckensystem

"Steinach-Decken"

Obernbergtal-Decke

Nösslach-Decke?

Gschnitztal-Decke

Blaser-Decke

Ötztal-Bundschuh-Deckensystem

Metamorphes Permomesozoikum
d. Ötztal-D. ("Brenner Mesozoikum")

Ötztal-Decke inkl.
Patscherkofelkristallin (PK)

Tirolisch-Norisches Deckensystem

Inntal-Decke

Bajuvarisches Deckensystem

Klostertal-Parseierspitz-Decke

Koralpe-Wölz-Deckensystem

Decke/n der
"Innsbrucker Quarzphyllitzone"

UNTEROSTALPIN

Radstadt-Deckensystem

Tarntal- & Hippold-Decke

PENNINIKUM

Matrei-Nordrahmen-Zone- &
Glockner-Deckensystem

Matrei-Zone-, Reckner- &
Glockner-Decke

SUBPENNINIKUM

Modereck-Deckensystem

z.B. Wolfendorn-Decke

Venediger-Deckensystem

z.B. Tux-Decke

↗ Deckengrenze 1. Ordnung

↘ Deckengrenze 2. Ordnung

— Bruch, Störung

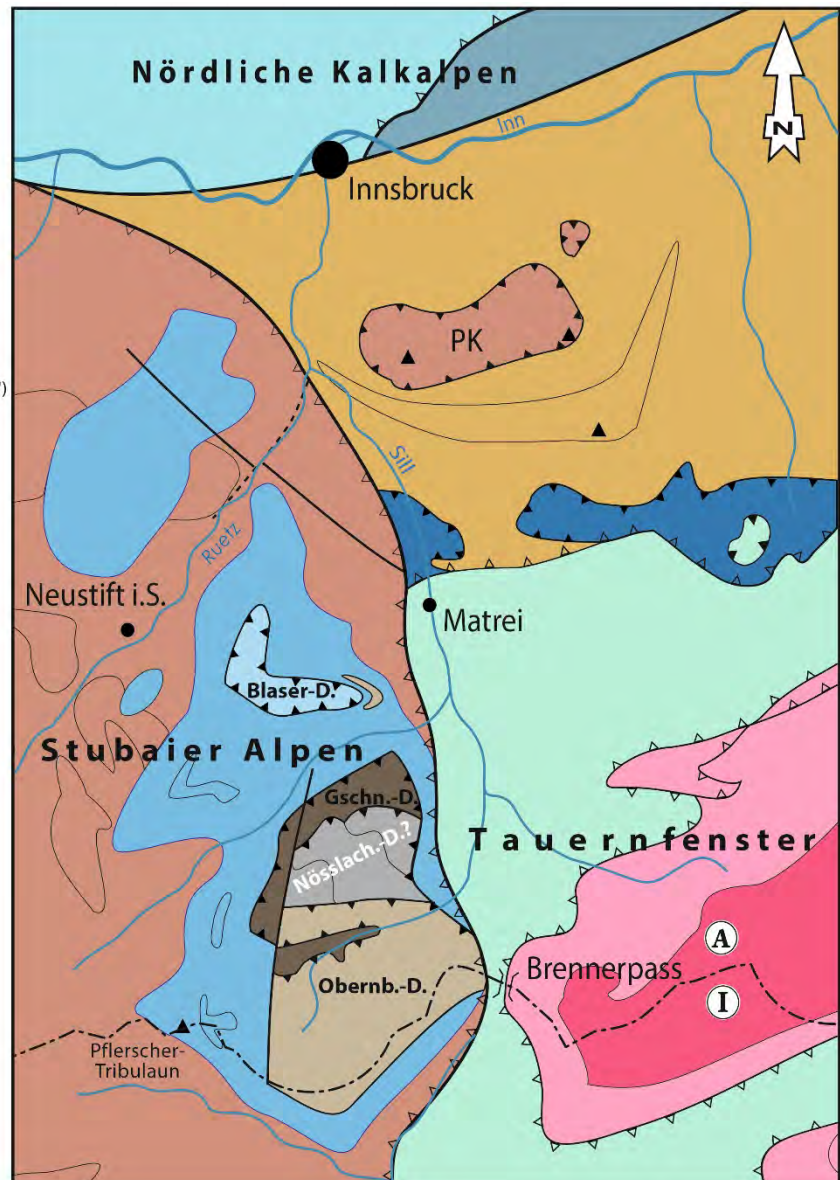


Abb. 1: Tektonische Übersicht der östlichen Stubai Alpen und angrenzender Gebiete. Modifiziert nach ROCKENSCHAUB et al. (2003a).

vorgeschlagen, den südlichen Teil der Obernbergtal-Decke als Grubenkopf-Lithodem zusammenzufassen.

Die stratigrafischen Mächtigkeiten im Brenner Mesozoikum sind durch duktile Verformung (Schieferung und teilweise Ausbildung von mylonitischen Streckungslineationen), isoklinale Faltung und flach einfallende Abschiebungen, die den Lagenbau mit flachem Winkel schneiden, nur schwer rekonstruierbar und meist stark reduziert. Eine Neugliederung des Brenner Mesozoikums nach lithostratigrafischen Kriterien ist noch ausständig. Auch die permischen Metakonglomerate und Quarzite an der Basis des Brenner Mesozoikums sind mit dem Kristallin verfaltet und zeigen südost-gerichtete Kinematik. Die Datierung alpidisch gesprossenen Biotits (sog. „Querbiotit“) aus dunklen Phylliten der Raibl-Gruppe (Karnium) ergab ein kretazisches Alter (81 Ma). Zusammen mit weiteren Datierungen aus dem Brenner Mesozoikum (FRANK et al., 1987; ROCKENSCHAUB et al., 2003b) kann eine gemeinsame Deformation von Brenner Mesozoikum und basalen Bereichen der Obernbergtal-Decke nach dem Höhepunkt der alpidischen Metamorphose (bis zu 500° C im Untersuchungsgebiet; DIETRICH, 1983) belegt werden. Die neuen Erkenntnisse unterstreichen die großen Ähnlichkeiten in der strukturellen Entwicklung und im tektonischen Aufbau des Oberostalpins westlich und östlich des Tauernfensters (vgl. IGLSEDER, 2019). Dadurch zeigt sich die benachbarte Lage der Ablagerungsgebiete vor dem Einsetzen der Miozänen Extensionstektonik (FRISCH et al., 1998).

Literatur

- DIETRICH, H. (1983): Zur Petrologie und Metamorphose des Brennermesozoikums (Stubai Alpen, Tirol). – *Tschermaks mineralogische und petrographische Mitteilungen*, **31/3–4**, 235–257, Wien.
- FRANK, W., HOINKES, G., PURTSCHHELLER, F., THÖNI, M., FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (1987): The Austroalpine Unit West of the Hohe Tauern: The Ötztal-Stubai Complex as an Example for the Eoalpine Metamorphic Evolution. – In: FLÜGEL, H. & FAUPL, P. (Eds.): *Geodynamics of the Eastern Alps*, 179–225, Wien (Deuticke).
- FRISCH, W., KUHLEMANN, J., DUNKL, I. & BRÜGEL, A. (1998): Palinspastic reconstruction and topographic evolution of the Eastern Alps during late Tertiary tectonic extrusion. – *Tectonophysics*, **297/1–4**, 1–15, Amsterdam.
- HOLDHAUS, K. (1921): Über den geologischen Bau des Königstuhlgebietes in Kärnten. – *Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien*, **14**, 85–103, Wien.
- IGLSEDER, C. (2019): Geologische und Tektonische Karte der Gurktaler Alpen 1:250.000. – In: GRIESMEIER, G.E.U. & IGLSEDER, C. (Eds.): *Arbeitstagung 2019 der Geologischen Bundesanstalt. – Geologie des Kartenblattes GK25 Radenthein-Ost (Murau)*, 48–54, Geologische Bundesanstalt, Wien.
- LÜNSDORF, N., DUNKL, I., SCHMIDT, B.C., RANTITSCH, G. & EYNATTEN, H. V. (2012): The thermal history of the Steinach Nappe (Eastern Alps) during extension along the Brenner Normal Fault System indicated by organic maturation and zircon (U-Th)/He thermochronology. – *Austrian Journal of Earth Sciences*, **105/3**, 17–25, Wien.
- ROCKENSCHAUB, M., BRANDNER, R., DECKER, K., PRIEWALDER, H. & REITER, F. (2003a). *Geologie und Tektonik westlich des Wipptales*. – In: ROCKENSCHAUB, M. (Ed.): *Arbeitstagung 2003 der Geologischen Bundesanstalt, Geologische Kartenblätter 148 Brenner*, 175 Sterzing, 79–94, Geologische Bundesanstalt, Wien.
- ROCKENSCHAUB, M., KOLENPRAT, B. & FRANK, W. (2003b): Geochronologische Daten aus dem Brennergebiet: Steinacher Decke, Brennermesozoikum, Ötz-Stubai-Kristallin, Innsbrucker Quarzphyllitkomplex, Tarntaler Mesozoikum. – In: ROCKENSCHAUB, M. (Ed.): *Arbeitstagung 2003 der Geologischen Bundesanstalt, Geologische Kartenblätter 148 Brenner*, 175 Sterzing, 117–124, Geologische Bundesanstalt, Wien.
- SCHMID, S.M., FÜGENSCHUH, B., KISSLING, E. & SCHUSTER, R. (2004): Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. – *Eclogae Geologicae Helveticae*, **97/1**, 93–117, Lausanne.
- TOLLMANN, A. (1975): Die Bedeutung des Stangalm-Mesozoikums in Kärnten für die Neugliederung des Oberostalpins in den Ostalpen. – *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie: Abhandlungen*, **150/1**, 19–43, Stuttgart.

Ein hierarchisches Glossar messbarer geologischer Strukturen an der Geologischen Bundesanstalt auf Deutsch und Englisch

BENJAMIN HUET¹, MARTIN REISER¹ & BERNHARD GRASEMANN²

¹ Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien. benjamin.huet@geologie.ac.at; martin.reiser@geologie.ac.at

² Universität Wien, Department für Geodynamik und Sedimentologie, Althanstraße 14, 1090 Wien. bernhard.grasemann@univie.ac.at

Die Aufnahme, Kategorisierung und Speicherung strukturgeologischer Geländedaten an der Geologischen Bundesanstalt (z.B. im elektronischen Kartierungsbuch und im Thesaurus) erfolgt anhand von Begriffslisten, die bereits seit langem in Verwendung sind. Neue Anforderungen hinsichtlich Digitalisierung und Datenaustausch erforderten jedoch eine Überarbeitung dieser überwiegend intern verwendeten Listen. Dabei wurde darauf geachtet, ein gut definiertes, konsistentes und hierarchisch organisiertes Standardvokabular auf Deutsch und Englisch zusammenzustellen. Die Definitionen einiger Begriffe mit sprachlich oder historisch bedingter Unschärfe wurden neu gefasst und Inkonsistenzen oder Lücken bei wichtigen Begriffen behoben. Mit der Publikation dieses Glossars (z.B. im Thesaurus) sollen die Definitionen einem breiten Publikum zugänglich gemacht werden, um ein korrektes und einheitliches Verständnis strukturgeologischer Daten der Geologischen Bundesanstalt (GBA) zu gewährleisten und die Kommunikation und Zusammenarbeit mit externen Partnern zu vereinfachen.

Die Ziele dieses Glossars sind deshalb:

- die Definition eines internen Qualitätsstandards an der Geologischen Bundesanstalt (z.B. für die Speicherung der Daten im elektronischen Kartierungsbuch);
- eine Homogenisierung strukturgeologischer Daten in der externen Kommunikation (z.B. im Thesaurus) und in Produkten der Geologischen Bundesanstalt;
- die Gewährleistung eines einheitlichen (interoperablen) Standards für Digitalisierung, Speicherung, Austausch und Weiterverarbeitung strukturgeologischer Daten auf internationaler Ebene.

Die Einteilung in drei Klassen und die hierarchische Anordnung sollen eine einfache Anwendung gewährleisten:

- Planare Strukturen (bisher 37 Begriffe)
- Lineare Strukturen (bisher 17 Begriffe)
- Bewegungsrichtungsindikatoren (bisher 61 Begriffe)
 - Eisflussrichtungsindikatoren (bisher 7 Begriffe)
 - Schersinnindikatoren (bisher 33 Begriffe)
 - Strömungsrichtungsindikatoren (bisher 18 Begriffe)
 - Windrichtungsindikatoren (bisher 3 Begriffe)

Die Klasse „Bewegungsrichtungsindikatoren“ wurde neu eingeführt und beinhaltet asymmetrische Strukturen aus verschiedenen Teildisziplinen der Geologie (Quartärgeologie, Sedimentgeologie und Strukturgeologie).

Die hierarchische Begriffsliste basiert auf den bereits vorhandenen Begriffslisten des elektronischen Kartierungsbuchs und des Thesaurus. Damit wurde vermieden, Konzepte, die bereits an der GBA in Verwendung sind, fallenzulassen. Nur in Ausnahmefällen wurden Definitionen bestehender Begriffe geändert, so wurde beispielsweise die Definition von „Foliation“, aufgrund ihrer inkonsistenten und oft unklaren Verwendung, neu gefasst und innerhalb der Hierarchie umgestellt (Abb. 2). Begriffe, die nicht in den erwähnten Begriffslisten vorhanden waren und wichtigen bzw. häufigen geologischen Strukturen entsprechen, wurden hinzugefügt. Ebenso wurde darauf Wert gelegt, unnötige Begriffe zu vermeiden und die Definition mehrdeutiger Begriffe so nah wie möglich an deren Bedeutung im Thesaurus zu halten.

Da die korrekte Ansprache und Aufnahme geologischer Strukturen stark vom jeweiligen Bearbeiter abhängig ist, wurde auf eine klare und konsistente Definition, basierend auf

wissenschaftlichen Standardwerken der Strukturgeologie, geachtet. Für die Definitionen der Begriffe wurden vorwiegend drei englischsprachige Referenzwerke der Strukturgeologie und Sedimentgeologie verwendet: *Microtectonics* von PASSCHIER & TROUW (2005) und *Structural Geology* von TWISS & MOORES (2006) sowie *Depositional Sedimentary Environments* von REINECK & SINGH (1980). In einzelnen Fällen wurden auch andere Bücher, Artikel und Webseiten hinzugezogen. Die Bücher *Grundlagen der Tektonik* von REUTHER (2012), *Sedimentgesteine im Gelände* von STOW (2008) und *Atlas and Glossary of Primary Sedimentary Structures* von PETTIJOHN & POTTER (1964) sowie das zweisprachige Vorlesungsmaterial von Professor Burg der ETH Zürich ([\path{http://www.files.ethz.ch/structuralgeology/jpb/vorlesungen.htm}](http://www.files.ethz.ch/structuralgeology/jpb/vorlesungen.htm)) wurden verwendet, um die korrekte Übersetzung der Begriffe zu kontrollieren. In einigen Fällen, in denen für einen Begriff keine deutschsprachige Übersetzung existiert, wurde der englische Begriff mit Anführungszeichen verwendet (z.B. „winged inclusion“).

Das vorrangige Zielpublikum des Glossars sind die Mitarbeiterinnen und Mitarbeiter der Geologischen Bundesanstalt, die sich mit geologischen Strukturen auseinandersetzen. Das Glossar soll einen Leitfaden entlang der ganzen Arbeitskette bereitstellen: Erkennung, Interpretation und Messung von geologischen Strukturen im Gelände, Auswertung der Strukturdaten im elektronischen Kartierungsbuch, Erstellung von Karten und deren Redaktion sowie für Erläuterungen bzw. für andere Textprodukte der Geologischen Bundesanstalt. Diese Anwendergruppe umfasst auch auswärtige Mitarbeiter, die Geländedaten für die Landesaufnahme erheben. Die zweite Gruppe potenzieller Anwender des Glossars sind externe Geologen, welche die Produkte der Geologischen Bundesanstalt verwenden (Ingenieurbüros, Baufirmen, Universitäten). Mit dem vorhandenen Glossar und dem aktualisierten Thesaurus kann schnell und einfach nachgeschlagen werden, was unter einem strukturgeologischen Fachbegriff in der Geologischen Bundesanstalt verstanden wird. Darüber hinaus besteht ein zusätzlicher Nutzen in der Möglichkeit, die Terminologie in der universitären Ausbildung und Lehre einzusetzen.

Der hierarchische Aufbau und die Anwendungshinweise zu den jeweiligen Begriffen sollen den Anwendern helfen, die Strukturen im Gelände korrekt anzusprechen, aufzunehmen und zu interpretieren. Die Hierarchisierung bietet eine Entscheidungskette für die Benennung einer Struktur und bei Unklarheiten ist es möglich, auf einen Oberbegriff auszuweichen. In Abbildung 1 ist ein Beispiel für den Begriff „Foliation“ zu sehen. Die hierarchische Gliederung erlaubt dem Anwender die Messung mit dem Begriff „sekundäres planares Gefüge“ zu attribuieren, falls unklar ist, ob es sich bei der gemessenen Struktur um eine Foliation oder eine Schieferung handelt.

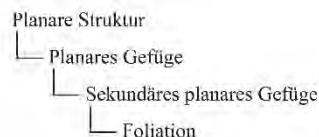


Abb: 1: Hierarchische Gliederung des Begriffs „Foliation“.

In Abbildung 2 ist ein Beispiel für die Definition von „Foliation“ dargestellt. Jeder Begriff wird in einem separaten Abschnitt, sowohl auf Deutsch, als auch auf Englisch erläutert. Der offizielle Name und eine kurze Definition bilden den Hauptteil. In einem *Anwendungshinweis* sind gegebenenfalls Präzisierungen bezüglich der jeweiligen Begriffe angegeben. Dabei handelt es sich meistens um Hinweise wie die Strukturmerkmale im Gelände erkannt bzw. unterschieden werden können, wie die Strukturen eingemessen werden sowie Erläuterungen zur Terminologie. Unter *Synonym* wird, falls vorhanden, ein Begriff genannt, der in der Literatur für die gleiche Struktur verwendet wird. Für die Beibehaltung einer einheitlichen Nomenklatur wird jedoch empfohlen, diese Synonymbegriffe nicht zu verwenden. Um die hierarchische Anordnung der Klassen zu verdeutlichen, sind ein übergeordneter Begriff und ein untergeordneter Begriff zum erläuterten Begriff angegeben. Unter *Verwandter Begriff* werden Begriffe des Glossars verstanden, die semantisch mit dem erläuterten Begriff verknüpft sind, die aber kein hierarchisches Verhältnis mit diesem haben. Unter *Referenz* sind die verwendeten Bücher, Artikel oder Webseiten aufgelistet.

2.1.29 Foliation

Name (De): Foliation

Definition (De): Eine Foliation ist ein sekundäres planares Gefüge, das durch die Einregelung von subparallelen, planaren Mineralaggregaten, welche deutliche Variationen der mineralogischen, chemischen und/oder (mikro-)strukturellen Eigenschaften zeigen, definiert wird.

Anwendungshinweis: Der Begriff Foliation wird manchmal als Synonym eines planaren Gefüges verwendet (vgl. Passchier & Trouw, 2005). Es wird jedoch empfohlen, Foliation als Typ eines sekundären Gefüges zu verwenden.

Die hier vorgeschlagene Definition der Foliation ist ähnlich der der „gneissic foliation“ (oder „gneissosity“), die in der englischsprachigen Terminologie verwendet wird (vgl. Twiss & Moores, 2006). Die Definition wurde aber um das sekundäre planare Gefüge erweitert, dass sich durch Deformation und metamorphe Differentiation (metamorpher Lagenbau) oder Parallelisierung eines alten planaren Gefüges in ein neues (z.B. durch isoklinale Faltung oder intensiver Scherung) bildet.

Der Begriff Foliation sollte verwendet werden, um das sekundäre planare Gefüge eines Marmors oder eines Quarzits zu beschreiben, wenn dieses planare Gefüge einer ursprünglichen Schichtung entspricht (z.B. Lagen mit unterschiedlichen Farben und/oder mineralogischen Inhalt). Der Begriff Foliation sollte auch verwendet werden, um das sekundäre planare Gefüge eines Paragneises, Orthogneises, Amphibolits und Eklogits zu beschreiben, solange das planare Gefüge von Mineralaggregaten gebildet wird. Wenn das planare Gefüge durch die bevorzugte Orientierung von nicht-isometrischen Mineralkörnern definiert ist (vor allem in ultramylonitischen Gesteinen), sollte der Begriff Schieferung verwendet werden.

In einem Gestein kann gleichzeitig sowohl eine Schieferung als auch eine Foliation ausgebildet sein. Dies ist in einem unreinen Marmor mit abwechselnden Kalzit-/Dolomitdominierten Lagen (die eine Foliation definieren) und dünnen Glimmerschieferlagen (mit einer von Schichtsilikaten definierten Schieferung) möglich. In diesem Fall, wird empfohlen die bei-

Name (En): Foliation

Definition (En): A foliation is a secondary planar fabric defined by the orientation of subparallel planar mineral aggregates exhibiting distinct variations in mineralogical, chemical and/or (micro-)structural characteristics.

Comment on use: The concept foliation is often used as a synonym of planar fabric (cf. Passchier & Trouw, 2005). It is here recommended to use it for describing a type of secondary planar fabric.

The definition of foliation given here approaches the one of gneissic foliation (or gneissosity) used in the English terminology (cf. Twiss & Moores, 2006). It has however been extended in order to include the secondary planar fabric that develops as a result of deformation and metamorphic differentiation (metamorphic layering) or parallelization of an older planar fabric into a new one due to isoclinal folding or intense shearing.

The concept foliation should be used for describing the secondary planar fabric of a marble or a quartzite if this planar fabric reflects the former bedding (e.g. layers with different colors, mineralogical content). The concept foliation should also be used for describing the secondary planar fabric of paragneisses, orthogneisses, amphibolites and eclogites as long as the planar fabric is defined by mineral aggregates. If the planar fabric is defined by the preferred orientation of inequant mineral grains, especially if the rock is ultramylonitic, the concept schistosity should be used.

The same rock can exhibit both a schistosity and a foliation. This is for example the case of an impure marble with alternating calcite- and dolomite-dominated layers (defining a foliation) and thin micaschist layers (with a schistosity defined by the phyllosilicates). In such a case, it is recommended to measure both fabric and note them separately as foliation and schistosity.

Abb. 2, Teil 1: Beispiel für die Strukturierung der Einträge anhand des Begriffs „Foliation“.

den Gefüge separat (als Schieferung und Foliation) einzumessen und zu beschreiben.

Synonym (De): -

Synonym (En): -

Übergeordneter Begriff: Sekundäres planares Gefüge

Broader concept: Secondary planar fabric

Untergeordneter Begriff: -

Narrower concept: -

Verwandter Begriff: Schieferung

Related concept: Schistosity

Referenz: Passchier & Trouw, 2005; Twiss & Moores, 2006

Abb. 2, Teil 2: Beispiel für die Strukturierung der Einträge anhand des Begriffs „Foliation“.

Literatur

- PASSCHIER, C.W. & TROUW, R.A. (2005): Microtectonics. – xvi + 366 S., Berlin–Heidelberg–New York (Springer Science & Business Media).
- PETTIJOHN, F.J. & POTTER, P.E. (1964): Atlas and glossary of primary sedimentary structures. – xvi + 370 S., Berlin–Heidelberg–New York (Springer).
- REINECK, H.E. & SINGH, I.B. (1980): Depositional sedimentary environments. – 2. Auflage, 549 S., Berlin–Heidelberg–New York (Springer).
- REUTHER, C.D. (2012): Grundlagen der Tektonik. – X + 274 S., Berlin–Heidelberg (Springer Spektrum).
- STOW, D.A. (2008): Sedimentgesteine im Gelände: ein illustrierter Leitfaden. – 280 S., Heidelberg (Spektrum Akad. Verlag).
- TWISS, R.J. & MOORES, E.M. (2006): Structural Geology. – xii + 532 S., New York (W.H. Freeman).

Eine neue tektonische und lithostratigrafische Gliederung im Ostalpin auf der Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger

BENJAMIN HUET*, CHRISTOPH IGLSEDER* & RALF SCHUSTER*

* Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien. benjamin.huet@geologie.ac.at; christoph.iglseder@geologie.ac.at; ralf.schuster@geologie.ac.at

Das Kartenblatt GK50 121 Neukirchen am Großvenediger liegt in den Kitzbüheler Alpen westlich des Leukentals an der Grenze zwischen Tirol im Norden und Salzburg (Oberpinzgau) im Süden. Neben kleinen Vorkommen von subpenninischen und penninischen Decken des Tauernfensters im Süden und von Inntal-„Tertiär“ im Norden, wird der Großteil der Fläche des Kartenblattes von ostalpinen Decken eingenommen. Das Ostalpin gliedert sich in die „Innsbruck Quarzphyllitzone“, „Westliche Grauwackenzone“ und „Nördlichen Kalkalpen“. Bei diesen drei Einheiten handelt es sich wohl um geologische Einheiten, da sie sich auf die Verbreitung bestimmter charakteristischer Gesteine beziehen. Es handelt sich dabei aber nicht um tektonische oder lithostratigrafische Einheiten im engeren Sinne. Im Rahmen der Neukartierung des Kartenblattes wurden strukturgeologische, petrologische und geochronologische Untersuchungen durchgeführt, um eine einheitliche, moderne, tektonische und lithostratigrafische Nomenklatur und Gliederung herzustellen. In der „Westlichen Grauwackenzone“ und den „Nördlichen Kalkalpen“ wurde die in den Erläuterungen zur Geologischen Karte Blatt 122 Kitzbühel präsentierte Gliederung (HEINISCH et al., 2015) erweitert und systematisiert. In der „Innsbruck Quarzphyllitzone“ wurde eine neue Gliederung entwickelt. In diesem Beitrag wird die neue Nomenklatur präsentiert und die Zuordnung zu den Deckensystemen des Ostalpins (sensu SCHMID et al., 2004) diskutiert. Weiter werden die ostalpinen Decken des Kartenblattes vom Liegenden in das Hangende beschrieben (Abb. 1, 2).

1. Königsleiten-Decke

Die Königsleiten-Decke tritt in der Südwestecke des Kartenblattes nördlich vom Gerlospass auf (Abb. 1). Der Name dieser Decke leitet sich vom Gipfel der Königsleiten (2.315 m Seehöhe) her. Die Königsleiten-Decke ist im Liegenden mit einer West–Ost streichenden Deckengrenze zum Subpenninikum und Penninikum des Tauernfensters im Süden begrenzt. Diese Deckengrenze fällt nach NNE ein und ist durch das Auftreten von Kataklasiten charakterisiert. Im Norden liegt die Königsleiten-Decke unterhalb der Wildkogel-Decke (Abb. 1, 2; Kap. 2). An dieser Deckengrenze ist in das Hangende eine zunehmende Deformation ohne starke Lokalisation beobachtbar. Großteils wurde die nach NNE einfallende Deckengrenze mittels lithologischer Merkmale kartiert. Nach Osten keilt die Königsleiten-Decke im Salzachtal aus und ihre Begrenzung westlich des Kartenblattes ist nicht bekannt.

Lithologisch umfasst die Königsleiten-Decke eine Wechsellagerung von grauem bis graugrünem Phyllit und Quarzit. Die interne Deformation ist durch eine einphasige, penetrative Schieferung charakterisiert. Oft sind noch sedimentäre Strukturen (Schichtung, Gradierung) erhalten. Auf der Schieferung sieht man typischerweise Streifen unterschiedlicher Farben und Zusammensetzung, die einer Intersektionslineation zwischen der Schichtung und Schieferung entsprechen. Vorkommen von Chloritoid (HEINISCH, 2013) und – in einer einzelnen Probe – Granat weisen auf eine einphasige Metamorphose in mittlerer bis oberer Grünschieferfazies hin. Erste petrologische Untersuchungen weisen auf einen Höhenpunkt der Metamorphose bei ca. 480° C – 7 kbar hin (HUET et al., 2017). Das Alter der Metamorphose und Hauptdeformation ist nicht bekannt.

Aufgrund der lithologischen Vergesellschaftung, der einphasigen Deformation und Metamorphose ist zu vermuten, dass die Phyllit-Quarzit-Wechsellagerung aus permischen siliziklastischen Sedimenten hervorgegangen ist. Diese Hypothese könnte mit U-Pb-Datierung von detritären Zirkonen verifiziert werden. Die lithostratigrafische Gliederung innerhalb der Königsleiten-Decke wird von diesem Ergebnis abhängen (Abb. 2).

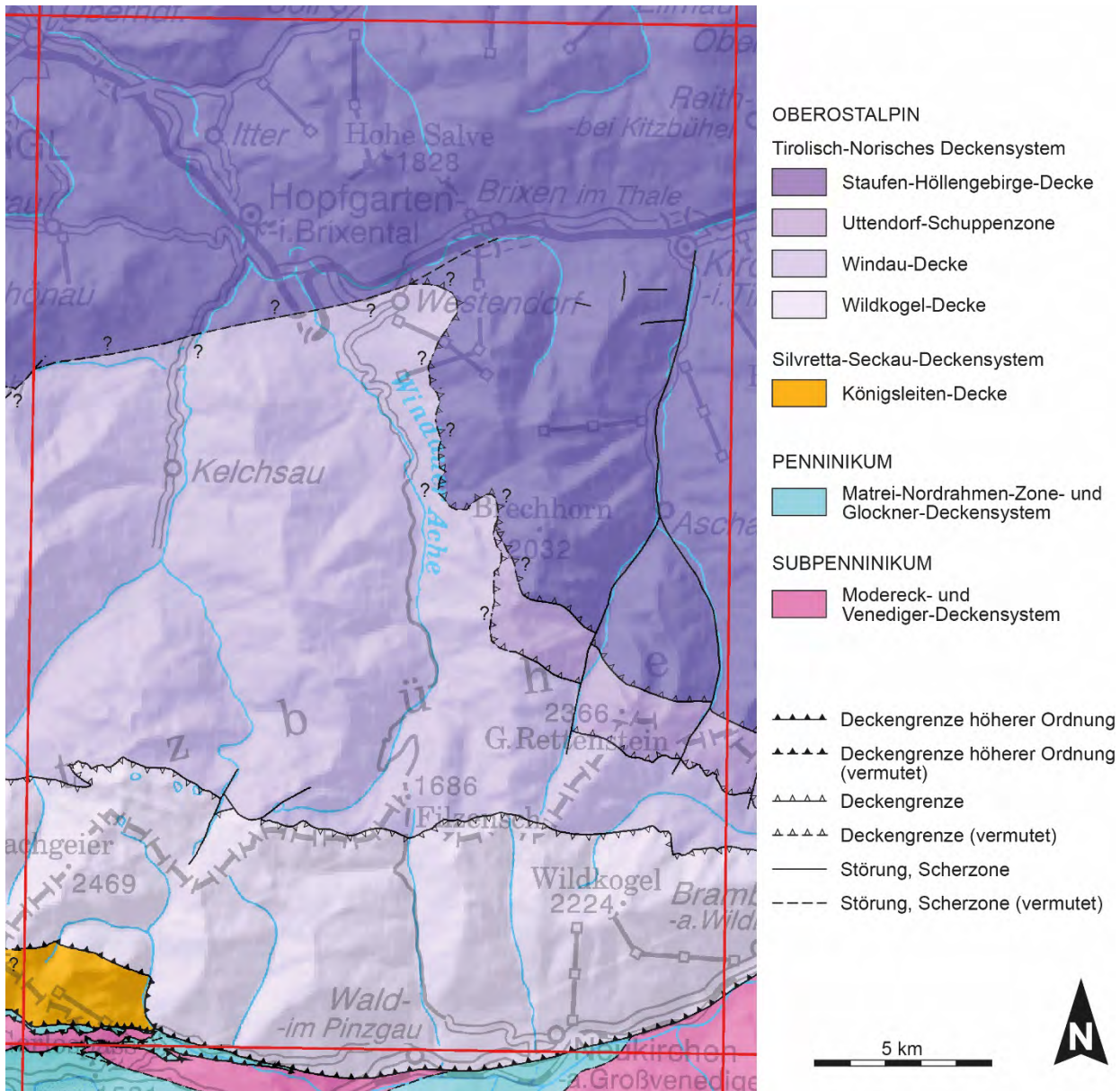


Abb. 1: Vereinfachte tektonische Karte für das Kartenblatt GK50 Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger (das rote Gitter zeigt die Grenze des Kartenblattes). Die Zuordnung der Königsleiten-Decke zum Silvretta-Seckau-Deckensystem wird nach gegenwärtigem Kenntnisstand bevorzugt. Die Fragezeichen deuten an, dass die genaue Lage der tektonischen Kontakte nur vermutet ist. Weitere Kartierungen sind hier nötig. Darstellungsgrundlagen: Arbeitskarte der ÖK50, © BEV.

2. Wildkogel-Decke

Die Wildkogel-Decke baut einen etwa 6 km breiten, West–Ost streichenden Bereich zwischen dem Salzachtal im Süden und der Landesgrenze von Tirol zu Salzburg im Norden auf (Abb. 1). Die Benennung erfolgte nach dem Berg Wildkogel (2.224 m Seehöhe). Die Wildkogel-Decke beinhaltet die „Steinkoglschiefer“ von OHNESORGE (1908), welche Granat und/oder Biotit führen, sowie nördlich angrenzende Anteile der „Innsbruck Quarzphyllitzzone“, die größtenteils aus phyllonitischem Glimmerschiefer aufgebaut sind. Die Decke ist durch eine West–Ost streichende Scherzone gegenüber subpenninischen und penninischen Decken des Tauernfensters begrenzt, welche im Süden in liegender Position auftreten. Die Deckengrenze ist von der quartären Talfüllung des Salzachtals überdeckt. Im Südwesten liegt die Wildkogel-Decke auf der Königsleiten-Decke (Kap. 1) und im Norden liegt sie invers auf der Windau-Decke (Abb. 1, 2; Kap. 3). Die Deckengrenze zur Windau-Decke ist eine duktile, sinistrale Scherzone, die West–Ost streicht und südfallend bis vertikal auftritt. Sie ist durch intensive Deformation und Phyllonitisierung charakterisiert, wodurch die lithologische Trennung zwischen phyllonitischen Glimmerschiefern der Wildkogel-Decke im Süden von Quarzphylliten der Windau-Decke oft

schwierig ist. Gegen Osten keilt die Wildkogel-Decke bei der Mündung des Mühlbachtals in das Salztal aus. Ihre Begrenzung nach Westen ist derzeit noch unbekannt.

Die Wildkogel-Decke wird vom **Trattenbach-Komplex** aufgebaut (Abb. 2). Diese lithostratigraphische Einheit wurde nach dem Trattenbach benannt, da entlang diesem ein Profil aufgeschlossen ist, welches den Großteil der typischen Lithologien beinhaltet. Der Trattenbach-Komplex wird großteils von feinkörnigem quarzreichem Glimmerschiefer, Paragneis und Quarzit ohne Granat und Biotit aufgebaut. Häufig sind diese Gesteine phyllonitisiert. Darin befinden sich drei lithologische Einheiten, die gut charakterisiert und als Lithodeme definiert werden können. Granat und/oder Biotit führender Paragneis, Glimmerschiefer und Quarzit sind im **Steinkogel-Lithodem** zusammengefasst. Dieses wurde in Anlehnung an die „Steinkogelschiefer“ von OHNESORGE (1908) benannt. Lithologien mit frischem Granat und Biotit treten hauptsächlich in den Gipfelbereichen des Wildkogels, Steinkogels und Laubkogels auf. In Kontakt zu den Lithologien, die keinen Granat und Biotit führen, sind sie grünschieferfaziell überprägt und daher ist der Übergang fließend. Eine diskrete grünschieferfazielle Phyllonitzone bildet die Deckengrenze zur Windau-Decke. Innerhalb des Steinkogel-Lithodems und seiner überprägten Randbereiche findet man Orthogneiskörper, die eine Länge von bis zu 2 km erreichen und im **Laubkogel-Lithodem** zusammengefasst sind.

Der Orthogneis enthält Kalifeldspatporphyroklasten mit bis zu 5 cm im Durchmesser sowie Muskovit. Er ist teilweise Biotit- und Granat führend und zeigt proto- bis mesomylonitische Mikrostrukturen. U-Pb-Zirkonalter belegen ein Intrusionsalter im Unter- bis Mittelordovizium (HUET et al., 2018). Innerhalb der Granat- und Biotit freien Lithologien und selten in Kontakt mit dem Steinkogel-Lithodem findet man die Marmore des **Gernkogel-Lithodems** konkordant in die Hauptschieferung eingeschaltet. Die Marmore bilden einen diskontinuierlichen, verfalteten und boudinierten Zug aus wechsellagerndem, hellgrauem bis hellgelbem Dolomit- bzw. Kalzit-Marmor und untergeordnetem, dunklem Kalkglimmerschiefer. Der Dolomit-Marmor ist feinkörnig, wohingegen der Kalzit-Marmor meist grobkörniger ist. Die Sr-Isotopie eines Kalzit-Marmors passt zu Werten der Seewasserkurve (MCARTHUR et al., 2001) im Obersilur bis Unterdevon (HUET et al., 2018). Metamorphe basische Gesteine treten in zwei Typen auf. Im Nordteil findet man massiven, dunkelgrünen Amphibolit, Grünschiefer und selten Hornblendegarbenschiefer. Im Südteil sind dünne, oft karbonatische Chlorit-, Biotit- und Grünschieferlagen in der Nähe des Gernkogel-Lithodems aufgeschlossen. Ein U-Pb Apatitalter von 408 ± 25 Ma aus einem Chloritschiefer wird als Bildungsalter interpretiert und deutet damit auf eine Ablagerung des vulkanischen oder vulkanosedimentären Protoliths im späten Silur oder frühen Devon hin. Die vorhandenen Daten lassen für den Trattenbach-Komplex ein Sedimentationsalter im Zeitraum vom Neoproterozoikum bis in das frühe Karbon vermuten.

Die metamorphe Geschichte des Trattenbach-Komplexes ist zweiphasig (SCHULZ, 1992; HUET et al., 2018). Das erste Ereignis ist in den Paragneisen des Steinkogel-Lithodems aus einer Paragenese mit Kernen von Granat, anorthitreichem Plagioklas, Biotit, Muskovit und Ilmenit ableitbar. In selten auftretendem, Al-reichem Glimmerschiefer ist der Granat einphasig und rechteckige Chloritoid-Aggregate werden als Pseudomorphosen nach Staurolith des ersten Ereignisses interpretiert. Die berechneten Bedingungen (~ 7 kbar – 530° C) liegen im Bereich der oberen Grünschieferfazies und sind konsistent mit Ergebnissen der Raman Mikrospektroskopie an Kohlenstoffmaterial im Steinkogel-Lithodem. Ein Sm-Nd Granatalter von 327 ± 4 Ma, gemessen an einem Al-reichem Glimmerschiefer und ein U-Pb Apatit Abkühlalter von 293 ± 12 Ma, gemessen an einem Paragneis, zeigen, dass diese Metamorphose während des Variszischen Ereignisses erfolgte. In den Granat- und Biotit freien Gesteinen ist es nicht möglich diesem ersten Ereignis eine eindeutige Paragenese zuzuordnen. Dem zweiten Ereignis können im Paragneis die Ränder von Granat, anorthitarmer rekristallisierter Plagioklas, Biotit, Muskovit, Paragonit, Chlorit, Epidot und Titanit zugerechnet werden. Die Chemie der zweiten Granatgeneration ist deutlich Ca-reicher und Mg-ärmer. Sie findet sich nicht nur als Ränder um die Kerne, sondern auch in Rissen („*healed cracks*“). Der Titanit umwächst den Ilmenit der ersten Paragenese. In Al-reichem Glimmerschiefer ist, wie oben erwähnt, Chloritoid in Pseudomorphosen nach Staurolith vorhanden. Eine Paragenese mit Chloritoid, Chlorit, Muskovit und Ilmenit und Raman Mikrospektroskopie an Kohlenstoffmaterial aus den Granat und Biotit freien Lithologien deutet auf eine maximale Temperatur von 470° C für das zweite Ereignis hin. Ein U-Pb Apatit Alter von 138 ± 25 Ma aus einem Orthogneis (125 ± 2 Ma mit Xenotim Anker), ein U-Pb Rutil Alter von 96 ± 2 Ma, gemessen

an einem Paragneis und ein Rb-Sr-Muskovitalter von 99 ± 1 Ma aus einem silikatisch verunreinigtem Kalzit-Marmor zeigen, dass die zweite Metamorphose während des Eoalpidischen Ereignisses stattfand. Ar-Ar-Muskovitalter aus stark deformierten Lithologien ergaben zwischen 100 und 90 Ma. Sie werden als Deformationsalter interpretiert und datieren die Aktivität an der Deckengrenze zur Windau-Decke. Im Gegensatz dazu ergaben Ar-Ar-Muskovitalter aus Gesteinen des Steinkogel-Lithodems mit gut erhaltenen, variszischen Paragenesen Werte von 90-280 Ma (Huet et al., 2018). Diese werden als teil- bis völlig verjüngte Alter interpretiert. Eine langsame Abkühlung des Trattenbach-Komplexes wird durch drei Rb-Sr-Biotitalter um 80 Ma und U-Th-He-Alter an Apatit und Zirkon angezeigt, welche zwischen 80 und 10 Ma liegen.

Die Deformation innerhalb der Trattenbach-Decke ist komplex und mehrphasig. Die wichtigsten Deformationsereignisse sind (1) sinistrale Scherung in NNW–SSE-Richtung und gleichzeitige Phyllonitisierung an der Deckengrenze zur Windau-Decke und (2) Faltung im Zentimeter- bis Kilometer-Maßstab mit NW–SE orientierten subhorizontalen Faltenachsen und N-fallenden Achsenebenen. Diese Faltung ist verantwortlich für die überkippte Lage der Deckengrenze.

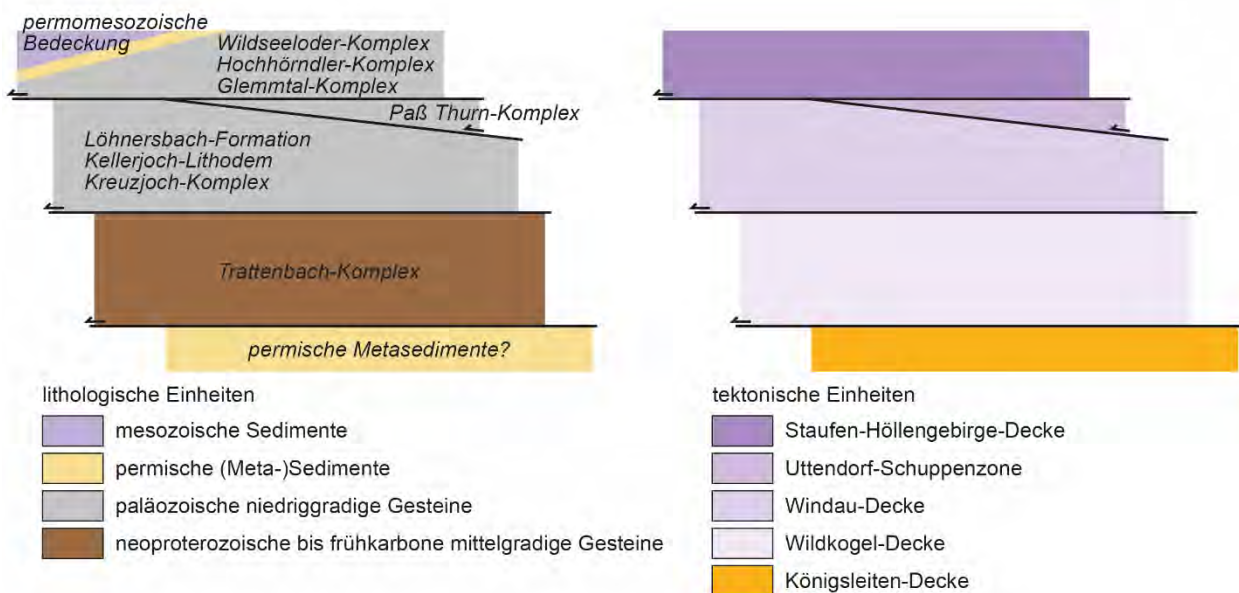


Abb. 2: Lithologische und tektonische Skizze zur Gliederung des Ostalpins auf dem Kartenblatt GK50 Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger. Die Namen der lithostratigrafischen Einheiten sind kursiv geschrieben.

3. Windau-Decke

Die Windau-Decke tritt im Zentrum des Kartenblattes auf (Abb. 1). Der Name bezieht sich auf das „Windau-Halbfenster“, welches im Windautal von AMPFERER & OHNESORGE (1918) definiert wurde. Die Windau-Decke umfasst den nördlichen Anteil der „Innsbruck Quarzphyllitzone“ inklusive dem „Windau-Halbfenster“ (z.B. TOLLMANN, 1977), der keine Hinweise auf eine Metamorphose in der oberen Grünschieferfazies liefert, und höhergradige Anteile der „Grauwackenzone“ (z.B. HEINISCH & PANWITZ, 2007, 2008). Im Süden ist die Windau-Decke gegen die Wildkogel-Decke begrenzt (Kap. 2), während sie im Osten mit einer NE-fallenden Deckengrenze von der Uttendorf-Schuppenzone (Kap. 4) und der Staufen-Höllengebirge-Decke (Kap. 5) überlagert wird (Abb. 1, 2). Ihre genaue Begrenzung Richtung Norden und Westen muss im Gelände erst verifiziert werden (Abb. 1).

Lithostratigrafisch beinhaltet die Windau-Decke vom Liegenden in das Hangende drei Hauptelemente (Abb. 2): (1) den Kreuzjoch-Komplex, (2) den Orthogneis des Kellerjoch-Lithodems und (3) paläozoische siliziklastische Formationen der „Westlichen Grauwackenzone“ (hauptsächlich Löhnersbach-Formation, Kap. 5), welche in der Staufen-Höllengebirge-Decke definiert wurden (HEINISCH et al., 2015). Der **Kreuzjoch-Komplex** besteht aus silbrigem bis dunkelgrauem Quarzphyllit mit untergeordnetem Quarzit und Phyllit sowie karbonatischem Grünschiefer oder Chloritschiefer. Sedimentäre Strukturen sind nicht erhalten und die Schieferung ist stark ausgeprägt. Die **Löhnersbach-Formation** besteht aus häufig grafitisch

pigmentiertem Siltstein und Tonstein mit untergeordnetem Sandstein. Sedimentäre Strukturen (Schichtung, Gradierung) und detritäre Hellglimmer auf Schichtflächen sind darin erhalten. Das **Kellerjoch-Lithodem** entspricht einem schwach metamorphen, granitischen Orthogneis. Die Matrix ist feinkörnig und enthält bisweilen Kalifeldspatporphyroklasten, die bis 3 cm erreichen können. Basierend auf U-Pb-Zirkonaltern (SÖLLNER et al., 1991; BLATT, 2013; TROPPEL et al., 2016) erfolgte die Kristallisation der einzelnen Granitintrusionen im Mittelordovizium. Die Orthogneiskörper treten sowohl an der Grenze zwischen dem Kreuzjoch-Komplex und der Löhnersbach-Formation, als auch innerhalb der beiden lithostratigrafischen Einheiten auf (HEINISCH & PANWITZ, 2007, 2008).

Innerhalb der Windau-Decke nimmt die Metamorphose und Deformation in Richtung der Wildkogel-Decke im Süden zu. Raman Mikrospektroskopie an Kohlenstoffmaterial zeigt eine maximale Temperatur von 470° C des Kreuzjoch-Komplexes (HUET et al., 2018). Die inverse Lagerung des Kreuzjoch-Komplexes auf der Löhnersbach-Formation im Südteil der Windau-Decke entstand während der großräumigen Faltung mit N-fallenden Achsenflächen und NW–SE streichenden subhorizontalen Faltenachsen (Kap. 2). Ein Ar-Ar-Muskovitalter von etwa 100 Ma an der Grenze zwischen der Windau-Decke und der Uttendorf-Schuppenzone weist auf eoalpidische Deckenstapelung hin (HUET et al., 2018).

4. Uttendorf-Schuppenzone

Die Uttendorf-Schuppenzone (HEINISCH et al., 2015) liegt im Hangenden der Windau-Decke (Kap. 3) und im Liegenden der Stauf-Höllengebirge-Decke (Kap. 4) mit NW–SE streichenden und NE einfallenden Deckengrenzen (Abb. 1, 2). Sie keilt vermutlich im Nordwesten östlich der Windauer Ache aus. Diese Schuppenzone wurde als tektonische Zone zwischen der „Grauwackenzone“ und der „Innsbruck Quarzphyllitzone“ definiert (HEINISCH et al., 2015).

Stratigrafisch beinhaltet die Uttendorf-Schuppenzone metamorphe und duktil deformierte Elemente des Glemmtal- bzw. Wildseeloder-Komplexes, mit teilweise exotischen Lithologien wie diversen Gneisen, z.T. Granat führend, Spessartin-Glimmerschiefern, Biotit-Glimmerschiefern, phyllonitischen Granat-Glimmerschiefern und Hornblende-Gabbros (HEINISCH et al., 2015). Lithostratigrafisch werden diese Lithologien nun dem **Paß Thurn-Komplex** zugeordnet (Abb. 2). Es ist bisher unklar, ob die Entstehung der Uttendorf-Schuppenzone variszisch oder alpidisch ist. Im ersten Fall sollte sie eigentlich als separater Komplex innerhalb der Stauf-Höllengebirge-Decke zugeordnet werden.

5. Stauf-Höllengebirge-Decke

Die Stauf-Höllengebirge-Decke ist die hangendste Decke im Bereich des Kartenblattes (Abb. 1, 2). Sie überlagert die Windau- und Uttendorf-Schuppenzone im Süden (Kap. 3, 4) und ist im Nordwesten durch die Inntal-Störung begrenzt.

Die lithostratigrafische Gliederung der paläozoischen Gesteine innerhalb der Stauf-Höllengebirge-Decke erfolgt in Anlehnung an jene in den Erläuterungen zum Kartenblatt 122 Kitzbühel. HEINISCH et al. (2015) unterscheiden vom Liegenden in das Hangende die Glemmtal-Einheit, Wildseeloder-Einheit und die Hochhörndler Schuppenzone. Dabei handelt es sich um lithostratigrafische Einheiten, die hier dementsprechend als Glemmtal-, Hochhörndler- bzw. Wildseeloder-Komplex bezeichnet werden (Abb. 2). Die Hauptmerkmale der drei Komplexe sind im Folgenden kurz beschrieben (HEINISCH et al., 2015). Der **Wildseeloder-Komplex** wird von mittelordovizischem Metaignimbrit (Blasseneck-Porphyröid), oberdevonischen Siliziklastika und verschiedenen silurischen bis oberdevonischen Karbonatgesteinen aufgebaut. Der **Glemmtal-Komplex** umfasst größtenteils unterdevonischen bis unterkarbonen Tonstein, Siltstein, Sandstein und Konglomerat mit einem turbiditischen Ursprung (Jausern-, Löhnersbach- bzw. Schattberg-Formation) mit untergeordneten Einschaltungen von ordovizischen und devonischen Metabasiten. Lokal enthält der Glemmtal-Komplex auch Blasseneck-Porphyröid und Karbonatgesteine. Der **Hochhörndler-Komplex** besteht aus einer siliziklastischen Matrix (Schattberg- bzw. Löhnersbach-Formation) mit isolierten karbonatischen bzw. magmatischen Elementen aus dem Glemmtal- und Wildseeloder-Komplex. Jeder dieser Komplexe baut eine variszische tektonische Einheit auf, wobei der Hochhörndler-Komplex wahrscheinlich eine Abfolge mit Olistolithen und/oder eine tektonische Zone darstellt. Darüber folgt mit einer Diskordanz eine post-variszische permotriassische Bedeckung.

Die Deformation und Metamorphose in der Staufen-Höllengebirge-Decke wurden bisher wenig studiert. Verschuppungen an der Grenze zwischen den paläozoischen Komplexen und permotriassischen Formationen deuten auf alpidische Deformation hin. Vorkommen von Chloritoid im permischen Phyllit zeigen eine grünschieferfazielle Metamorphose an (SCHRAMM, 1980). Generell ist es im Detail schwierig, die Deformation und Metamorphose dem Variszischen oder Eoalpidischen Ereignis zuzuordnen.

6. Zuordnung der Decken zu den Deckensystemen nach SCHMID et al. (2004)

Im Zuge der Neukartierung des Kartenblattes 121 Neukirchen am Großvenediger konnte durch begleitende strukturgeologische, petrologische und geochronologische Untersuchungen die tektonische Gliederung innerhalb des Ostalpins verbessert werden. Dabei zeigte sich, dass die Deckengrenzen nicht unbedingt den Begrenzungen der klassischen geologischen Einheiten „Innsbruck Quarzphyllitzone“ und „Westliche Grauwackenzone“ folgen. Im Folgenden wird versucht, die einzelnen Decken den Deckensystemen des Ostalpins nach SCHMID et al. (2004) zuzuordnen.

HEINISCH et al. (2015) folgend, werden die **Uttendorf-Schuppenzone** und die **Staufen-Höllengebirge-Decke** dem **Tirolisch-Norischen Deckensystem** zugeordnet. Die tektonische Zuordnung der „Innsbruck Quarzphyllitzone“ wird in der Literatur seit langem diskutiert (KOBEL, 1938; TOLLMANN, 1977; ROCKENSCHAUB et al., 2003; HEINISCH & PANWITZ, 2007, 2008; PESTAL et al., 2009; SCHMID et al., 2004, 2013). Nach den neuen Ergebnissen besteht sie aus der Königsleiten-, Wildkogel- und Windau-Decke, wobei letztere nicht nur Teile der „Innsbruck Quarzphyllitzone“ (sensu TOLLMANN, 1977 oder PESTAL et al., 2009), sondern auch Anteile der „Westlichen Grauwackenzone“ umfasst.

Die Zuordnung der **Windau-Decke** zum **Tirolisch-Norischen Deckensystem** erfolgt nach Argumenten von HEINISCH & PANWITZ (2007, 2008). Sie beruht darauf, dass der Orthogneis des Kellerjoch-Lithodems sowohl in der Löhnersbach-Formation, als auch im Kreuzjoch-Komplex auftritt und somit nicht als Deckenscheider zwischen der unterostalpinen „Innsbruck Quarzphyllitzone“ (sensu TOLLMANN, 1977) und der oberostalpinen „Grauwackenzone“ (sensu TOLLMANN, 1977) interpretiert werden kann. Die Erkenntnis, dass es sich bei den Gesteinen im „Windau-Halbfenster“ lediglich um eine etwas „höhergradige Grauwackenzone“ (HEINISCH & PANWITZ, 2007, 2008) handelt, bedingt, dass die Windau-Decke auch Teil der „Westlichen Grauwackenzone“ und somit Teil des Tirolisch-Norischen Deckensystems ist. Die Windau-Decke ist damit eine tiefere Decke des Tirolisch-Norischen Deckensystems unter der Uttendorf-Schuppenzone und Staufen-Höllengebirge-Decke.

Wie in Kapitel 2 diskutiert, befand sich die **Wildkogel-Decke** ursprünglich im Liegenden der Windau-Decke und gelangte erst durch eine späte Verfallung in die heute hangende Position. Damit ist die Wildkogel-Decke höchstwahrscheinlich nicht dem Ötztal-Bundschuh- bzw. Drauzug-Gurktal-Deckensystem zuzuordnen, da letztere eine strukturell höhere Position als das Tirolisch-Norische Deckensystem einnehmen (SCHUSTER, 2015). Erwähnenswert sind jedoch Ähnlichkeiten des Trattenbach-Komplexes (ordovizischer Orthogneis, variszische und eoalpidische Metamorphose) zu Komplexen des Ötztal-Bundschuh-Deckensystems und des Drauzug-Gurktal-Deckensystems. Die fehlende permische und schwache eoalpidische Überprägung des Trattenbach-Komplexes sprechen gegen eine Zuordnung der Wildkogel-Decke zum Koralpe-Wölz-Deckensystem und eine Zugehörigkeit zum Silvretta-Seckau-Deckensystem ist aufgrund der frühen alpidischen Metamorphosealter (>95 Ma) und des lithologischen Inhaltes (z.B. Marmore) unwahrscheinlich. Infolgedessen sollte auch die Wildkogel-Decke einen Teil des **Tirolisch-Norischen Deckensystems** darstellen.

Eine Zuordnung der **Königsleiten-Decke** ist aufgrund der unzureichenden Datenlage zurzeit nur schwer möglich. Da sie unter der Wildkogel-Decke liegt, könnte sie ein Element des Koralpe-Wölz-Deckensystems, des Silvretta-Seckau-Deckensystems oder des Radstadt-Deckensystems (Unterostalpin) sein. Wenn es sich bei der Phyllit-Quarzit-Wechselagerung um permische Metasedimente handelt, sollte die Königsleiten-Decke dem Silvretta-Seckau-Deckensystem oder dem Radstadt-Deckensystem zugerechnet werden. Einem möglichen permischen Sedimentationsalter wird derzeit mit U-Pb-Datierungen an detritären Zirkonen nachgegangen. Muskovit Ar-Ar-Datierungen sollten die Zeit der Hauptmetamorphose in der Königsleiten-Decke charakterisieren.

Dieses Modell ist eine Arbeitshypothese für alle Kartenblätter westlich von Neukirchen am Großvenediger bis Innsbruck. Es sollte aber unbedingt durch weitere Kartierungen, strukturgeologische, petrologische und geochronologische Untersuchungen überprüft werden.

Literatur

- AMPFERER, O. & OHNESORGE, T. (1918): Rattenberg 1:75.000. – 1 Blatt, Geologische Reichsanstalt, Wien.
- BLATT, A. (2013): Geochronologische Datierung des Kellerjochgneises und der Porphyroide in der Nördlichen Grauwackenzone (Tirol, Österreich). – Hallesches Jahrbuch für Geowissenschaften, **29**, 3–59, Halle an der Saale.
- HEINISCH, H. (2013): Bericht 2012 über geologische Aufnahmen im Innsbrucker Quarzphyllit auf Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **153**, 392–395, 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**, 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**, 254–257, Wien.
- HEINISCH, H., PESTAL, G. & REITNER, J. (2015): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000 Blatt 122 Kitzbühel. – 301 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- HUET, B., HOLLINETZ, M., SCHANTL, P., SCHUSTER, R., IGLSEDER, C., RANTITSCH, G. & Grasemann, B. (2017): Chloritoid-bearing phyllites of the Upper Austroalpine nappes: Are these rocks that low grade? – In: SARIC, K., PRELEVIC, D., SUDAR, M. & CVETKOVIĆ, V.: Emile Argand Conference: 13th Workshop on Alpine Geological Studies, 7-18/09/2017, Zlatibor Mts. (Serbia): Abstract Volume. 46, Belgrade.
- HUET, B., SCHNEIDER, D., GELINAS, B., SCHUSTER, R., IGLSEDER, C., RANTITSCH, G., ROCKENSCHAUB, M., HOLLINETZ, M. & KLÖTZLI, U. (2018): Pressure, temperature and time constraints for the Wildkogel Nappe (Steinkogelschiefer, Oberpinzgau, Salzburg, Austria). – In: KOUKAL, V. & WAGREICH, M. (Eds.): PANGEO Austria 2018: Abstracts: 24–26/09/2018 Universität Wien, 63, Wien.
- KOBER, L. (1938): Der geologische Aufbau Österreichs. – V + 204 S., Wien (Springer).
- MCARTHUR, J., HOWARTH, R. & BAILEY, T. (2001): Strontium isotope stratigraphy: LOWESS version 3: best fit to the marine Sr-isotope curve for 0–509 Ma and accompanying look-up table for deriving numerical age. – Journal of Geology, **109**, 155–170, London.
- OHNESORGE, T. (1908): Über Gneise des Kellerjochgebietes und der westlichen Hälfte der Kitzbühler Alpen und über Tektonik dieser Gebiete. – Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **1908**, 119–136, Wien.
- PESTAL, G., HEJL, E., BRAUNSTINGL, R. & SCHUSTER, R. (2009): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Salzburg 1:200 000. – 162 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- ROCKENSCHAUB, M., KOLENPRAT, B. & NOWOTNY, A. (2003): Innsbrucker Quarzphyllitkomplex, Tarntaler Mesozoikum, Patscherkofelkristallin. – In: ROCKENSCHAUB, M. (Ed.): „Brenner“: Arbeitstagung 2003, Trins im Gschnitztal, 1.–5. September 2003: Geologische Kartenblätter 1:50.000, 148 Brenner, 175 Sterzing, 41–58, Wien.
- 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.
- SCHMID, S.M., SCHARF, A., HANDY, M.R. & ROSENBERG, C.L. (2013): The Tauern Window (Eastern Alps, Austria): a new tectonic map, with cross-sections and a tectonometamorphic synthesis. – Swiss Journal of Geosciences (Eclogae Geologicae Helvetiae), **106/1**, 1–32, Basel.
- SCHRAMM, J. (1980): Bemerkungen zum Metamorphosegeschehen in klastischen Sedimentgesteinen im Salzburger Abschnitt der Grauwackenzone und der Nördlichen Kalkalpen. – Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **71/72**, 379–384, Wien.
- SCHULZ, B. (1992): Microstructures, mineral chemistry and P-T-deformation path from micaschists in the hangingwall of a Variscan thrust (Steinkogel area, Eastern Alps, Austria). – Neues Jahrbuch für Mineralogie - Abhandlungen, **164**, 1–28, Schweizerbart, Stuttgart.
- SCHUSTER, R. (2015): Zur Geologie der Ostalpen. – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **64**, 143–165, Wien.
- SÖLLNER, F., HÖLL, R. & MILLER, H. (1991): U-Pb-Systematik der Zirkone in Meta-Vulkaniten („Porphyroiden“) aus der Nördlichen Grauwackenzone und dem Tauernfenster (Ostalpen, Österreich). – Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, **142**, 285–299, Hannover.
- TOLLMANN, A. (1977): Geologie von Österreich: Band I: Die Zentralalpen. – XVI + 766 S., Wien (Deuticke).
- TROPPEL, P., FINGER, F., KRENN, E., KLÖTZLI, U., PIBER, A. & GANGL, S. (2016): The Kellerjoch Gneiss (Tyrol, Eastern Alps): An Ordovician pluton with A-type affinity in the crystalline basement nappes north of the Tauern Window. – Austrian Journal of Earth Sciences, **109/2**, 178–188, Wien.

Von koronitischen zu mylonitischen Eklogiten. Eine mikrostrukturelle und petrologische Untersuchung der Typlokalität-Eklogite (Koralpe, Ostalpen, Österreich)

ANNA ROGOWITZ¹, BENJAMIN HUET² & BERNHARD GRASEMANN¹

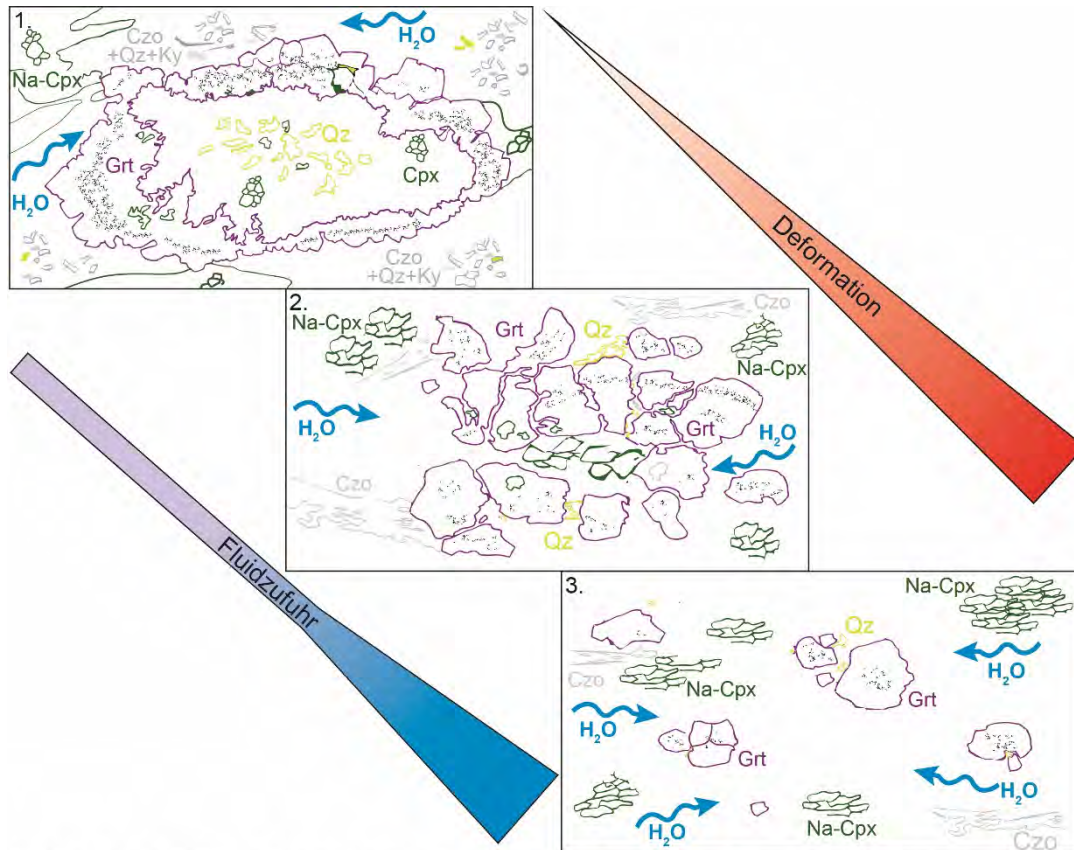
¹ Universität Wien, Department für Geodynamik und Sedimentologie, Althanstraße 14, 1090 Wien.
anna.rogowitz@univie.ac.at; bernhard.grasemann@univie.ac.at

² Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien. benjamin.huet@geologie.ac.at

1822 wurden Eklogite offiziell durch René-Just Haüy (1743–1822) entdeckt, beschrieben und benannt. Seit dem gilt die Kor-Saualpe Region (Ostalpen, Österreich) als Eklogit-Typlokalität. Über Jahrzehnte wurden Eklogite intensiv bezüglich ihrer Mineralogie, Entstehung (magmatisch vs. metamorph) und ihrem Deformationsverhalten studiert. Heutzutage wissen wir, dass Eklogite im Zuge der Hoch-Ultrahochdruck-Metamorphose aus mafischen Gesteinen in Subduktions- und Kollisionszonen entstehen. Das Deformationsverhalten und die Prozesse, die zu der Exhumierung dieser Hoch-Ultrahochdruck-Gesteine führen, sind jedoch weiterhin stark diskutiert.

Für diesen Beitrag haben wir eine Reihe an Eklogit-Proben vom Aufschluss ‚Hohl‘ in der Typlokalität (Koralpe, Österreich) hinsichtlich ihrer Mineralogie, Struktur und Textur mittels optischer Mikroskopie, Sekundärelektronenmikroskopie sowie Elektronenstrahlmikrosonde untersucht. Während das Gesteinsgefüge von koronitisch bis ultramylonitisch variiert, ist die Mineralparagenese weitestgehend einheitlich, bestehend aus Granat (Grt), Natrium-Klinopyroxen (Na-Cpx), Quarz (Qtz) und einem Gemisch aus feinkörnigem Klinozoisit, Quarz und Kyanit (Czo+Qz+Ky) mit retrogradem Plagioklas. Mit Ausbildung des mylonitischen Gefüges nimmt der Volumenanteil des feinkörnigen Czo+Qz+Ky-Gemisches jedoch ab. Insbesondere der Kyanitanteil ist stark reduziert.

Mikrostrukturell lassen sich koronitische Eklogite durch Cpx umschlossen von einer Grt-Korona in einer Czo+Qz+Ky-Matrix charakterisieren. Vereinzelt kommen Na-Cpx-Linsen innerhalb der Matrix vor. Granatkörner sind zur Matrixseite hin tendenziell größer und weisen ausgeprägte Kristallflächen auf, wohingegen zum Korona-Zentrum hin eher feinkörniger Grt in Na-Cpx-Grt Verwachsungen zu beobachten ist. In protomylonitischen Eklogiten kommt Grt in Form von Clustern in einer Na-Cpx- und Czo+Qz+Ky-Matrix vor. Klinopyroxene fangen an, eine leichte Form- und kristallografische Vorzugsregelung auszubilden, welche mit dem Grad der Mylonitisierung stärker wird. Zusammen mit elongierten Czo-Lagen (mit retrogradem Plagioklas) beschreibt die intensive Formvorzugsregelung der Na-Cpx-Körner die mylonitische Foliation. Granat kommt entweder in Lagen oder verteilt in der Matrix vor. Die kontinuierliche Ausbildung einer Form- und kristallografischen Vorzugsregelung mit zunehmender Deformation deutet darauf hin, dass Na-Cpx hauptsächlich durch Versetzungskriechen deformiert. Obwohl Grt Anzeichen für kristallplastisches Verhalten in Form von Missorientierungen und Kleinwinkelkorngrenzen zeigt, glauben wir, dass Grt sich hauptsächlich als Festkörper verhält und in Regionen intensiver Deformation vereinzelt von größeren Grt-Clustern entkoppelt und beginnt in die Matrix zu rotieren. Thermodynamische Modellierungen mittels Theriak Domino zeigen, dass die beobachtete Mineralparagenese bei Druck- und Temperaturbedingungen von 23 kbar, 700° C und 0,4 wt% Wasser stabil ist. Das Vorhandensein von retrograden Diopsid-Plagioklas-Symplektiten um rekristallisierte Na-Cpx-Körner deutet darauf hin, dass die Deformation und einhergehende Mylonitisierung unter genau diesen hochdruckmetamorphen Bedingungen stattfand. Die Abnahme des Kyanitanteils in komplett mylonitisierten Eklogiten lässt darauf schließen, dass die Lokalisierung von Deformation an einen lokal erhöhten Wasserzufluss im Gestein gekoppelt ist. Unsere mikrostrukturellen und petrologischen Beobachtungen könnten zu einem besseren Verständnis der Deformationsprozesse, die zur Exhumierung von Eklogiten führen, beitragen (Abb. 1).



1. Fluidzuführung unter eklogitfaziellen Bedingungen führt zum Austausch des ehemaligen Gabbros durch eine eklogitische Mineralparagenese ($Gr_t + Na-Cpx + Czo + Ky + Qz + Amp$):
 - Polykristalliner Gr_t wächst um magmatischen Cpx und führt zu einer Korona Bildung.
 - Magmatischer Cpx wird durch $Na-Cpx$, Qz und Amphibol ersetzt.
 - Plagioklas wird durch einer Mischung aus $Czo + Qz + Ky$ ersetzt.
2. Leichte Deformation und weitere Eklogitisierung:
 - Gr_t -Wachstum, Abplattung und Streckung von Gr_t -Koronas resultierend in lokaler Entkopplung von Gr_t -Aggregaten.
 - Fortlaufendes Wachstum von $Na-Cpx$ auf Kosten der feinkörnigen Matrix.
 - Einsetzende dynamische Rekristallisation von $Na-Cpx$, innerhalb der Korona überwiegend durch Korngrenzwanderung wohingegen Subkornrotation in der Matrix dominiert.
3. Zusätzliche Fluidzufuhr einhergehend mit Deformationslokalisierung:
 - Abplattung und Streckung von Gr_t -Aggregaten, Entkopplung von einzelnen Gr_t -Körnern.
 - Dynamische Rekristallisation von $Na-Cpx$.
 - Ausbildung einer ausgeprägten Formvorzugsregelung von $Na-Cpx$ und Czo .
 - Ausbildung einer kristallographischen Vorzugsorientierung von $Na-Cpx$.

Abb. 1: Konzeptionelles Modell der Eklogitisierung unter Einfluss der Deformation und Fluidzufuhr.

Orthopyroxen im Weinsberg-Granit: Indikator variszischer Schmelzprozesse und Tracer der Granitgenese

MANFRED LINNER* & BENJAMIN HUET*

* Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien. manfred.linner@geologie.ac.at;
benjamin.huet@geologie.ac.at

Der Weinsberg-Granit, ein außergewöhnlich grobkörniger Biotit-Granit mit porphyrischem Kalifeldspat, charakterisiert den Südböhmischen Batholith im Moldanubikum. Während der Granit im Waldviertel diskordant in die moldanubischen Deckensysteme intrudierte, zeigen die Umgebungsgesteine im Mühlviertel starke Aufschmelzung. Die Grenzen zwischen Weinsberg-Granit und Migmatit erscheinen fließend und sie sind gemeinsam deformiert. Wegen dieser Kennzeichen wird dieser Teil des Moldanubikums als Bavarikum tektonisch abgegrenzt. Eine zusätzliche Besonderheit im Bavarikum sind die gar nicht so seltenen Varianten von Weinsberg-Granit mit Orthopyroxen (FRASL & FINGER, 1988).

Vom ausgedehnten östlichen Teil des Batholiths sind bislang keine Orthopyroxene bekannt, jedoch wurden bei der systematischen Auswertung der Xenolithe und Enklaven im Weinsberg-Granit orientierte Verwachsungen aus Biotit und Quarz gefunden, die als Pseudomorphosen nach Orthopyroxen zu deuten sind. Dieses unterschiedliche Auftreten von Orthopyroxen steht in Zusammenhang mit grundlegenden Prozessen der Granitgenese: Magmenbildung durch teilweise Aufschmelzung kontinentaler Kruste und lokaler Magmentransport im Bavarikum sowie Magmenaufstieg und Platznahme in geringer Tiefe im Ostteil des Batholiths.

Orthopyroxen führender Weinsberg-Granit im Bavarikum

Die Vorkommen von Orthopyroxen belegen eine verbreitete Magmenbildung durch trockene Aufschmelzung von Biotit, Plagioklas und Quarz in der unteren Kruste (Abb. 1a). Dafür wurden Bedingungen von 850° C bei maximal 0,7 GPa abgeleitet und die Varianten mit viel Orthopyroxen als Kumulate interpretiert (FINGER & CLEMENS, 1995). Im Unterschied dazu interpretierten KLÖTZLI et al. (2001) die grobkörnigen Orthopyroxene als reliktsche magmatische Paragenese kambrischen Alters, eingebettet in die dominierende karbone Paragenese des Weinsberg-Granits aus Alkalifeldspat, Plagioklas, Quarz und Ilmenit.

Die peritektische Paragenese im Orthopyroxen führenden Weinsberg-Granit und deren thermodynamische Modellierung bekräftigen die durch FINGER & CLEMENS (1995) interpretierte Schmelzbildung infolge „fluid absent melting“, bei der Orthopyroxen als peritektische Phase gebildet wurde. Durch Reaktionen mit der Restschmelze und Rekristallisation bei der Abkühlung bildeten sich Klinopyroxen sowie Ortho- und Klinoamphibole.

Pseudomorphosen nach Orthopyroxen im Weinsberg-Granit im östlichen Batholith

Die feinkörnigen Verwachsungen bestehen aus Biotit und Quarz mit zusätzlich Ilmenit und Apatit und weisen auf pseudomorph ersetzten Orthopyroxen mit wahrscheinlich geringen Anteilen an Klinopyroxen hin (Abb. 1b). Die perpendikuläre Orientierung der Verwachsungen verweist auf die Nachbildung der Kristallform der Orthopyroxene. Das Kalzium der Klinopyroxene könnte vom Apatit übernommen worden sein. Insgesamt weisen diese Beobachtungen auf durch aufsteigendes Magma mitgerissene und pseudomorph ersetzte Orthopyroxene hin, wie sie in Pyroxen führenden Graniten mitunter zu beobachten sind (HOLNESS et al., 2018). Darüber hinaus lassen diese Pseudomorphosen auf eine ähnliche Magmengenese wie im Bavarikum schließen.

Weinsberg-Granit als Indikator für variszisches Krustenrecycling

Im Bavarikum wurden Orthopyroxene als peritektische Phasen durch „fluid absent melting“ von Gesteinen aus Biotit, Plagioklas und Quarz gebildet und indizieren „krustale Aufschmelzung in relativ geringer Tiefe“. Die Verbreitung von Granitvarianten mit Orthopyroxen zeigen Teile des Bavarikum als sehr nahe der Magmenquelle des Weinsberg-Granits. Weiter aufsteigende Schmelzen haben Orthopyroxene mittransportiert. Diese wurden jedoch bei der Intrusion durch

feinkörnige Verwachsungen pseudomorph ersetzt. Zusammengenommen verknüpfen die Orthopyroxene und deren Pseudomorphosen Bereiche des Weinsberg-Granits von nahe der Magmenquelle mit jenen der diskordanten Intrusion im Ostteil des Batholiths.

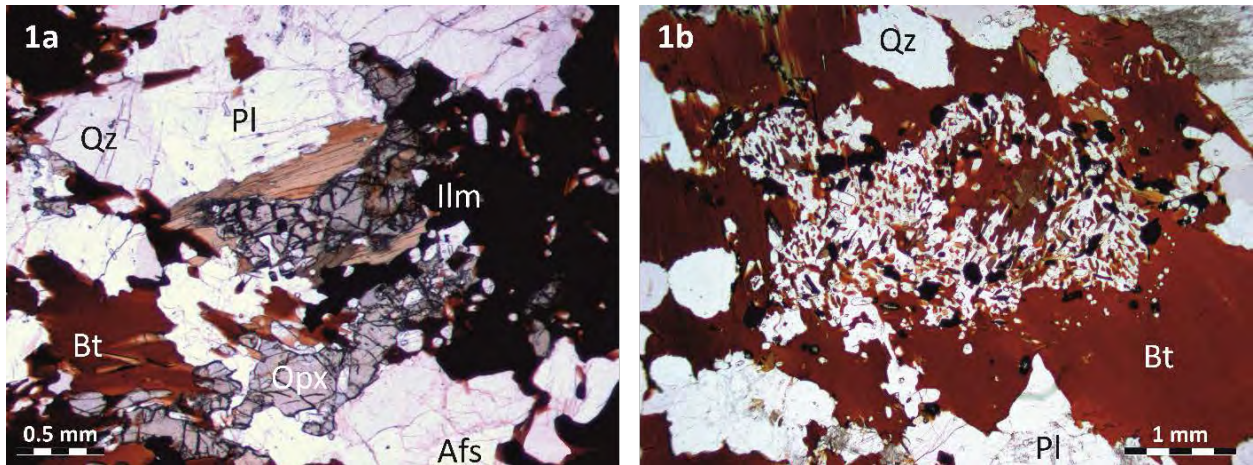


Abb. 1: a) Orthopyroxenen führender Weinsberg-Granit: Peritektische magmatische Paragenese mit Orthopyroxenen (Opx) + Alkalifeldspat (Afs) + Plagioklas (Pl) + Quarz (Qz) + Ilmenit (Ilm) ± Biotit (Bt); b) Pseudomorphose nach mitgerissenem Orthopyroxenen: sehr feinkörniger Biotit + Quarz + Ilmenit + Apatit, umgeben von grobblättrigem Biotit (Bt) sowie Plagioklas (Pl) und Quarz (Qz).

Literatur

- FINGER, F. & CLEMENS, J. (1995): Migmatization and “secondary” granitic magmas: effects of emplacement and crystallization of “primary” granitoids in Southern Bohemian Massif, Austria. – *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **120**, 311–326, Berlin.
- FRASL, G. & FINGER, F. (1988): Jahrestagung 1988, Exkursion Mühlviertel und Sauwald, 22. bis 23. September 1988, 1–29, Wien (Österreichische Geologische Gesellschaft).
- HOLNESS, M.B., CLEMENS, J.D. & VERNON, R.H. (2018): How deceptive are microstructures in granitic rocks? Answers from integrated physical theory, phase equilibrium, and direct observations. – *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **173**, 62, Berlin.
- KLÖTZLI, U., KOLLER, F., SCHARBERT, S. & HÖCK, V. (2001): Cadomian lower-crustal contributions to Variscan granite petrogenesis (South Bohemian pluton, Austria): constraints from zircon typology and geochronology, whole-rock, and feldspar Pb-Sr isotope systematics. – *Journal of Petrology*, **43**, 1621–1642, Oxford.

Sequenzielle Extraktion von Sedimenten am Standort Retz (Niederösterreich) zur Charakterisierung der Mobilität von Uran in Grundwässern

GERHARD HOBIGER¹, DANIEL ELSTER¹, GERHARD SCHUBERT¹, FRANKO HUMER² & RUDOLF PHILIPPITSCH³

¹ Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien. gerhard.hobiger@geologie.ac.at; daniel.elster@geologie.ac.at; gerhard.schubert@geologie.ac.at

² Umweltbundesamt GmbH, Grundwasser, Spittelauer Lände 5, 1090 Wien. franko.humer@umweltbundesamt.at

³ (pensioniert) ehem. Bundesministerium für Nachhaltigkeit und Tourismus, Abteilung IV/3: Nationale und internationale Wasserwirtschaft, Marxergasse 2, 1030 Wien.

Im Rahmen der österreichweiten Überwachung der Grundwasserkörper nach der Gewässerzustandsüberwachungsverordnung (GZÜV; BGBl. II Nr. 479/2006 i.d.g.F.) und in Umsetzung der EU-Wasserrahmenrichtlinie (WRRL; RL 2000/60/EG) wurde erstmals in den Jahren 2013 und 2014 Uran im Grundwasser untersucht. Hierbei wurden lokale Überschreitungen des Trinkwassergrenzwertes für Uran von mehr als 15 µg/l in mehreren Bundesländern festgestellt. Oft treten diese Überschreitungen in Zusammenhang mit kristallinen

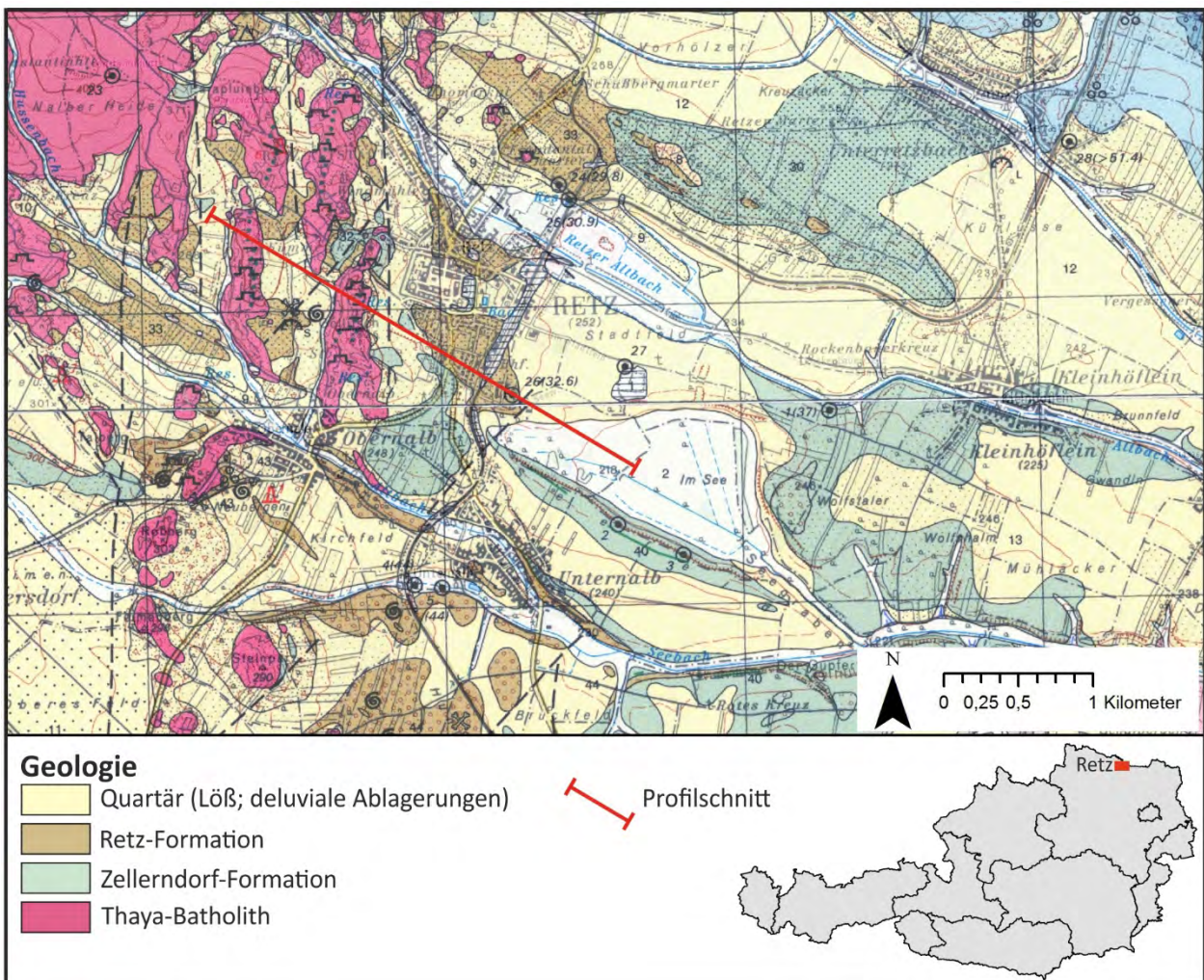


Abb. 1: Standort Retz. Auszug aus ROETZEL et al. (1999). Geologischer Profilschnitt, siehe Abbildung 2.

Standorten auf, allerdings häufen sie sich in Niederösterreich (Retz) und im Burgenland (Seewinkel) auch in Porengrundwasserleitern. In zahlreichen Gebieten, in denen erhöhte Urankonzentrationen im Grundwasser festgestellt wurden, gibt es jedoch nur wenige Informationen, die eine Beurteilung der geochemischen Mobilität in den lokalen hydrogeologischen Settings möglich machen. In dem dreijährigen Forschungsprojekt „Uran im Grundwasser“, beauftragt vom Bundesministerium für Nachhaltigkeit und Tourismus (BMNT) sowie den Bundesländern Burgenland, Kärnten, Niederösterreich, Steiermark und Tirol, werden ausgewählte Standorte in Österreich untersucht. Der Abschluss des Projektes ist für Ende 2019 vorgesehen (Projektleitung: Umweltbundesamt, Kooperationspartner: Geologische Bundesanstalt, Universität Salzburg, Universität Wien, Universität für Bodenkultur Wien, Österreichische Agentur für Gesundheit und Ernährungssicherheit GmbH).

Geogen kommt Uran in der Erdkruste zu 2–4 g/t vorwiegend in akzessorischen Mineralen in Granitoiden vor. Die Geochemie des Urans wird durch die vier- und sechswertige Form beherrscht. Durch stark reduzierende Verhältnisse wird das Gleichgewicht zur wasserunlöslichen vierwertigen Stufe verschoben. Hingegen im oxidierenden Milieu ist die wasserlösliche sechswertige Stufe vorherrschend. Hierbei kommt es meist zur Komplexbildung, z.B. mit Karbonaten. Im Gegensatz dazu kann Uran auch anthropogen durch mineralische Düngemittel in den Boden eingebracht werden. In Österreich wurde ein Eintrag über Düngemittel allerdings noch nie festgestellt.

In diesem Beitrag sollen Ergebnisse im Bereich von Retz im nördlichen Niederösterreich erläutert werden. In der Stadtgemeinde Retz wurden im näheren Einzugsgebiet einer großen Trinkwasserversorgungsanlage erhöhte Urangelhalte festgestellt (Abb. 1). Die Urangelhalte in den Entnahmebrunnen können bis über 120 µg/l erreichen, sodass das Grundwasser für die Nutzung als Trinkwasser speziell aufbereitet werden musste. In Retz herrschen besondere hydrogeologische Verhältnisse vor. Die Wasserentnahmebrunnen befinden sich im Randbereich der Böhmisches Masse (Thaya-Batholith), der Grundwasserleiter wird aus der Retz-Formation (oberes Eggenburgium) gebildet. Diese umfasst siltige Mittel- bis Feinsande, z.T. mit Grobsand- und Feinkieslagen und Granitgeröllen, die in einem küstennahen Ablagerungsmilieu (ROETZEL, 1999) sedimentiert wurden. In Richtung des Molassebeckens im Südosten überlagern feinklastische Sedimente der Zellerdorf-Formation die Retz-Formation und agieren als Wasserstauer bzw. führen zu gespannten und artesischen Grundwasserverhältnissen (Abb. 2). Das Brunnenfeld der Wasserversorgung von Retz befindet sich in einem Übergangsbereich zwischen oxischen Verhältnissen (Retzer Sande) hin zu anoxischen Verhältnissen gegen

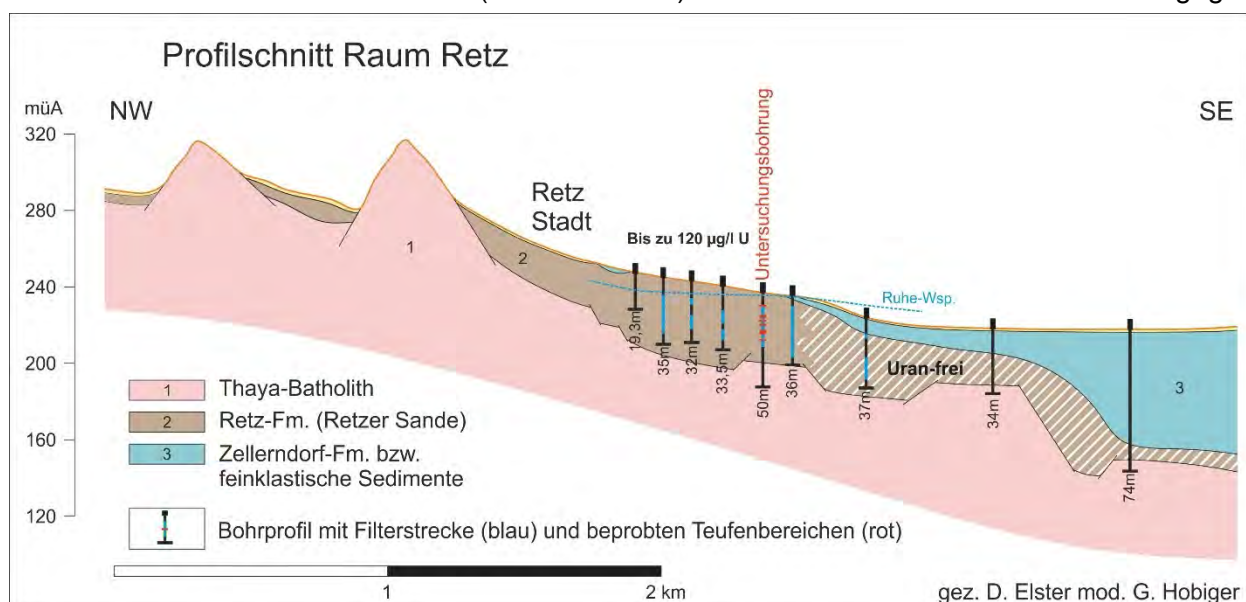


Abb. 2: Geologischer Profilschnitt im Raum Retz mit der Lage der Untersuchungsbohrung im Abstrom der Wasserentnahmen und den jeweils beprobten Teufenbereichen; Geologie nach ROETZEL et al. (1999), Bohrungen nach den Unterlagen im Archiv der FA Hydrogeologie und Geothermie; Uran-frei bezieht sich auf den geringen Urangelhalt im gespannten Grundwasser, hier herrschen anoxische Bedingungen vor.

Südosten (Abb. 2). Dementsprechend ist nach derzeitigem Wissensstand davon auszugehen, dass die geochemische Mobilität von Uran im lokalen Setting maßgeblich von Redox-Prozessen gesteuert wird.

In diesem Artikel werden sequentielle Extraktionsversuche mit Fokus auf Uran vorgestellt, die an einem Bohrkern (Abb. 3) im Übergangsbereich von oxischen zu anoxischen Verhältnissen im Raum Retz durchgeführt wurden. Die Lokalität der Untersuchungsbohrung ist in Abbildung 2 dargestellt.

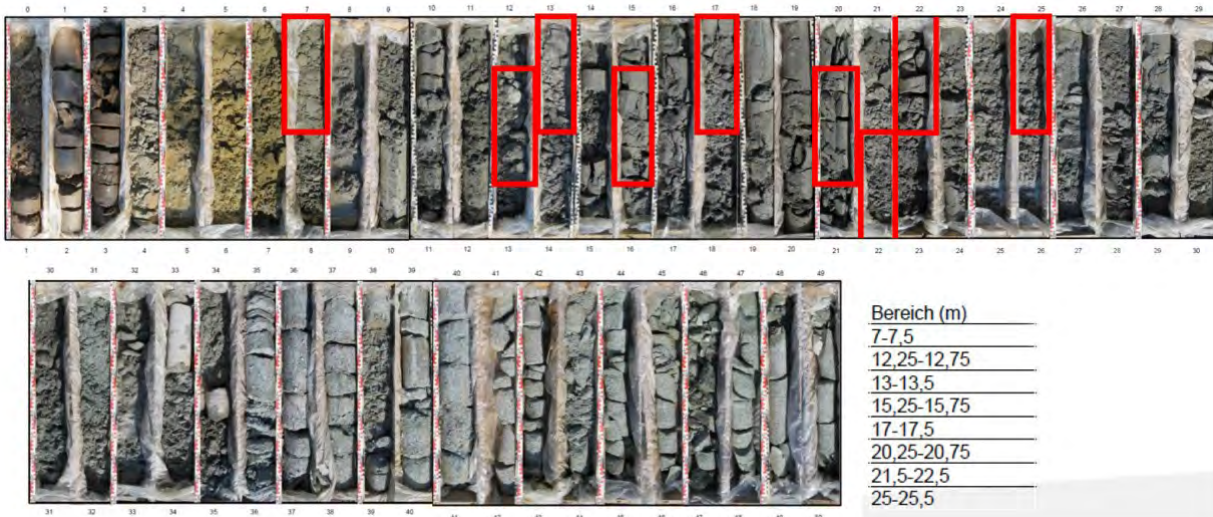


Abb. 3: Bohrkern der Untersuchungsbohrung. Rote Rahmen markieren die Untersuchungsbereiche mittels sequentieller Extraktion. Für genauere Informationen, siehe Text (Quelle: M. Gmeindl, Büro Niederbacher).

Als Methode für die sequentielle Extraktion von Uran wurde das Verfahren nach PERCIVAL (1990), modifiziert von SCHÖNWIESE (2007), verwendet (Tab. 1). Bei dieser Methode wird Uran über ein fünfstufiges Verfahren extrahiert, wobei die selbe Probe mit zunehmend aggressiveren Lösungen versetzt wird. Bei jeder Phase werden unterschiedliche Bindungsformen von Uran gelöst. Zusätzlich wurde von den Sedimenten aus den relevanten Bereichen noch ein Vollaufschluss mit HF/HClO₄/HNO₃ gemacht (Phase 5 in Tabelle 1), es folgte eine Untersuchung per Röntgenfluoreszenzanalytik (RFA) und eine Bestimmung der Uragehalte per Massenspektrometrie mit induktiv gekoppeltem Plasma (ICP-MS). Die Ergebnisse der sequentiellen Extraktion aus den Bohrkernproben sind in Abbildung 4 dargestellt und die Ergebnisse der RFA und ICP-MS Analysen in Tabelle 2.

Phase 1	Extraktion mit Natriumacetat (NaOAc)	Karbonate und adsorbierte Phasen	adsorptiv gebunden, leicht löslich oder in Karbonaten (außer Siderit) enthalten
Phase 2	Extraktion mit Wasserstoffperoxid (H ₂ O ₂) und Natriumcarbonat (Na ₂ CO ₃)	Uraninit und organische Phasen	in organischer Substanz oder in Sulfiden gebunden

Phase 3	Hydroxylaminhydrochlorid (NH ₂ OHHCL) und Salzsäure (HCl)	Amorphe Eisen-Phasen	an Fe-Oxid-Hydroxid gebunden (amorphe Substanzen)
Phase 4	Tri-Nacitrat-dihydrat und Na-dithionit	Kristalline Eisen-Phasen	an Fe-Oxide gebunden (kristalline Substanzen)
Phase 5	Vollaufschluss HNO ₃ , HClO ₄ und HF	Residualphase	in Silikaten und akzessorischen Mineralen gebunden

Tab. 1: Leachingverfahren nach PERCIVAL (1990), modifiziert von SCHÖNWIESE (2007). Die Ergebnisse sind in Abbildung 4 dargestellt.

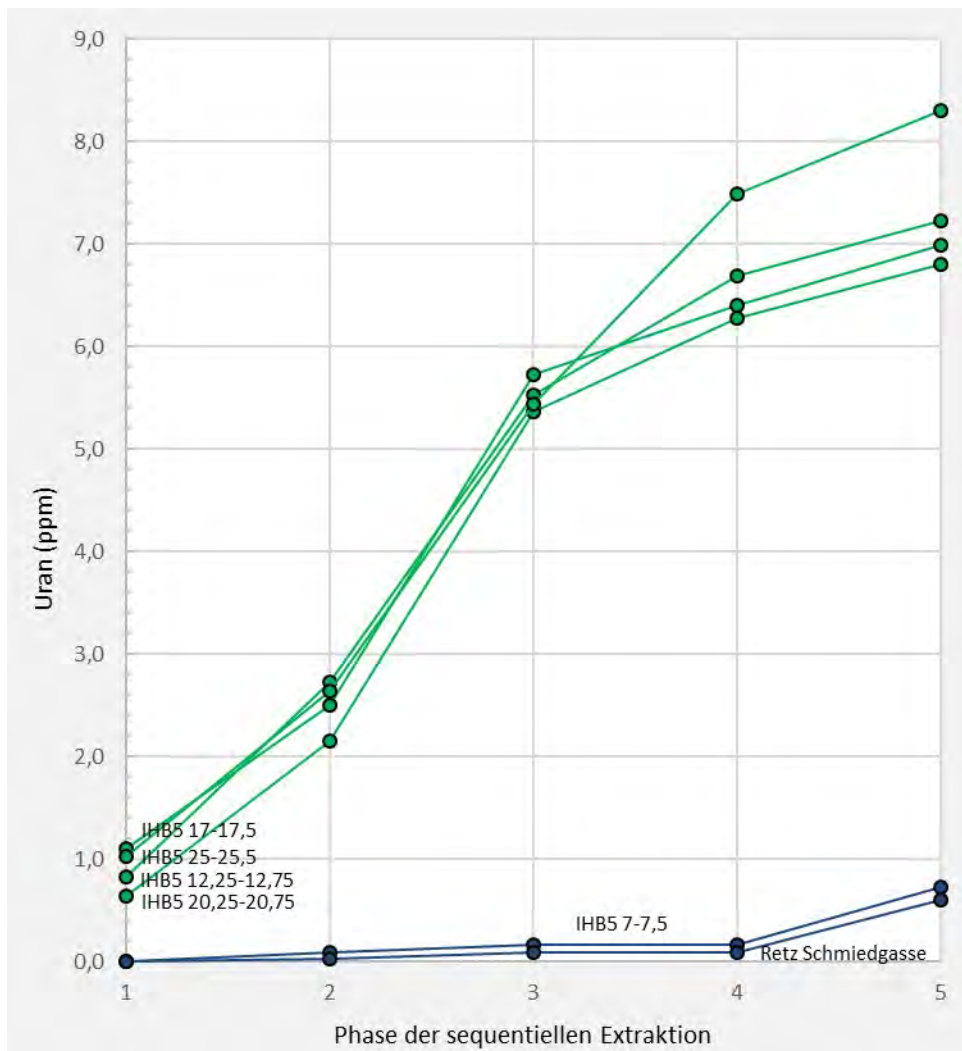


Abb. 4: Dieses Diagramm zeigt die kumulative Lösung von Uran (ppm) bei der sequentiellen Extraktion in fünf Phasen. In den untersuchten Bereichen (ausgewählte rote Rahmen in Abbildung 3) des Bohrkernprofils von 7–7,5 m wird Uran erst in Phase 5 gelöst, während es in den untersuchten Bereichen von 17–25,5 m hauptsächlich in den Phasen 2, 3 und 4 zur Lösung kommt.

Die Ergebnisse zeigen, dass Uran in den ausgewählten Bereichen zwischen 17 und 25,5 m des Bohrkerns – hier herrschen reduzierende Bedingungen vor – hauptsächlich in den Phasen 2, 3

und 4 gelöst wird (Tab. 1, Abb. 4). Im Bereich 7–7,5 m liegen hingegen oxische Bedingungen und geringe Urankonzentrationen vor. Bei dieser Probe wird Uran erst in der Phase 5 gelöst. Dies ist mit einer ebenfalls untersuchten Sandprobe aus dem Retzer Kellersystem im Bereich des Ortzentrums vergleichbar.

Untersuchungsbohrung											
		7,00–7,50 m unter GOK	12,25–12,75 m unter GOK	13,00–13,50 m unter GOK	15,25–15,75 m unter GOK	17,00–17,50 m unter GOK	20,25–20,75 m unter GOK	21,50–22,50 m unter GOK	25,00–25,50 m unter GOK	Retzer Kellersystem	
SiO ₂	RFA	%	88	69	84	81	67	81,6	79	57	89
TiO ₂			0,2	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2	0,1	0,1	0,2
Al ₂ O ₃			6,1	5,8	5,9	6,6	6,3	6,6	5,8	6,5	5,1
FeO			0,8	1,4	0,8	0,9	1,1	1	0,7	1,1	0,7
MnO			< 0,01	0,03	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,02	< 0,01
MgO			< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1
CaO			0,4	12,6	3,1	4,1	13,4	3	7,4	19,5	0,4
Na ₂ O			1,3	1,2	1,3	1,5	1,3	1,6	1,3	1,6	1,2
K ₂ O			2,2	1,7	2,1	2,2	2	2	1,7	1,9	2
P ₂ O ₅			< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5	< 0,5
SO ₃			0,03	1,12	0,49	0,63	0,84	0,99	0,34	0,82	0,04
H ₂ O			0,2	0,3	0,2	0,2	0,2	0,3	0,2	0,2	0,2
CO ₂			0,2	5,8	1,5	2	6,7	2,3	2,8	11	0,1
Summe											
			99,8	99,3	99,5	99,2	99,1	99,5	99,4	99,8	99,3
As	RFA	ppm	< 1	2	< 1	< 1	2	7	< 1	< 1	< 1
Ba			416	370	444	452	452	379	411	447	405
Cd			< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1
Ce			9	17	10	12	15	16	9	41	9
Co			4	5	4	4	4	5	4	4	4
Cr			15	34	18	53	30	16	222	31	14
Cs			5	6	6	7	6	6	4	6	5
Cu			2	5	3	3	4	4	5	4	3
Ga			< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	< 1
La			4	11	4	6	7	9	5	23	3
Li			12	13	12	13	13	15	11	11	11
Mo			< 1	< 1	< 1	< 1	< 1	1	< 1	< 1	< 1
Nb			5	6	5	5	5	6	5	4	5
Nd			4	9	6	8	7	8	6	18	6
Ni			3	10	6	6	7	8	7	11	5
Pb			16	5	8	8	7	14	4	7	33
Rb			68	71	69	70	84	66	62	84	61
Sb	< 1	3	1	1	3	< 1	2	3	< 1		
Sc	5	9	6	7	8	6	7	7	5		
Sr	88	372	160	167	414	189	274	781	90		
Tb	6	5	5	5	5	5	5	6	5		
U	ICP-MS		0,7	7,2	2,6	3,7	7,0	6,8	3,4	8,3	0,6
V	RFA		26	42	25	24	33	27	30	38	23
Y		6	8	5	7	9	7	4	8	5	
Zn		16	31	18	19	24	26	19	28	16	
Zr		58	135	49	60	74	73	52	63	38	

Tab. 2: Geochemische Analysen ausgewählter Teufenbereiche der Untersuchungsbohrung (Analytik: FA Geochemie der Geologischen Bundesanstalt).

Literatur

- PERCIVAL, J. (1990): Clay mineralogy, geochemistry and partitioning of uranium within the alteration halo of the Cigar Lake Uranium Deposit Saskatchewan. – Dissertation, Carleton University, Ottawa.
- ROETZEL, R. (1999): Geologische Karten ÖK 9 Retz und ÖK 22 Hollabrunn: Geogenes Naturraumpotential der Bezirke Horn und Hollabrunn: 3.–7. Mai 1999, Retz. – 366 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- ROETZEL, R., FUCHS, G., BATIK, P. & CTYROKY, P. (1999): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 9 Retz. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- SCHÖNWIESE, D. (2007): Untersuchungen eines Uranvorkommens in der Oberpfalz auf Eignung als Natürliches Analogon für das Verhalten radioaktiver Elemente im Fernfeld eines hypothetischen Endlagers. – Dissertation, Technische Universität Braunschweig, 146 S., Braunschweig.

Rechtsmaterialien

- Gewässerzustandsüberwachungsverordnung (GZÜV; BGBl. II Nr. 479/2006 i.d.g.F.): Verordnung des Bundesministers für Land- und Forstwirtschaft, Umwelt und Wasserwirtschaft über die Überwachung des Zustands von Gewässern.
- Wasserrahmenrichtlinie (WRRL; RL 2000/60/EG): Richtlinie des Europäischen Parlaments und des Rates vom 23. Oktober 2000 zur Schaffung eines Ordnungsrahmens für Maßnahmen der Gemeinschaft im Bereich der Wasserpolitik. ABl. Nr. L 327. Geändert durch die Entscheidung des Europäischen Parlaments und des Rates 2455/2001/EC. ABl. L 331, 15/12/2001.

Exkursionen zur Arbeitstagung 2019

CHRISTOPH IGLSEDER*

* Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien. christoph.iglseder@geologie.ac.at

Die Exkursionen der diesjährigen Arbeitstagung führen uns in drei Gebiete (Abb. 1):

- Exkursion 1) 24.06.2019: Profil an der Grenze zwischen Radenthein-Komplex (Gstoder-Decke) und Bundschuh-Priedröf-Komplex (Bundschuh-Decke).
- Exkursion 2) 26.06.2019: Die geodynamische Entwicklung der Bundschuh-Decke: Bundschuh-Orthogneis-Lithodem; Profil durch das „Stangalm-Mesozoikum“ s.l. am Leckenschober.
- Exkursion 3) 27.06.2019: Geologie der Königstuhl- und Stolzalpe-Decke; Überblick über die Quartärgeologie des Kartenblattes GK25 Radenthein-Ost (die Gurktaler Alpen während der letzten Eiszeit; Massenbewegungen; Latschenhochmoor im Andertal).

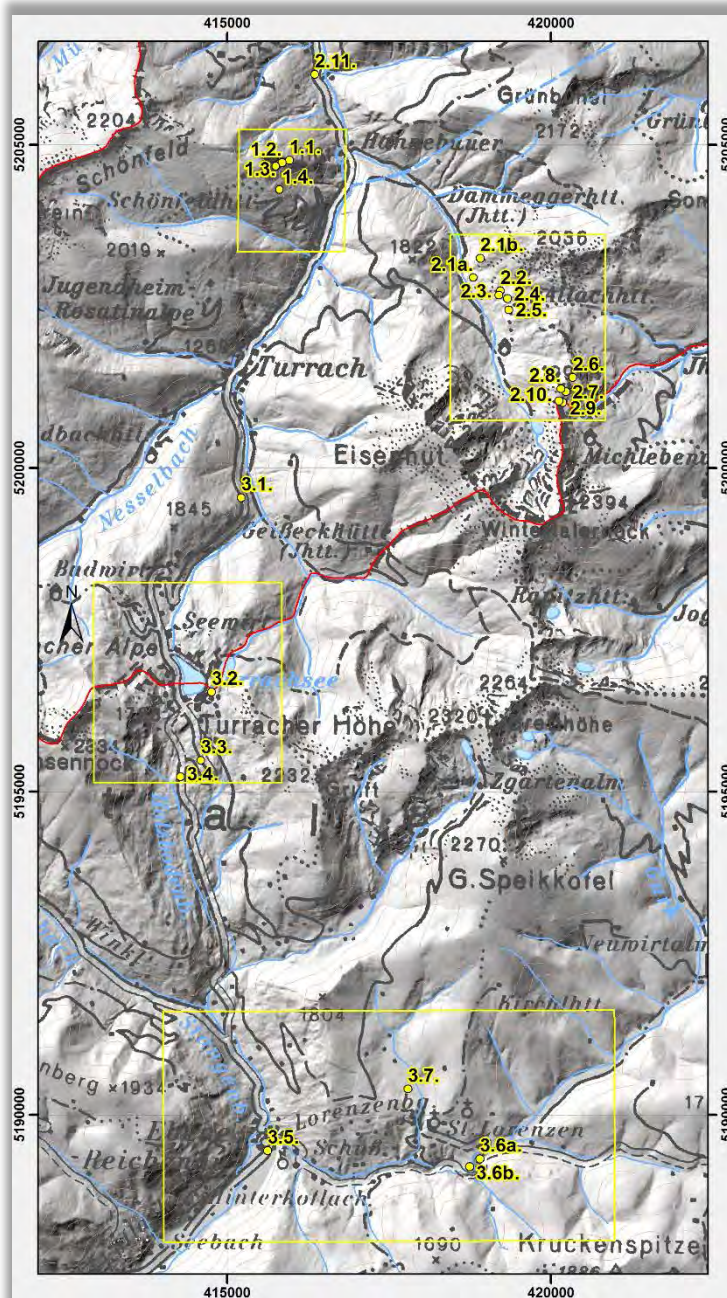


Abb. 1: Topografische Übersicht über alle Exkursionsgebiete und -punkte.

Exkursion 1 (24.06.2019) Grenze Radenthein-Komplex zu Bundschuh-Priedröf-Komplex

CHRISTOPH IGLSEDER¹, BENJAMIN HUET¹, GERIT E.U. GRIESMEIER¹, MARTIN REISER¹ &
DIRK VAN HUSEN²

¹ Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien. christoph.iglseder@geologie.ac.at;
benjamin.huet@geologie.ac.at; gerit.griesmeier@geologie.ac.at; martin.reiser@geologie.ac.at

² Rustonstraße 7/4, 4810 Gmunden. dirk.van-husen@aon.at

Exkursionsroute und Thema der Exkursion

Ausgangspunkt ist eine Forststraße auf 1.520 m Seehöhe am Westhang der Turrach und nördlich des Geißbaches (Abb. 1). In einem ca. 800 m langen Profil von Norden nach Süden entlang der Forststraße sind, getrennt durch eine „Phyllonitzone“, der Radenthein-Komplex (Gstoder-Decke, Koralmpe-Wölz-Deckensystem) im Liegenden und der Bundschuh-Priedröf-Komplex (Bundschuh-Decke, Ötztal-Bundschuh-Deckensystem) im Hangenden aufgeschlossen (vgl. IGLSEDER, 2019a, b; IGLSEDER & HUET, 2019). Bei der Grenze zwischen Radenthein- und Bundschuh-Priedröf-Komplex handelt es sich um eine eoalpidische Deckensystemgrenze, welche mit (W)NW-gerichteten Überschiebungen ausgeprägt ist und zur Phyllonitisierung von Gesteinen dieser zwei Einheiten führte. Nach SE-gerichtete Abschiebungen bilden ein späteres Element an dieser Grenze und werden mit der Exhumation des tektonischen Fensters von Ramingstein in Verbindung gebracht.

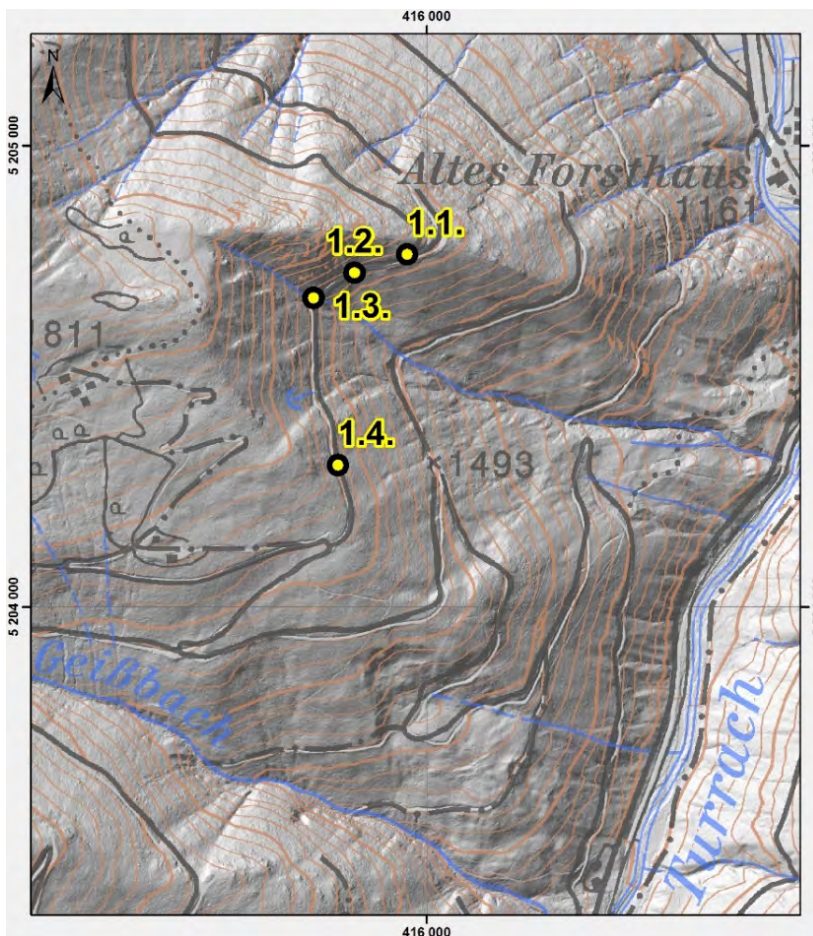


Abb. 1: Topografische Übersichtskarte zu Exkursion 1.

Ziel von Exkursion 1

Im Zuge der Exkursion sollen die unterschiedlichen Lithologien des Radenthein-Komplexes und der Übergang zum Bundschuh-Priedröf-Komplex kennengelernt werden. Außerdem soll gezeigt

werden, dass die Kombination von unterschiedlichen Methoden (Kartierung, Strukturgeologie, P-T-Bestimmung, Geochronologie, RAMAN-Mikrospektroskopie) maßgeblich an der Erstellung eines modernen, geologischen Kartenblattes beteiligt sind (Abb. 2).

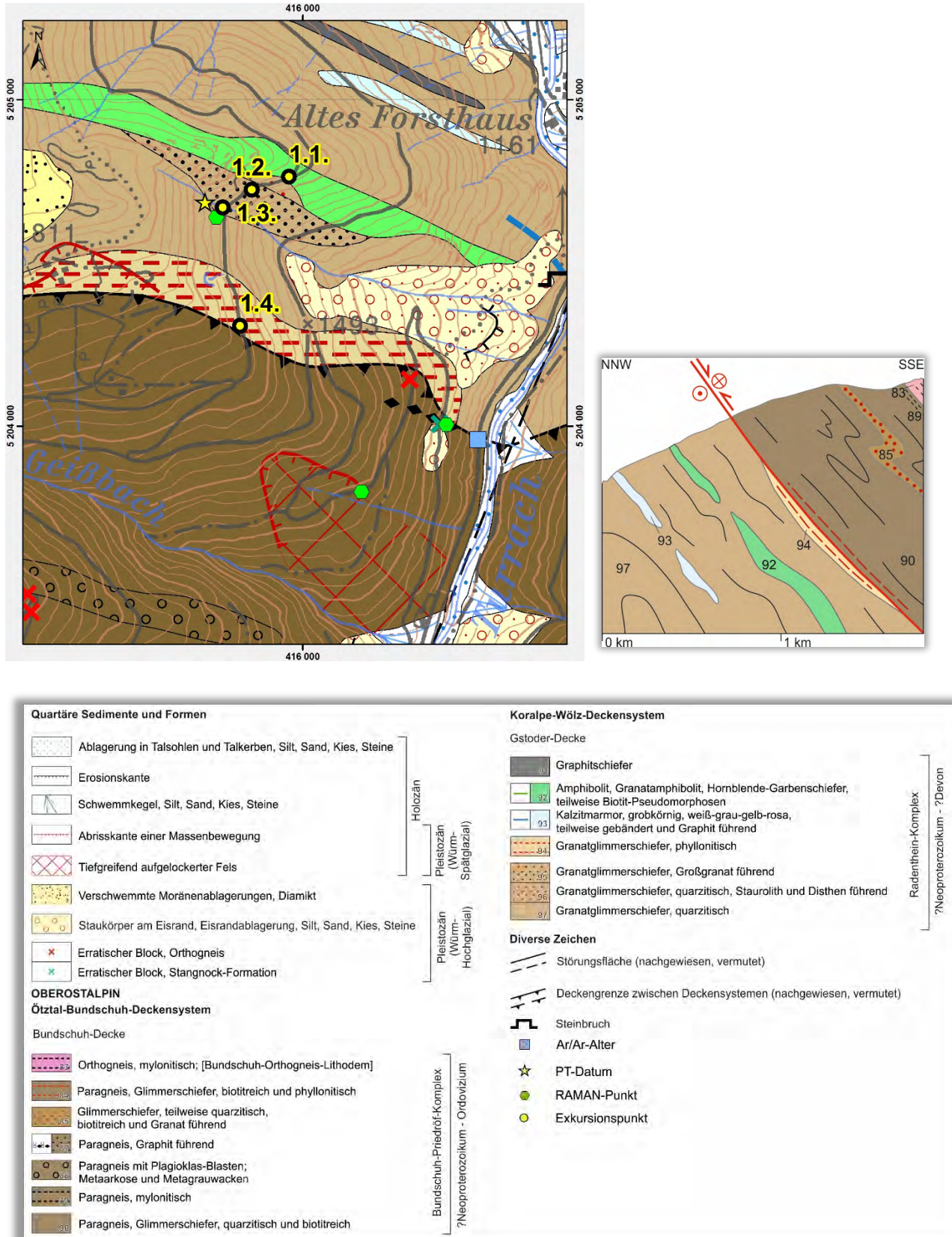


Abb. 2: Geologische Karte, Schematisches Profil und Legende zur Exkursion 1.

Exkursionspunkte

Profil Radenthein-Komplex – Bundschuh-Priedröf-Komplex

Lokalität: GK25 Radenthein-Nordost, nördlich des Geißbaches auf der Forststraße auf 1.520 m Seehöhe (UTM 33N: 0415795/5204143). [Haltemöglichkeit: In der Kehre der Forststraße]

Stopp 1.1.: Hornblendegarben-Schiefer und Amphibolit des Radenthein-Komplexes (Gstoder-Decke; Koralpe-Wölz-Deckensystem)

Lokalität: GK25 Radenthein-Nordost, nördlich des Geißbaches (UTM 33N: 0415958/5204764).

Zu sehen sind unterschiedliche Typen von Hornblendegarben-Schiefern und Amphibolit des Radenthein-Komplexes. Als Edukte werden Mergelstein und Tuffit in Peliten (Paraamphibolit) bzw. Basaltgänge (Orthoamphibolit) angenommen. Hornblendegarben-Schiefer (Abb. 3a) mit bis zu dezimeterlangen Hornblendekristallen zeigen eine Paragenese von Granat + Hornblende + Hellglimmer (\pm Biotit). Die Hornblende ist meist richtungslos ausgebildet. Die Biotit-Säume werden auf statische Reaktionen nach dem Metamorphosehöhepunkt zurückgeführt, da sie teilweise nur durch eine spätere Krenulationslineation überprägt werden. Normal auf die Krenulationslineation sind Chlorit-Adern ausgebildet. An der Kurve der Forststraße ist die Einlagerung von einem karbonatischen Gang mit Ankerit, Chlorit, Quarz und Hellglimmer beobachtbar, welcher als Mobilisat von eisen- und CO₂-reichen Fluiden interpretiert wird. Granatamphibolite (Abb. 3b) zeigen eine Paragenese von Granat + Hornblende + Plagioklas und einen gebänderten Lagenbau von teilweise mylonitischem, foliationsparallelem Plagioklas und Einregelung der Hornblendekristalle in Richtung der \pm EW-streichenden Streckungs- und Minerallineation. Durch den rheologischen Unterschied zwischen Amphibolit und Granat-Glimmerschiefer bilden sich großräumige Boudinstrukturen (Abb. 3c) normal auf die \pm EW-streichende Hauptstreckung. Entlang der Boudinlinie sind Ausscheidungen von teilweise verfaltetem Quarz und Amphibol erkennbar (Abb. 3d).

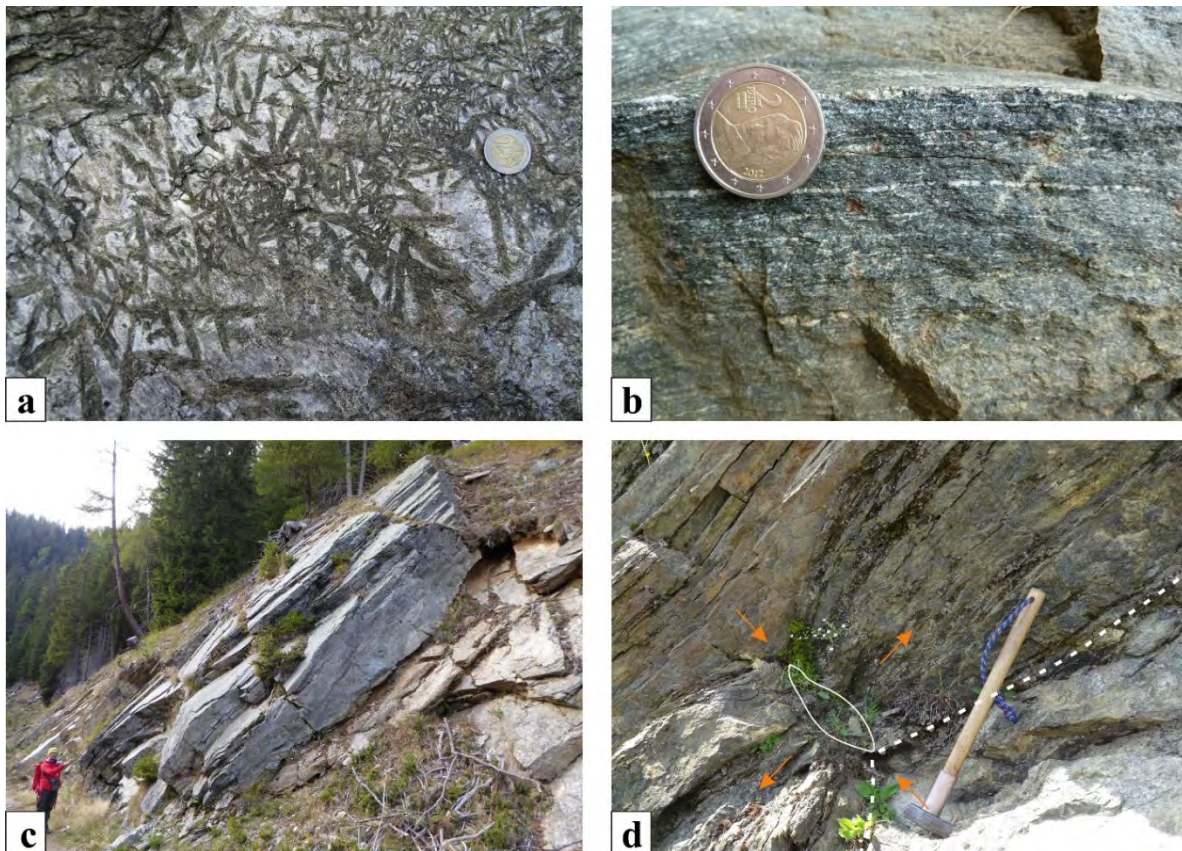


Abb. 3: Amphibolite aus dem Radenthein-Komplex. a) Hornblendegarben-Schiefer mit Hellglimmer und Biotit-Reaktionssäumen um die Hornblende. b) Gebänderter Granat-Amphibolit. c, d) Boudinage von Amphibolit und Granat-Glimmerschiefer. Entlang der Boudinlinie befindet sich ein Quarz-Amphibol-Gang (weiße Signatur in d; Blickrichtung Süden).

Stopp 1.2.: Großgranat-Glimmerschiefer – Amphibolit-Wechsellagerung im Radenthein-Komplex (Gstoder-Decke; Koralpe-Wölz-Deckensystem)

Lokalität: GK25 Radenthein-Nordost, nördlich des Geißbaches (UTM 33N: 0415843/5204725).

Entlang der Forststraße sind Wechsellagerungen von Granat-Glimmerschiefer (Abb. 4a) und Amphibolit aufgeschlossen und werden als eine ehemals vulkano-sedimentäre Abfolge interpretiert. Die Granatkristalle erreichen bis zu 5 cm Durchmesser, was typisch für den Radenthein-Komplex ist. Selten sind Aluminiumsilikat-Mineralen, wie Disthen oder Staurolith, erkennbar. Die Großgranat-Glimmerschiefer sind oft quarzlagenreich und zeigen schöne Strukturen von rotierten Granaten mit Interngefüge (Abb. 4b), was auf Wachstum der Granate während der Deformation hindeutet.

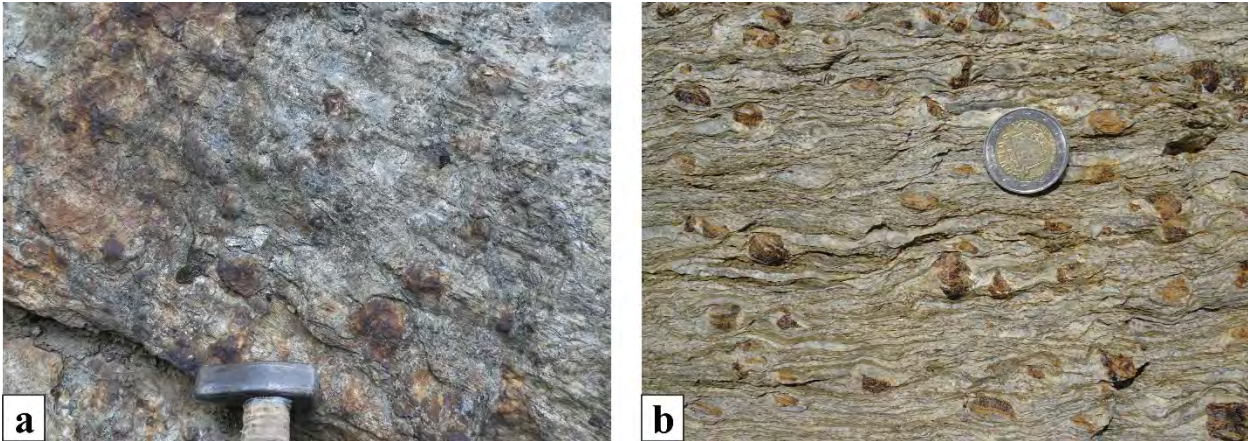


Abb. 4: Großgranat-Glimmerschiefer. a) Die Krenulationslineation ist an den Hellglimmern gut erkennbar. b) Die Granate sind teilweise deformiert und zeigen Interngefüge.

Die strukturelle Prägung des Radenthein-Komplexes ist mehrphasig und vorwiegend nach dem Höhepunkt der eoalpidischen Metamorphose interpretiert: Eine erste Deformation ist durch W(NW)–E(SE) streichende Mineral- und Streckungslineationen charakterisiert. Frühere, offene (W)SW-vergente Falten mit WNW–ESE streichenden Faltenachsen und spätere, offene (N)NW-vergente Falten mit NE–SW streichenden Faltenachsen überprägen die Minerallineationen. Sie werden mit einer Änderung des tektonischen Regimes mit N(NE)–S(SW)-gerichteter Verkürzung während der Exhumation des Ramingstein-Fensters korreliert. In Verbindung mit diesem Deformationsereignis stehen C'-Typ Gefüge mit top-nach-E/SE/NE Scherung.

Stopp 1.3.: Staurolith führende Granat-Glimmerschiefer und Grafit-schiefer des Radenthein-Komplexes (Gstoder-Decke; Koralpe-Wölz-Deckensystem)

Lokalität: GK25 Radenthein-Nordost, nördlich des Geißbaches (UTM 33N: 0415754/5204670)

Richtung Süden trifft man vor einer Kurve am Wegrand auf einen Block von Granat-Glimmerschiefer, wo in Lagen honigbrauner, idiomorpher Staurolith mit schönen Durchkreuzungs-Zwillingen und deutlicher Spaltbarkeit beobachtbar ist (Abb. 5a, b). Druck-Temperatur-Kalkulationen an diesem Gestein ergaben Werte von ca. 600° C und 9 kbar, welche als Bedingungen während dem Metamorphosehöhepunkt interpretiert werden (Abb. 6).

Ein Grafit-schiefer nach der Kurve der Forststraße ist zwischen Granat-Glimmerschiefer eingelagert und zeigt Maximaltemperaturen von ca. 550 ± 30° C bestimmt mit RAMAN-Mikrospektroskopie.

Generell zeigen die Gesteine des Radenthein-Komplexes eine mehrphasige eoalpidische Metamorphosegeschichte mit einem Metamorphosehöhepunkt bei ca. 550–600° C und 9–11 kbar (IGLSEDER & HUET, 2019 und Referenzen darin). Anhand von ¹⁴⁴Sm/¹⁴³Nd-Granataltern wird dieser Höhepunkt zwischen ca. 84 und 100 Ma angenommen (SCHUSTER & FRANK, 1999). Niedrigere Drücke um 5,5–8 kbar (IGLSEDER & HUET, 2019 und Referenzen darin) wurden als Indikatoren einer Dekompression nach der Hauptmetamorphose interpretiert. RAMAN-Mikrospektroskopie-Maximaltemperaturen an Grafit ergaben Werte um 540–580° C im

Ramingstein-Fenster (IGLSEDER et al., 2018). $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Alter an Muskovit von 83–86 Ma (SCHUSTER & FRANK, 1999) und $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ -Biotit-Alter von 72–77 Ma (SCHUSTER & FRANK, 1999; HOLLINETZ, 2018) zeigen die eoalpidische Abkühlgeschichte des Radenthein-Komplexes an.



Abb. 5a, b: Staurolith führende Granat-Glimmerschiefer. Die Staurolithe sind länglich und haben eine honigbraune Farbe.

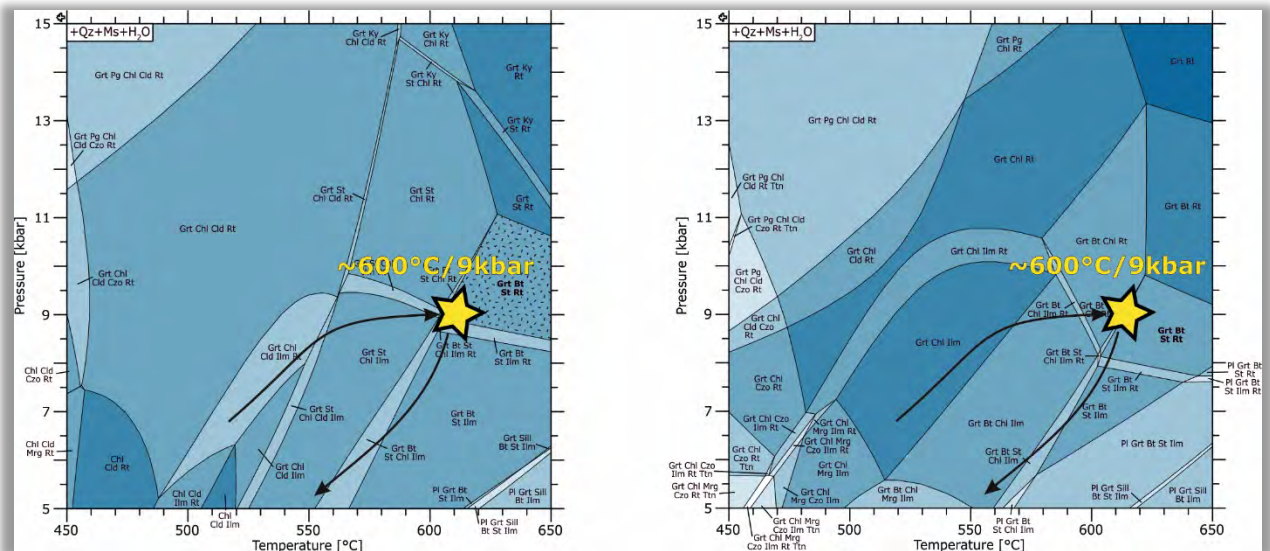


Abb. 6: PT-Metamorphosehöhepunkt für zwei Gesteine des Radenthein-Komplexes im südlichen Ramingstein-Fenster. Berechnet mit dem Theriak-Domino software Paket (DE CAPITANI & PETRAKAKIS, 2010); Thermodynamische Datenbank: HOLLAND & POWELL (2011); Aktivitätsmodelle: WHITE et al. (2014a, b); Chemisches System: MnNaCaKFMASHTi.

Stopp 1.4.: Phyllonit am Übergang zwischen Radenthein-Komplex (Gstoder-Decke; Koralpe-Wölz-Deckensystem) und Bundschuh-Priedröf-Komplex (Bundschuh-Decke; Ötztal-Bundschuh-Deckensystem)

Lokalität: GK25 Radenthein-Nordost, nördlich des Geißbaches (UTM 33N: 0415807/5204308).

Der Forststraße Richtung Süden folgend, ist im hangenden Bereich der Granat-Glimmerschiefer des Radenthein-Komplexes eine Zone von 200 bis 250 m Mächtigkeit mit deutlich mehr Deformation, immer feiner werdendem Granat und Phyllonitisierung mit mehr Biotit und Hellglimmer aufgeschlossen (Abb. 7a, b). Die Glimmerschiefer sind quarzreich mit boudinierten Lagen und Scherbändern (Abb. 7b), welche einen top-nach-(W)NW-gerichteten Schersinn anzeigen. Manchmal sind Neubildungen von C'-Typ Gefügen mit top-nach-SW-gerichtetem Schersinn beobachtbar, welche auf spätere Nachbewegungen während der Exhumation des tektonischen Fensters von Ramingstein zurückgeführt werden. Die Grenze zum Bundschuh-Priedröf-Komplex ist durch das erste Auftreten von teilweise chloritisiertem, biotitreichem Paragneis markiert. Hier ist im Dünnschliff einphasiger Granat beobachtbar.

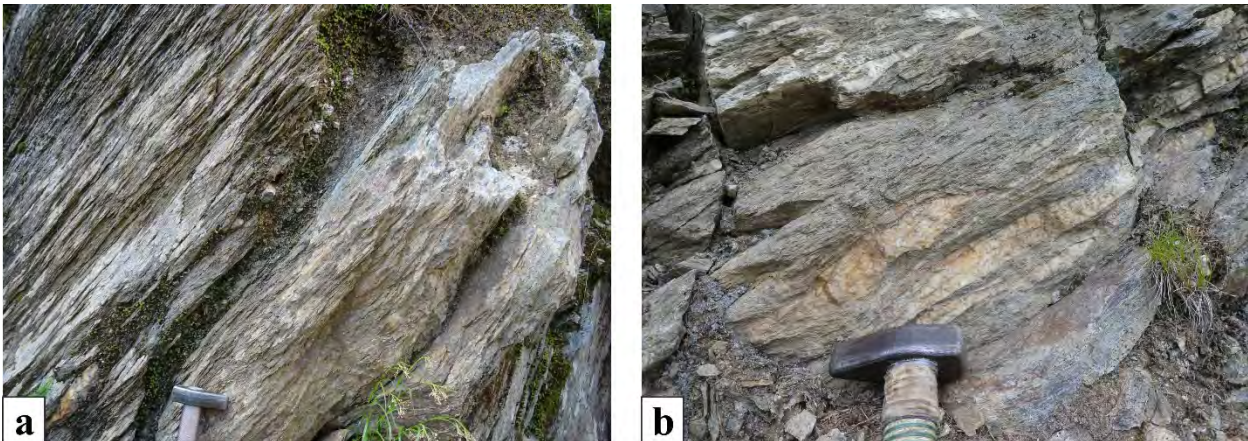


Abb. 7: a) Phyllonitisierter Granat-Glimmerschiefer mit < 2 mm großen Granaten. b) Quarzlage in Granat führendem Glimmerschiefer mit top-nach-(W)NW-gerichtetem Schersinn (Blickrichtung Südwest).

Vergleich von Granatprofilen des Radenthein- und Bundschuh-Priedröf-Komplexes

Die Grenze zwischen Radenthein- und Bundschuh-Priedröf-Komplex ist durch den markanten Kontrast von BSE-Bildern an Granat studierbar: Der Bundschuh-Priedröf-Komplex, mit Ausnahme von alpidischer Deformation beeinflussten Bereichen, zeigt immer eine deutlich zweiphasige Zonierung von Granat mit Fe-reicheren Kernen und scharf abgetrennten Ca-reichen Rändern. Diese Zonierung wird auf amphibolitfaziale Metamorphosebedingungen während der variszischen und alpidischen Gebirgsbildung zurückgeführt. Im Gegensatz dazu zeigen die Granate im Radenthein-Komplex einphasig kontinuierlich zonierte Granate mit etwas Ca-reicheren Kernen und Mg-reicheren Rändern (Abb. 8), welche eindeutig dem eoalpidischen Metamorphoseereignis zugeordnet werden können.

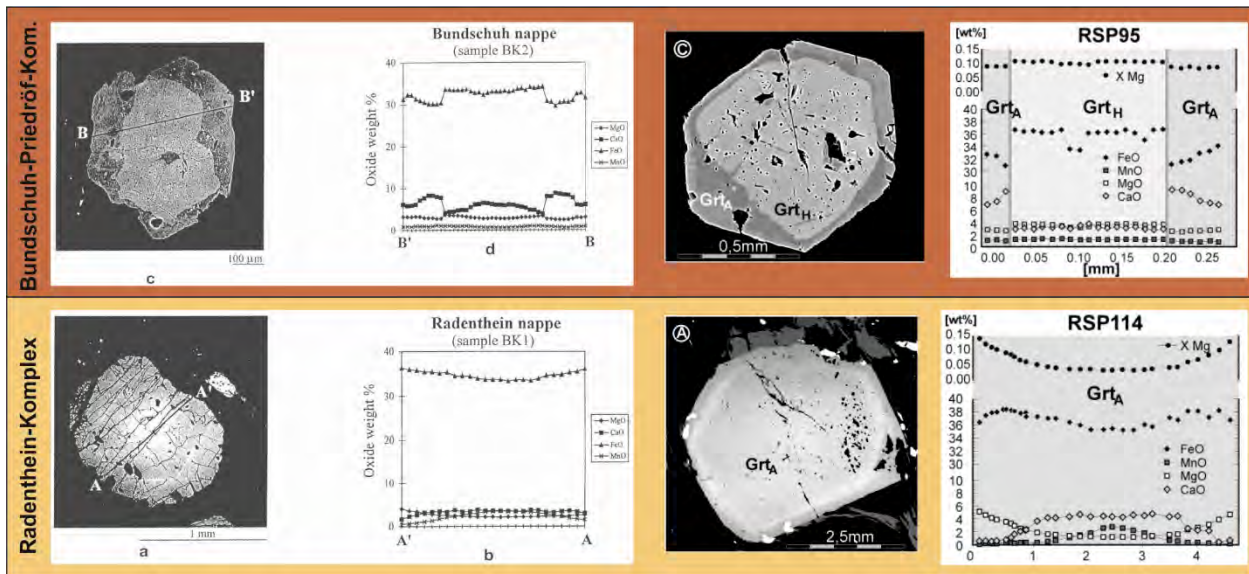


Abb. 8: Granatprofile des Radenthein- und Bundschuh-Priedröf-Komplexes nach KOROKNAI et al. (1999, links) und SCHUSTER & FRANK (1999, rechts).

Quartärgeologische Situation

Würm-Hochglazial

Der Bereich des Turrachtals um das Gehöft Hannebauer und das Tal des Minibachs nördlich des Eisenhuts wurde zurzeit des Würm-Hochglazials von Eismassen bis in rund 2.100 m Höhe erfüllt. Diese Höhe der Eisoberfläche, gleich mit der weiter südlich bei der Turracher Höhe, ist darauf zurückzuführen, dass die Eismassen im Murtal den Abfluss aus den Tälern der Turrach und dem östlich gelegenen Paalgraben nach Norden blockierten. Diese Situation ist in allen Eiszeiten

eingetreten. Als Resultat des geringen Eisdurchflusses sind das Turrachtal sowie der Paalgraben enge tiefeingeschnittene Täler mit steilen Flanken ohne wesentliche glaziale Überformung.

Spuren des Eiszerfalls

Entlang der Turrach finden sich an den Hängen zu beiden Seiten Ablagerungen von geschichteten Kiesen und Sanden, die Reste der vom Schmelzwasser in großem Stil um- und abgelagertes Moränen- und Frostschuttmaterial sind. Sie treten beispielweise am orografisch linken Hang des Nesselbaches bis rund 1.600 m Höhe flächendeckend auf. Auch in der Nische des Grabens nördlich des Geißbachs sind derartige grobe Kiesablagerungen über eine Höhe von rund 300 m erhalten geblieben.

Südöstlich Gehöft Hannebauer im Mündungsbereich des Minibachs treten derartige Ablagerungen bis gut 200 m über dem Talgrund auf. Hier, nördlich des Dammegeberbachs, bilden diese Sedimente eine deutliche Terrasse in rund 1.400 m Höhe, deren Materialien bis in den Talboden reichen. Dieses Vorkommen ist offensichtlich der Rest eines ca. 200 m mächtigen Eisstaukörpers am Ausgang des Minibachs, als das Turrachtal weiter im Norden sowie das Murtal noch von Eismassen erfüllt waren. Die bis auf knapp 1.500 m Höhe reichenden Stauschotter an der orografisch linken Talseite der Turrach sind offensichtlich in einer etwas früheren Phase als die im Minibach, wahrscheinlich am Rand des abschmelzenden Eises im Turrachtal abgelagert worden.

Literatur

- DE CAPITANI, C. & PETRAKAKIS, K. (2010): The computation of equilibrium assemblage diagrams with Theriak/Domino software. – *American Mineralogist*, **95/7**, 1006–1016, Chantilly.
- HOLLAND, T.J.B. & POWELL, R. (2011): An improved and extended internally consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest, involving a new equation of state for solids. – *Journal of Metamorphic Geology*, **29/3**, 333–383, Oxford.
- HOLLINETZ, M.S. (2018): Tectono-metamorphic evolution of the upper part of the Eo-Alpine extrusion wedge. A case study from the Oberhof window (Carinthia, Austria). – Diplomarbeit, Universität Wien, 100 S., Wien.
- IGLSEDER, C. (2019a): Lithostratigrafische und lithodemische Einheiten auf GK25 Blatt Radenthein-Ost. – In: GRIESMEIER, G.E.U. & IGLSEDER, C. (Eds.): Arbeitstagung 2019 der Geologischen Bundesanstalt – Geologie des Kartenblattes GK25 Radenthein-Ost, 19–44, Wien.
- IGLSEDER, C. (2019b): Geologische und Tektonische Karte der Gurktaler Alpen 1:250.000. – In: GRIESMEIER, G.E.U. & IGLSEDER, C. (Eds.): Arbeitstagung 2019 der Geologischen Bundesanstalt – Geologie des Kartenblattes GK25 Radenthein-Ost, 48–54, Wien.
- IGLSEDER, C. & HUET, B. (2019): Tektonische Einheiten auf GK25 Blatt Radenthein-Ost und angrenzenden Gebieten. – In: GRIESMEIER, G.E.U. & IGLSEDER, C. (Eds.): Arbeitstagung 2019 der Geologischen Bundesanstalt – Geologie des Kartenblattes GK25 Radenthein-Ost, 5–18, Wien.
- IGLSEDER, C., HUET, B., SCHUSTER, R., RANTITSCH, G., DUNKL, I. & RATSCHBACHER, L. (2018): A section through the uppermost Upper Austroalpine – Insights from the Gstoder, Bundschuh, Königstuhl and Stolzalpe Nappes (Gurktal Alps, Austria). – In: KOUKAL, V. & WAGREICH, M. (Eds.): PANGEO AUSTRIA 2018 – Abstracts. – *Berichte der Geologischen Bundesanstalt*, **128**, 66, Wien.
- KOROKNAI, B., NEUBAUER, F., GENSER, J. & TOPA, D. (1999): Metamorphic and tectonic evolution of Austroalpine units at the western margin of the Gurktal nappe complex, Eastern Alps. – *Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen*, **79**, 277–295, Zürich.
- SCHUSTER, R. & FRANK, W. (1999): Metamorphic evolution of the Austroalpine units east of the Tauern Window: indications for Jurassic strike slip tectonics. – *Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten Österreichs*, **42**, 37–58, Wien.
- WHITE, R.W., POWELL, R., HOLLAND, T.J.B., JOHNSON, T.E. & GREEN, E.C.R. (2014a): New mineral activity–composition relations for thermodynamic calculations in metapelitic systems. – *Journal of Metamorphic Geology*, **32/3**, 261–286, Oxford.
- WHITE, R.W., POWELL, R. & JOHNSON T.E. (2014b): The effect of Mn on mineral stability in metapelites revisited: New a–x relations for manganese-bearing minerals. – *Journal of Metamorphic Geology*, **32/8**, 809–828, Oxford.

Exkursion 2 (26.06.2019) Bundschuh-Orthogneis-Lithodem, Stangalm-Mesozoikum s.l.

CHRISTOPH IGLSEDER¹, BENJAMIN HUET¹, GERIT E.U. GRIESMEIER¹, MARTIN REISER¹ &
DIRK VAN HUSEN²

¹ Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien. christoph.iglseder@geologie.ac.at;
benjamin.huet@geologie.ac.at; gerit.griesmeier@geologie.ac.at; martin.reiser@geologie.ac.at

² Rustonstraße 7/4, 4810 Gmunden. dirk.van-husen@aon.at

Exkursionsroute und Thema der Exkursion

Thema dieser Exkursion ist ein Querschnitt durch den hangenden Teil des Bundschuh-Priedröf-Komplexes der Bundschuh-Decke (Ötztal-Bundschuh-Deckensystem) bis zum Kontakt mit der Stangnock-Formation der Königstuhl-Decke (Drauzug-Gurktal-Deckensystem). Hier ist das Bundschuh-Orthogneis-Lithodem (vgl. IGLSEDER, 2019a, b; IGLSEDER & HUET, 2019) aufgeschlossen, welches an der Basis am Kontakt zu unterlagerndem Paragneis des Bundschuh-Priedröf-Komplexes mylonitisiert ist. Anschließend folgt ein Profil durch das permo-mesozoische Stangalm Mesozoikum s.l. (vgl. IGLSEDER, 2019a), welches durch eine metamorph und tektonisch überprägte Abfolge vom oberen Perm bis zur ?Unterkreide aufgeschlossen ist. Das Profil endet in der Stangnock-Formation der Königstuhl-Decke (Abb. 1, 2).

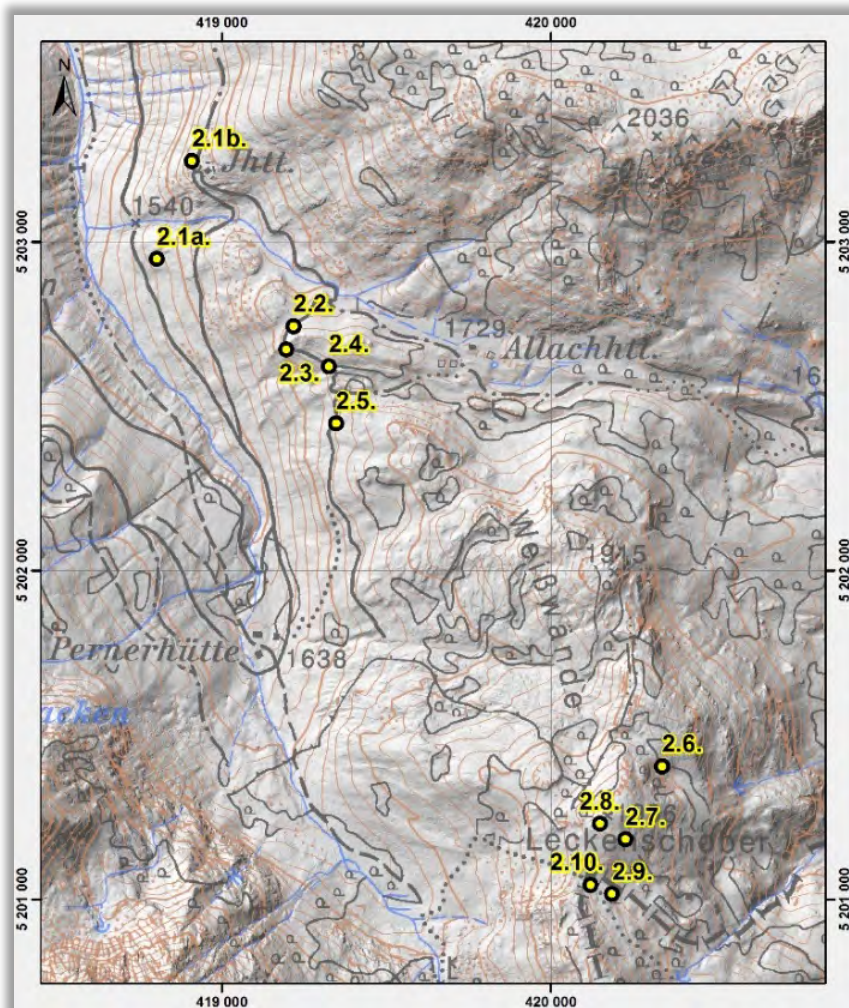


Abb. 1: Topografische Übersichtskarte zu Exkursion 2 (Lage Stopp 2.11. siehe Abb. 1, Seite 238).

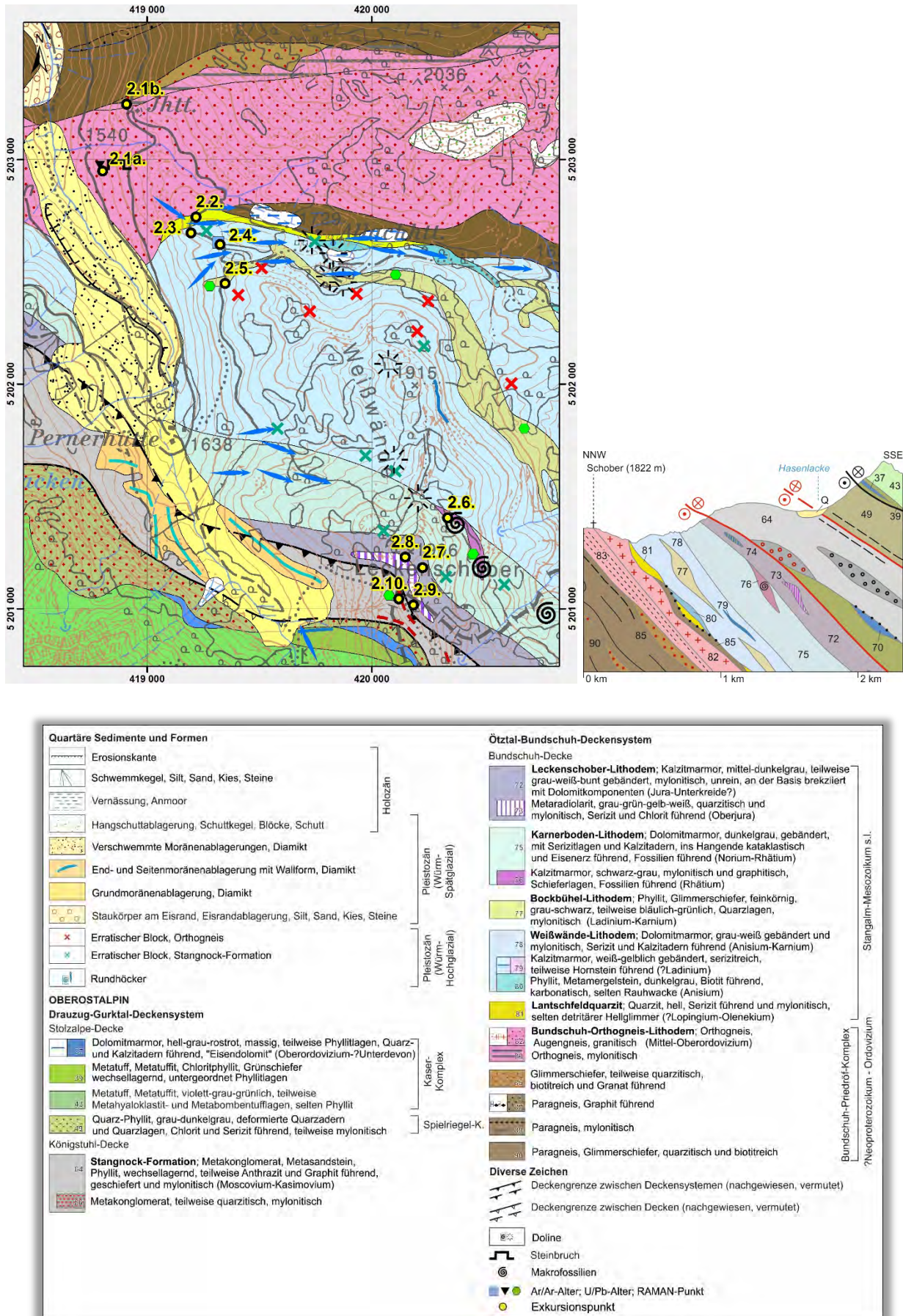


Abb. 2: Ausschnitt aus der Geologischen Karte GK25 Radenthein-Nordost, schematisches NNW–SSE-Profil und Legende (IGLSEDER et al., 2019).

Ausgangspunkt sind der Orthogneis-Steinbruch Allach und die Jagdhütte Allach östlich des Minibaches bzw. nordöstlich des Steinbruches Allach auf 1.650 m Seehöhe. Weiter geht es entlang eines Forstweges Richtung Allachhütte, an dem Lantschfeldquarzit auf etwa 1.710 m Seehöhe an der Basis des überlagernden Stangalm-Mesozoikum s.l. aufgeschlossen ist. Darüber folgt mylonitischer Dolomitmarmor des Weißwände-Lithodems mit eingelagertem Talk und Hornstein führendem Dolomitmarmor. Links des Weges sieht man vor einer Weggabelung Rundhöcker, welche aus der Moorlandschaft Richtung Allachhütte ragen. Dem Weg auf gleicher orografischer Höhe folgend, trifft man auf eine dünne Lage von grauschwarzem, mylonitischem Phyllit, als westlichen Ausläufer des Bockbühel-Lithodems.

Entlang einer Rinne Richtung Leckenschober liegen in einem ehemaligen Gletscherüberfluss Erratische Blöcke der Stangnock-Formation und des Kaser-Komplexes. Über diese glazial überprägte Landschaft mit Dolinen wandert man an der Grenze zwischen Weißwände- und Karnerboden-Lithodem zum Sattel zwischen Weißwände und Leckenschober. Etwa 100 m ost-südöstlich des Sattels kann man Fossilien der Obertrias im Karnerboden-Lithodem entdecken. Am Sattel folgt man einem Jägersteig Richtung Süden, an dem etwas östlich des Leckenschobers unreiner, mylonitischer Kalzitmarmor des Leckenschober-Lithodems mit eindeutigem top-nach-E-gerichtetem Schersinn (Klastgeometrien, flanking structures) aufgeschlossen ist. Am Gipfel des Leckenschobers ist mylonitischer Metaradiolarit des Oberjura aufgeschlossen. Weiter nach Norden an der Landesgrenze Steiermark/Kärnten trifft man auf bunten ultra-mylonitischen Kalzitmarmor am tektonischen Kontakt zwischen Ötztal-Bundschuh- und Drauzug-Gurktal-Deckensystem. An dieser Deckensystemgrenze zur Stangnock-Formation der Königstuhl-Decke ist eine stark lokalisierte Deformation beobachtbar. Auch deren Gesteine sind stark deformiert, was mylonitische Metakonglomerate eindeutig belegen. Richtung Westen, einem Wanderweg folgend, quert man auf 1.820 m Seehöhe einen Seitenmoränenwall des Würm-Spätglazials. Anschließend folgt man dem Weg Richtung Pernerhütte. Den Abschluss bildet die Besichtigung einer Schotterbank an der Turrach mit einem Spektrum (fast) aller Lithologien des Kartenblattes Radenthein-Nordost.

Ziel von Exkursion 2

Im Zuge der Exkursion sollen die unterschiedlichen Ausprägungen des Bundschuh-Orthogneis-Lithodems im Bundschuh-Priedröf-Komplex sowie ein Vergleich der klassischen lithostratigrafischen Abfolge der „Kalkalpen“ mit der Nomenklatur für hochgradig deformierte und metamorph überprägte lithodemische Einheiten im Stangalm-Mesozoikum s.l. kennengelernt werden. Außerdem kann studiert werden, wie tektonische Prozesse an Deckensystemgrenzen ausgeprägt sind und wie die Decken des Koralpe-Wölz- bzw. Ötztal-Bundschuh-Deckensystems im Liegenden einer Abschiebung exhumiert worden sind.

Exkursionspunkte

Stopp 2.1a.: Steinbruch Allach im Bundschuh-Orthogneis-Lithodem (Bundschuh-Priedröf-Komplex; Bundschuh-Decke, Ötztal-Bundschuh-Deckensystem)

Lokalität: GK25 Radenthein-Ost, Steinbruch Allach (UTM 33N: 0418801/5202948).

[Haltemöglichkeit: Ausweiche an der Forststraße bei der Zufahrt zum Steinbruch]

Ausgangspunkt ist der seit 2015 in Betrieb genommene Steinbruch der Schwarzenberg Steinbruch GmbH (Abb. 3a, b) auf 1.550 m Seehöhe im Bereich zwischen dem Minibachgraben im Westen und der Jagdhütte Allach im Nordosten (IGLSEDER & JEDLITSCHKA, 2014). Die Blöcke finden als Wasserbaustein Verwendung, kleinere Blöcke werden gebrochen und als Straßenunterbau verwendet.

Der Steinbruch befindet sich im Bereich des Bundschuh-Orthogneis-Lithodems (IGLSEDER, 2019a und Referenzen darin), das hier regional einen ca. 6,5 km langen Körper vom Sommerleitenbach im Osten über das Grobensteineck (1.914 m) zum Schober (1.822 m) im Westen bildet. Die Mächtigkeit dieses Bereiches schwankt von Ost nach West zwischen 1.000 und 300 m. Der Orthogneis fällt mit ca. 50° Richtung Süden ein und variiert meist bezüglich seiner Struktur und Korngröße. In den liegenden Bereichen ist der Orthogneis stark deformiert mit teils (ultra-) mylonitischen Quarzmobilisatlagen, dynamisch rekristallisiertem Feldspat und Isoklinalfalten.

Drei Haupttypen konnten in Bezug auf Korngrößenunterschiede von Quarz sowie Feldspäten unterschieden werden: (A) gleichkörniger, granoblastischer Orthogneis mit schwach ausgeprägtem planarem Gefüge (Foliation und/oder Schieferung) (Abb. 3c), (B) grobkörniger, porphyroblastischer Augengneis mit gut ausgeprägtem planarem Gefüge (Foliation und/oder Schieferung) (Abb. 3d) und (C) feinkörniger, mylonitischer Orthogneis mit stark ausgeprägtem planarem Gefüge (Foliation und/oder Schieferung). Auch der Mineralbestand variiert abhängig von der Körnigkeit und dem dadurch bedingten Erscheinungsbild und setzt sich aus Kalifeldspat, Plagioklas, Quarz und Hellglimmer, selten Biotit, Chlorit und Granat zusammen. Selten sind Linsen von metermächtigem Biotit-Chlorit-Schiefer und Granatglimmerschiefer im Orthogneis beobachtbar.

Der Orthogneis ist siliziumreich (ca. 75 Gew.-%) und lässt sich geochemisch als peraluminöser Granit klassifizieren. Auffallend sind niedrige Gehalte an Strontium, Rubidium, Barium und Zirconium. Aufgrund der Spurenelementverteilung handelt es sich sehr wahrscheinlich um einen S-Typ-Granit (IGLSEDER, 2019a und Referenzen darin). Untersuchungen mittels LA-ICPMS ergaben U/Pb-Zirkonalter des Mittel- bis Oberordoviziums (460–445 Ma, IGLSEDER et al., 2018).

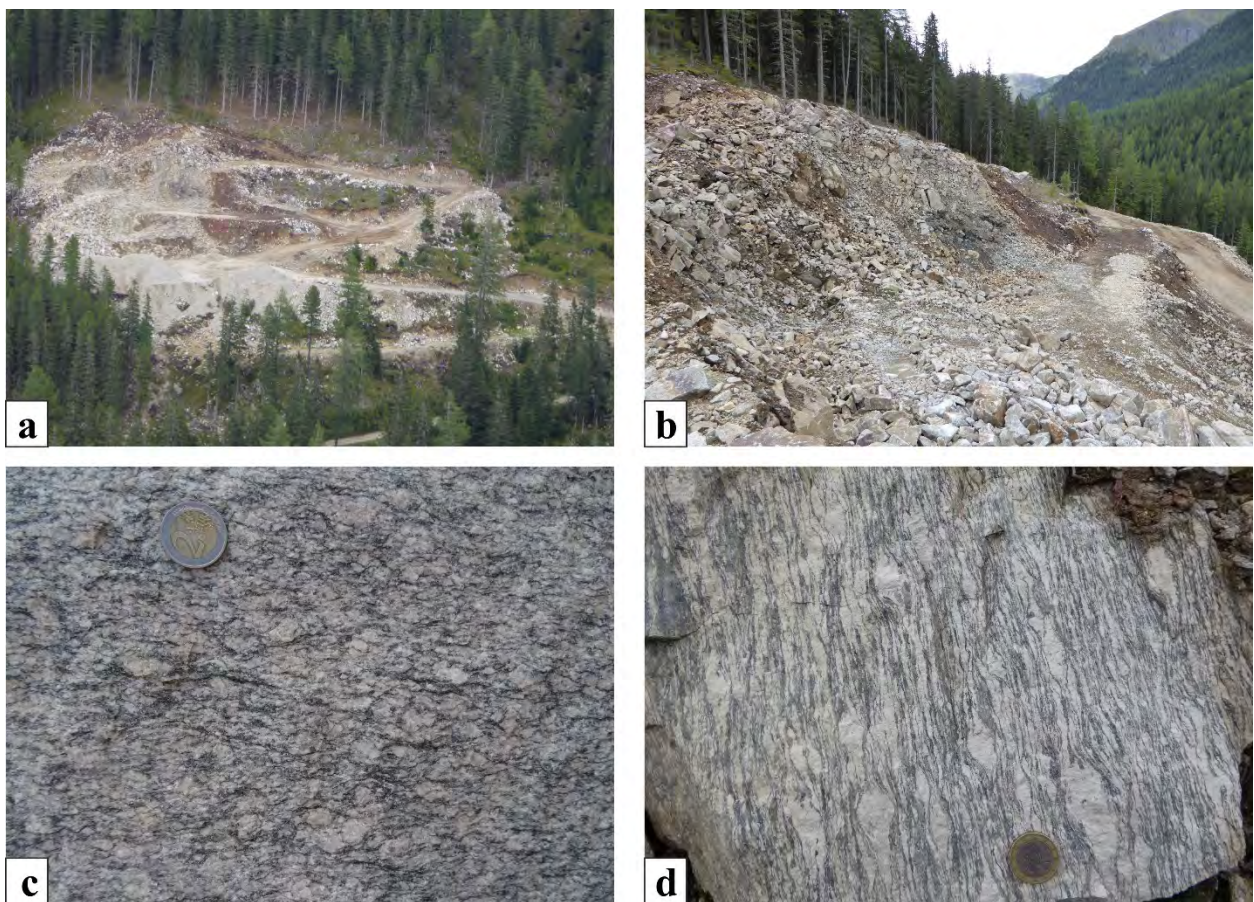


Abb. 3: a, b) Der Steinbruch Allach im Jahr 2016. c) Gleichkörniger, granoblastischer Orthogneis mit granitischer Zusammensetzung sowie schwach rosa gefärbtem Kalifeldspat. d) Grobkörniger, porphyroblastischer Augengneis.

Stopp 2.1b.: Jagdhütte Allach im Bundschuh-Orthogneis-Lithodem und Kontakt zu mylonitischem Paragneis (Bundschuh-Priedröf-Komplex; Bundschuh-Decke, Ötztal-Bundschuh-Deckensystem)

Lokalität: GK25 Radenthein-Ost, Jagdhütte Allach (UTM 33N: 0418801/5202948).

Vom Steinbruch folgt man der Forststraße Richtung Südsüdost zur Pernerhütte und erreicht nach etwa 650 m eine Abzweigung nach links, welche wiederum ca. 1 km und 60 Höhenmeter zur Jagdhütte Allach führt. Hier kommt man zu einer Weggabelung, der man nach links ca. 30 m folgt. Hier ist an der Basis des Bundschuh-Orthogneis-Lithodems ein lithologischer Kontakt zwischen Glimmerschiefer, mylonitischem Paragneis und mylonitischem Orthogneis aufgeschlossen

(Abb. 4a). Letztgenannter zeigt eine deutliche mylonitische WNW–ESE streichende Streckungslineation und eine deformationsbedingte feinkörnige Struktur, die auf tektonische Prozesse während der eoalpidischen Gebirgsbildung zurückgeführt werden. Folgt man nun dem Orthogneis zurück Richtung Jagdhütte ist eine Zunahme der Korngröße beobachtbar. Teilweise sind Bereiche von porphyroblastischem Augengneis mit gut ausgeprägtem planarem Gefüge (Foliation und/oder Schieferung) sowie rosa gefärbtem Kalifeldspat beobachtbar (Abb. 4b). Um die Jagdhütte ist ein typischer Augengneis des Bundschuh-Orthogneis-Lithodems aufgeschlossen (Abb. 4c).

Auffallend sind die gleichkörnige, granoblastische Struktur mit Hellglimmer- und Biotitblasten (Abb. 4d). Häufig sind Quarzmobilisate erkennbar, welche schieferungs- bzw. foliationsparallel deformiert sind. Auch treten quer die Hauptschieferung durchschlagende Adern mit Harnischflächen auf. Sie folgen mehr oder weniger N–S streichenden steil Richtung Ost bzw. West einfallenden, konjugierten Brüchen. Harnischstriemungen sind flach ungefähr N–S streichend mit sinistral-seitenverschiebender Kinematik. Selten sind NE–SW streichende Brüche und Quarzadern beobachtbar, welche sich entlang von Achsenflächen, Scherbändern und des planaren Gefüges entwickeln. Diese Bruchmuster sind entlang der Forststraße südöstlich der Jagdhütte gut erkennbar.

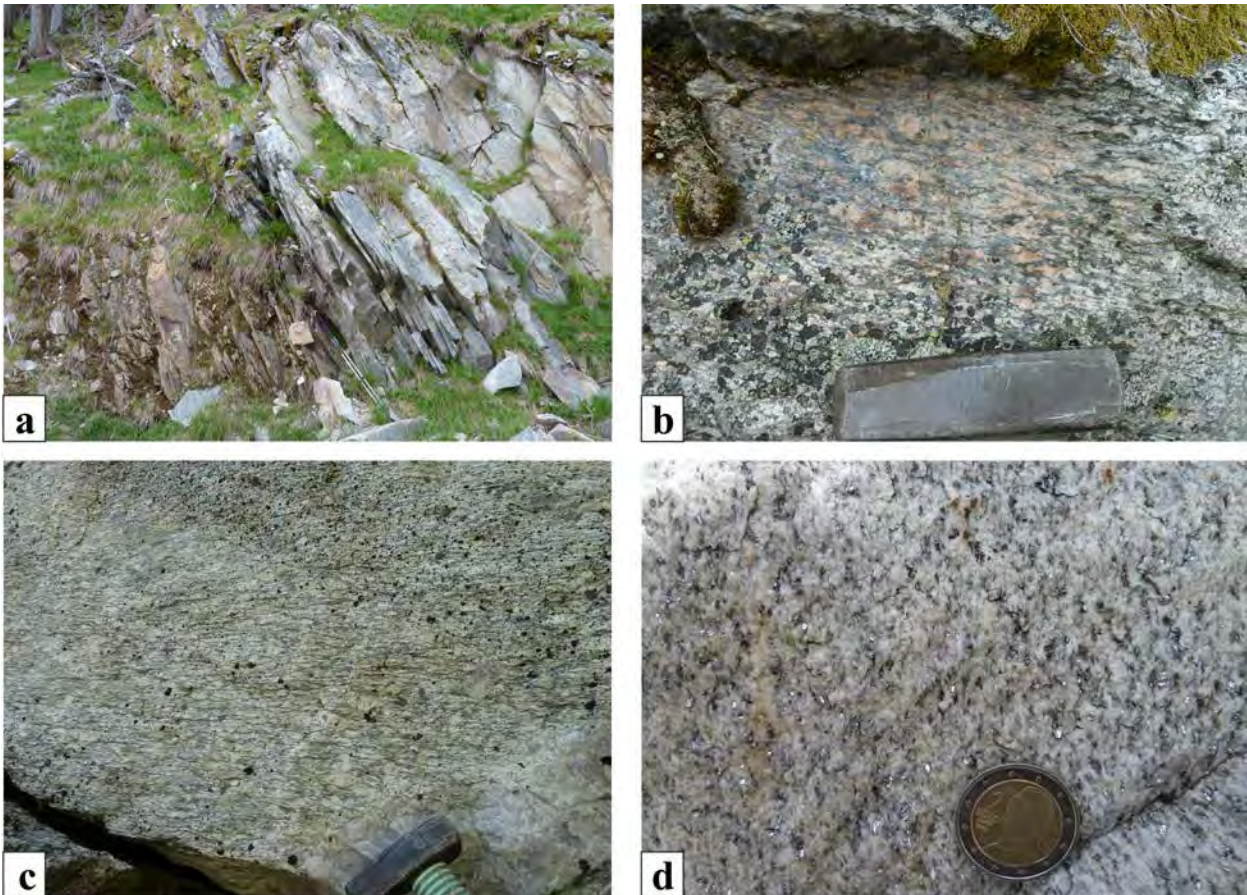


Abb. 4: a) Kontakt zwischen mylonitischem Paragneis im Liegenden und mylonitischem Orthogneis (Blickrichtung Osten). b) Orthogneis mit rosa gefärbtem Kalifeldspat. c) Augengneis mit Quarzadern normal zur Streckungslineation. d) Gleichkörniger, granoblastischer Orthogneis mit Hellglimmer und Biotit.

Stopp 2.2.: Lantschfeldquarzit des Stangalm-Mesozoikums s.l. (Bundschuh-Decke, Ötztal-Bundschuh-Deckensystem)

Lokalität: GK25 Radenthein-Ost, westlich Allachhütte (UTM 33N: 0419217/5202744).

Der Forststraße nach Südosten folgend, erreicht man nach ca. 700 m die Abzweigung zur Allachhütte (1.729 m) und nach weiteren 100 m den Lantschfeldquarzit des Stangalm-Mesozoikums s.l. Das Stangalm-Mesozoikum s.l. (IGLSEDER, 2019a und Referenzen darin) repräsentiert tektonisch stark beeinflusste und intensiv deformierte permo-mesozoische, metasedimentäre und metakarbonatische Gesteine der Bundschuh-Decke (IGLSEDER & HUET, 2019), anhand deren Neubearbeitung eine Untergliederung der Schichtfolge in Lithodeme vorgeschlagen wird. Abbildung 5 zeigt ein Idealprofil des Stangalm-Mesozoikums s.l. und die Gliederung in Lithodeme im Vergleich mit Schichtfolgen der Kalkalpen (IGLSEDER, 2019a und Referenzen darin).

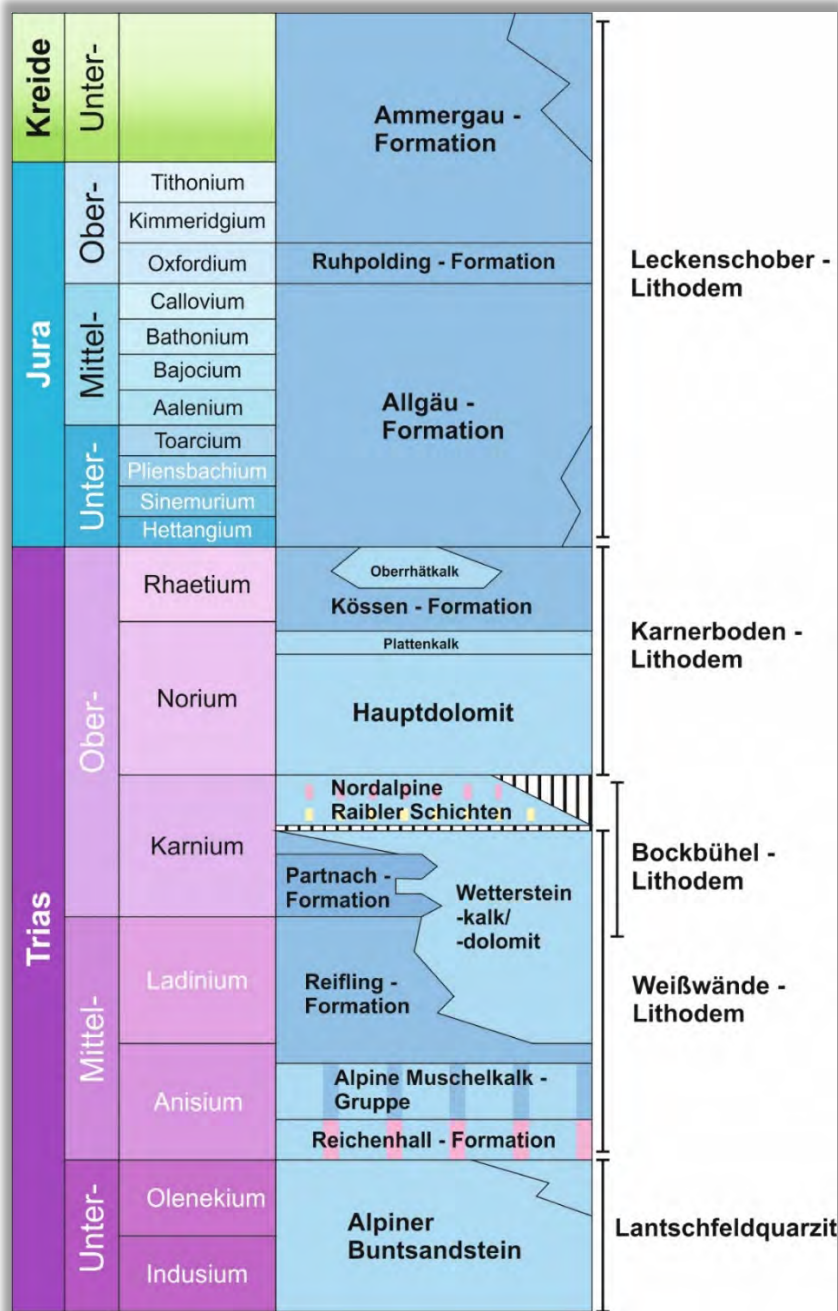


Abb. 5: Idealprofil des Stangalm-Mesozoikums s.l. und Vergleich mit Schichtfolgen in den Kalkalpen.

Der Lantschfeldquarzit stellt ein metamorphes Äquivalent des Alpinen Buntsandsteins dar und überlagert an diesem Aufschluss sowohl das Bundschuh-Orthogneis-Lithodem, als auch Paragneis und Glimmerschiefer des Bundschuh-Priedröf-Komplexes. Der unreine Quarzit ist zum Teil gebändert, hellweiß-graubraun (Abb. 6a) mit detritärem und neugebildetem Hellglimmer auf dem sekundären planaren Gefüge. Er zeigt eine deutliche \pm E–W streichende Streckungslineation mit teilweise eingeregelterm und zerbrochenem Turmalin. Dynamisch rekristallisierter Quarz mit Lagen von feinkörnigem Serizit bilden die mylonitische Foliation und Schieferung. Untersuchungen an Quarzgefügen ergaben sinistral-seitenverschiebenden Schersinn, welcher anhand eines $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Alters an Hellglimmer von ca. 88 Ma (IGLSEDER et al., 2018) – etwas weiter westlich gemessen – dem Eoalpidischen Ereignis zugeordnet wird. In Verbindung mit diesem Deformationsereignis stehen C'-Typ Gefüge mit top-nach-ESE-gerichteter Scherung.

Zu erwähnen ist ein Rundhöcker von Orthogneis nordwestlich des Aufschlusses.

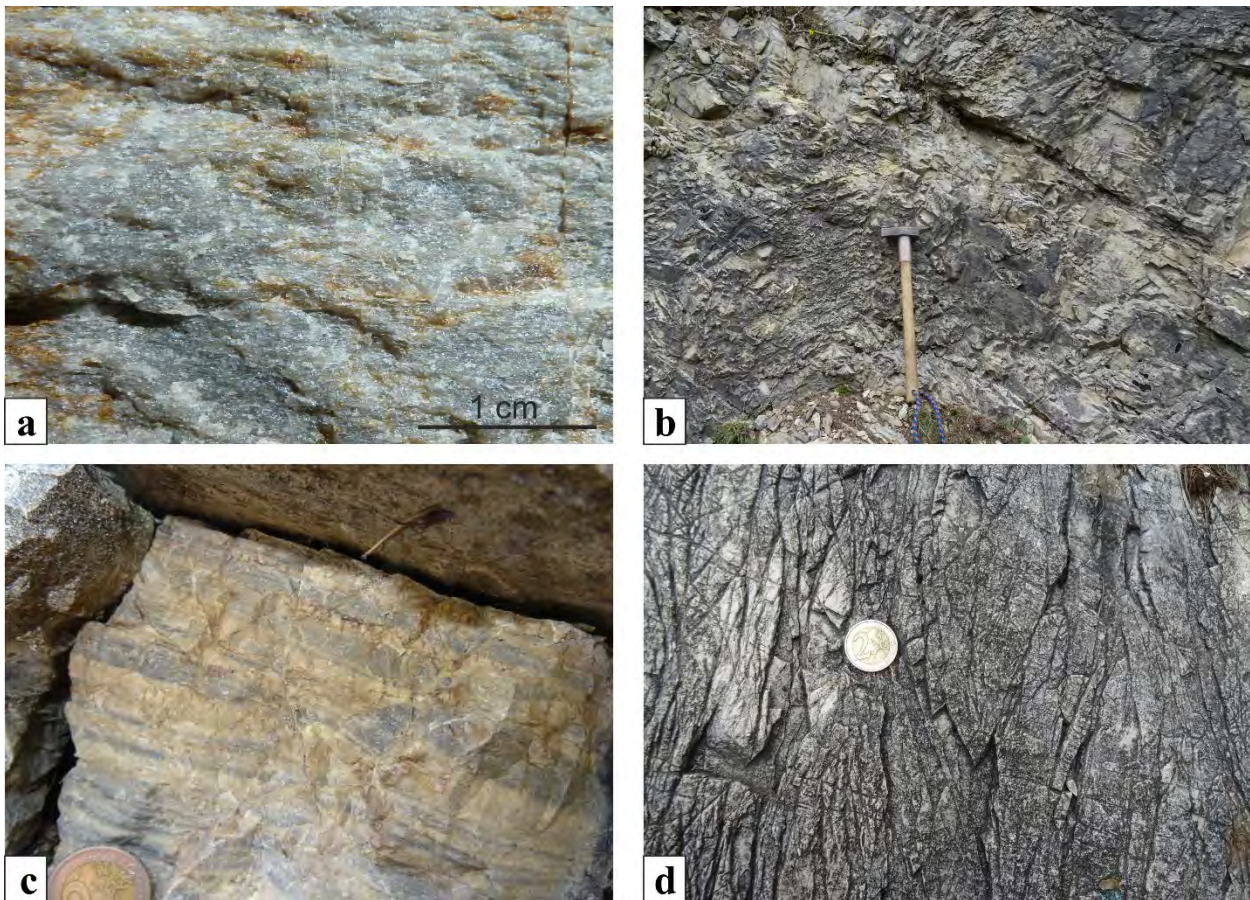


Abb. 6: a) Lantschfeldquarzit. b) Mylonitischer Dolomitmarmor des Weißwände-Lithodems (b–d). c) Flanking structure in gebändertem Dolomitmarmor mit top-nach-ESE-gerichtetem Schersinn (Blickrichtung: ENE). d) Dolomitmarmor mit zahlreichen Klüften senkrecht zum planaren Gefüge.

Stopp 2.3.: Dolomitmarmor des Weißwände-Lithodems (Stangalm-Mesozoikum s.l.; Bundschuh-Decke, Öztal-Bundschuh-Deckensystem)

Lokalität: GK25 Radenthein-Ost, westlich Allachhütte (UTM 33N: 0419195/5202672).

Gleich nach der Kurve Richtung Süden folgt, den Lantschfeldquarzit überlagernd, Dolomitmarmor des Weißwände-Lithodems (IGLSEDER, 2019a und Referenzen darin). Das Weißwände-Lithodem ist ein metamorphes Äquivalent der Reichenhall-Formation, der Alpinen Muschelkalk-Gruppe, Teilen der Reifling-Formation sowie des Wettersteinkalks/-dolomits (Abb. 5; IGLSEDER, 2019a und Referenzen darin). Der Dolomitmarmor (Abb. 6b), an diesem Aufschluss ein metamorphes Äquivalent des Wettersteindolomits, ist feinkörnig, grau-weiß-gelb gebändert, weiß verwitternd, mit feinkörnigem Serizit auf der Foliation. Er ist stark deformiert mit einer S-einfallenden Foliation und einer WNW–ESE streichenden Streckungslineation (Abb. 7). Die Verfaltung zeigt parallel zur

Streckungslineation streichende Faltenachsen und steil nach Süden einfallende Achsenfläche, welche die Foliation schneidet. Anhand eines $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Alters an Hellglimmer von ca. 93 Ma (IGLSEDER et al., 2018) – etwas weiter westlich gemessen – wird diese Deformation dem Eoalpidischen Ereignis zugeordnet. Der Dolomitmarmor zeigt Bewegungsrichtungsindikatoren (flanking structure) mit top-nach-ESE-gerichtetem Schersinn (Abb. 6c). Mit Kalzit gefüllte Adern, Klüfte (Abb. 6d) und teilweises Zerbrecen in kleine polygonale Stücke zeigt die Deformation unter spröden Bedingungen. Die Klüfte folgen der Achsenfläche der Verfaltung oder stehen normal auf die Hauptstreckungsrichtung mit einem Mittelwert von 283/59 (Abb. 7).

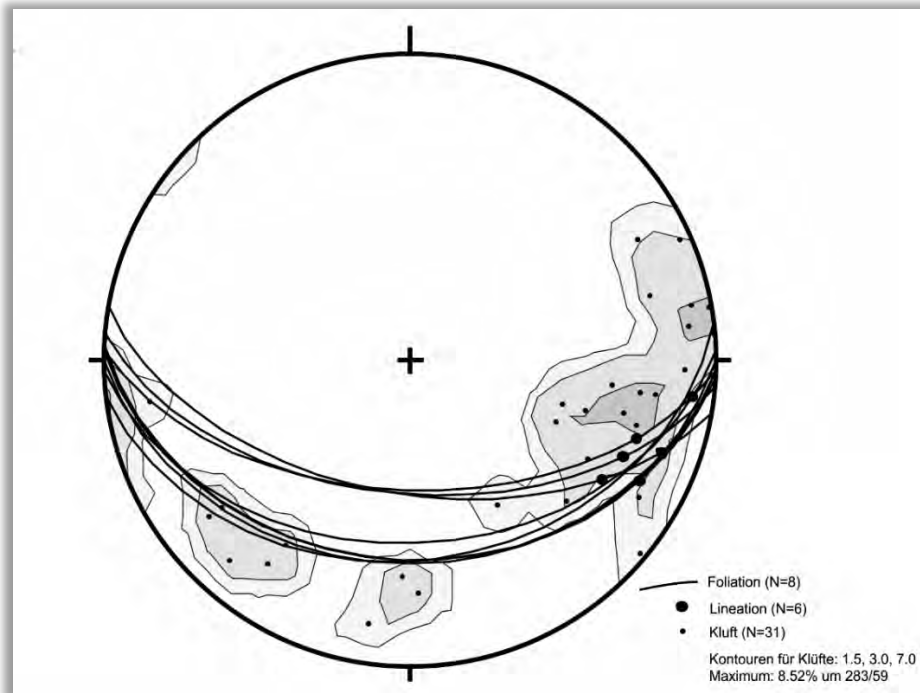


Abb. 7: Schmidt'sches Netz der gemessenen Strukturen. Die Daten sind auf die untere Halbkugel mit TectonicsFP projiziert. Die mylonitische Foliation ist als Großkreise und die Streckungslineation als dicke Punkte dargestellt. Die kleineren Punkte stellen die Polpunkte der Klüfte sowie die graue Kontur die Klufrichtungen mit einem Mittelwert von 283/59 dar.

Stopp 2.4.: Dolomitmarmor des Weißwände-Lithodems mit Hornsteinlagen (Stangalm-Mesozoikum s.l.; Bundschuh-Decke, Ötztal-Bundschuh-Deckensystem) und quartärgeologische Situation des Würm-Hochglazials und Spätglazials

Lokalität: GK25 Radenthein-Ost, westlich Allachhütte (UTM 33N: 0419324/5202622).

Linksseitig der Forststraße ist nach 140 m eine Seltenheit des Weißwände-Lithodems aufgeschlossen. In den liegenden Bereichen sind manchmal metermächtige Lagen von weißgelblich gebändertem, teilweise massigem, hellglimmerreichem, verfaltetem und mylonitischem Dolomitmarmor bzw. gröberem Kalzitmarmor mit Quarzaggregaten zu finden (Abb. 8a–d). Diese werden als Teile eines metamorphen Äquivalents der Reifling-Formation interpretiert. Die bräunlichen Hornsteinlagen sind lagenparallel im Zentimeter- bis Dezimetermaßstab ausgebildet und fast gänzlich in Talk umgewandelt, was Rückschlüsse auf Metamorphosebedingungen der oberen Grünschieferfazies erlaubt [$3 \text{ Dolomit} + 4 \text{ Quarz} + \text{H}_2\text{O} = 3 \text{ Calcit} + \text{Talk} + 3 \text{ CO}_2$]. Ein $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Alter an Hellglimmer ergab hier ca. 87 Ma (IGLSEDER et al., 2018). In Kombination mit RAMAN-Mikrospektroskopie Maximaltemperaturen an grafitischen Lagen im Weißwände-Lithodem um 500°C (IGLSEDER et al., 2018) wird die metamorphe Überprägung der eoalpidischen Gebirgsbildung zugeordnet.

Gleich links des Weges und weiter Richtung Weggabelung zur Allachhütte kann man Rundhöcker beobachten, welche durch ihre asymmetrische Struktur einen ostgerichteten Eisfluss anzeigen.

Quartärgeologische Situation

Würm-Hochglazial

Durch die Stausituation der Eismassen im Murtal während des Hochglazials entwickelte sich aus dem Turrachtal ein Eisabfluss nach Osten in Richtung der Flattnitz, der zwischen Eisenhut und Grobsteineck über den Rücken der Weißwände und den Sattel bei der Allachhütte erfolgte. Belegt wird diese Flussrichtung einerseits durch die W–E streichenden Rundhöcker um die Allach- und östlich der Pernerhütte, andererseits durch die Verbreitung der Erratischen Blöcke des Bundschuh-Orthogneis-Lithodems, der Stangnock-Formation und des Kaser-Komplexes. Diese sind über das Einzugsgebiet des Glanackebaches bis in die Flattnitz zu verfolgen. Die Möglichkeit für diese Eisflussrichtung ist hauptsächlich darin begründet, dass über die Flattnitz große Eismengen nach Süden in das Glödnitztal abfließen konnten.

Spuren des Eiszerfalls

Während des Spätglazials entwickelte sich nochmals aus dem weiten Kar an der Ostflanke des Eisenhuts, um den Dieslingsee, ein Gletscher, dessen Zunge bis zur Pernerhütte reichte. Sie wird durch den deutlichen Moränenwall westlich des Leckenschobers markiert. Die günstige Exposition des Kars an der Nordflanke des Kamms Eisenhut–Wintertalernock führte zur Ausbildung dieser ausgeprägten Gletscherzunge. Zusätzlich bewirkte die Leelage und Wechtenbildung am Grat des Eisenhuts eine überproportionale Ernährung des Gletschers. Als Alter der Gletscherzunge ist am ehesten der Klimarückschlag des Gschnitz, vor 17.000–16.500 Jahren, anzunehmen.

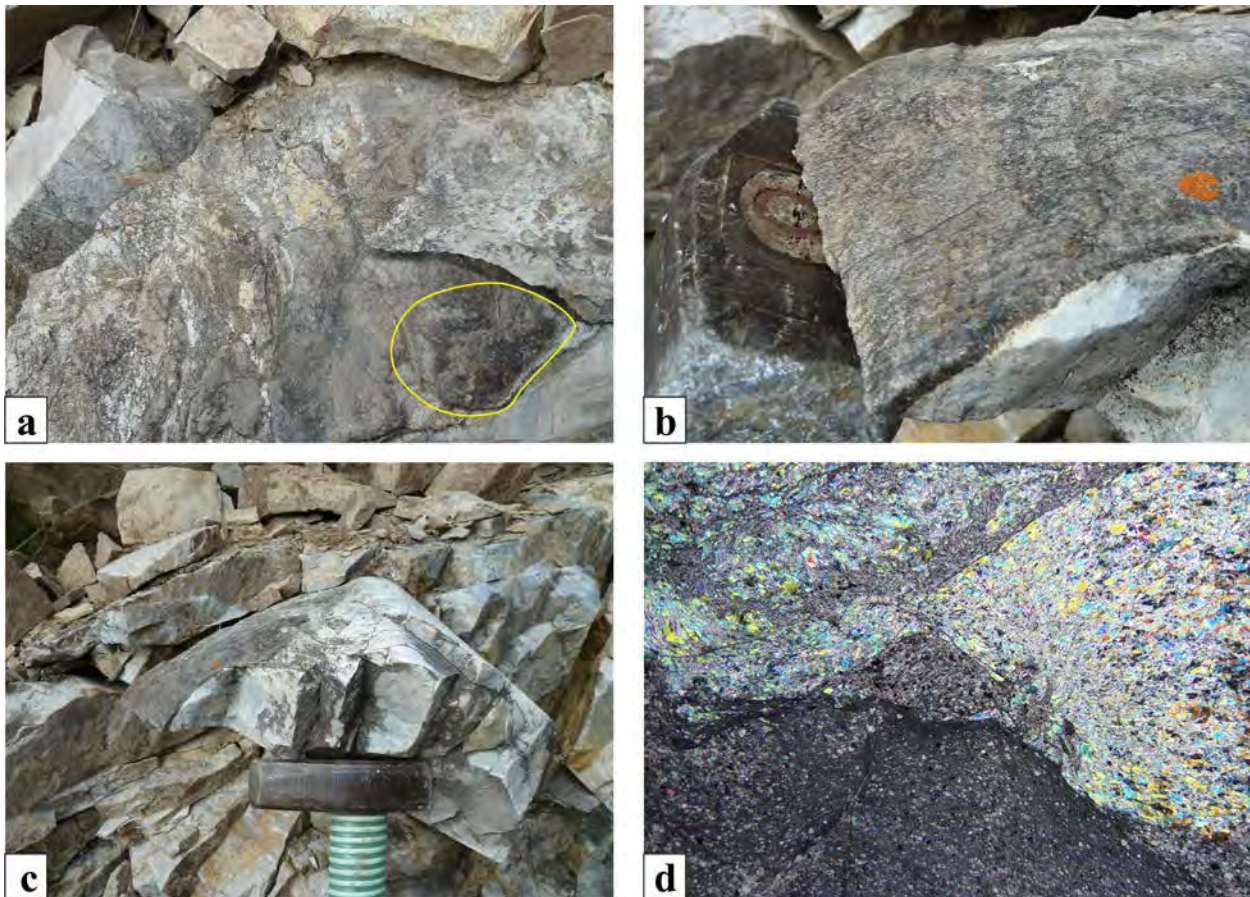


Abb. 8: Dolomitmarmor mit Hornstein. a) Hornstein (gelb markiert) in Dolomitmarmor. b) Massige, hellglimmerreiche Hornsteinlage. c) Falte in feinkörnigem, mylonitischem Dolomitmarmor. d) Dolomitmarmor mit fast gänzlich in Talk umgewandelter Hornsteinlage und grobkörnigem Hellglimmer (Bildbreite: 12 mm; Foto- und Dünnschlifforientierungen Richtung Osten).

Stopp 2.5.: Bockbühel-Lithodem (Stangalm-Mesozoikum s.l.; Bundschuh-Decke, Ötztal-Bundschuh-Deckensystem)

Lokalität: GK25 Radenthein-Ost, südwestlich Allachhütte (UTM 33N: 0419346/5202448).

Der Forststraße nach der Abzweigung zur Allachhütte Richtung Süden folgend, trifft man nach ca. 100 m auf eine weitere Besonderheit des Stangalm-Mesozoikums s.l. Es handelt sich um stark deformierten Glimmerschiefer und Phyllit des Bockbühel-Lithodems und wird als ein metamorphes Äquivalent der Partnach-Formation und Teilen der Reifling-Formation interpretiert (Abb. 9; IGLSEDER, 2019a und Referenzen darin). Hier, an einem seiner westlichsten Vorkommen, reduziert sich die Mächtigkeit von mehreren hundert Metern auf ca. 25 cm. Diese, dem Weißwände-Lithodem eingelagerte Einheit, besteht aus feinkörnigen, serizit- und chloritreichen, oft Grafit führenden Metasedimenten und ist vielseitig ausgeprägt (WEISSENBACHER, 2015). Ein kretazisches $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Alter an Hellglimmern nordöstlich des Bockbühels und RAMAN-Maximaltemperaturen der oberen Grünschieferfazies (IGLSEDER et al., 2018) zeigen die Bedingungen während der eoalpidischen Gebirgsbildung.

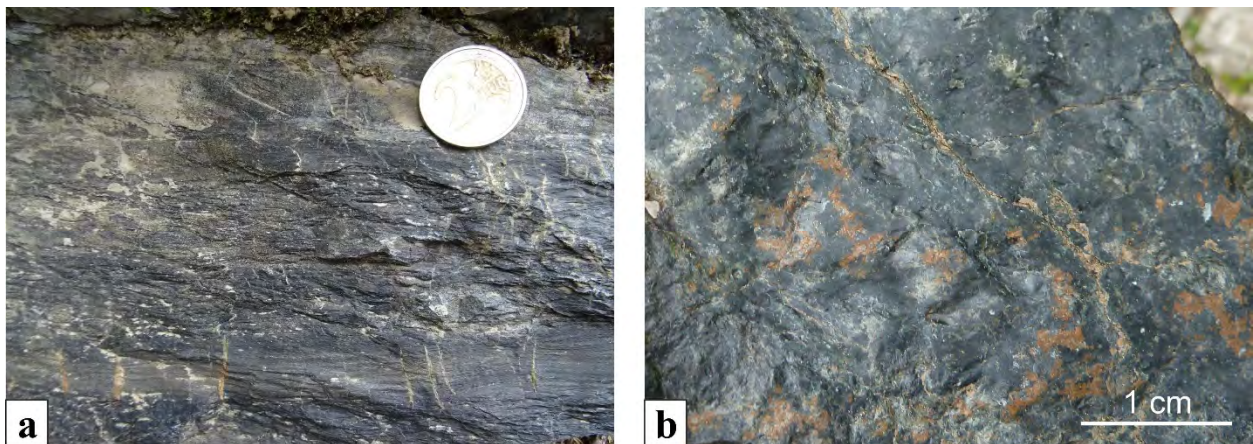


Abb. 9: a, b) Stark deformierter, schwarzer Phyllit des Bockbühel-Lithodems.

Stopp 2.6.: Karnerboden-Lithodem (Stangalm-Mesozoikum s.l.; Bundschuh-Decke, Ötztal-Bundschuh-Deckensystem)

Lokalität: GK25 Radenthein-Ost, südöstlich Weißwände (UTM 33N: 0420339/5201404)

Der Forststraße ca. 800 m folgend, quert man stark zerklüfteten Dolomitmarmor des Weißwände-Lithodems und kommt zu einem Umkehrplatz, bei dem rechts ein Fußweg Richtung Pernerhütte und links ein größerer Weg abbiegt. Letztgenanntem folgend, steigt der Weg stetig ca. 800 m und 170 Höhenmeter Richtung Sattel zwischen Weißwände und Leckenschober auf 1.900 m Seehöhe an. Entlang einer ehemaligen glazialen Rinne stehen Erratische Blöcke von Metasediment der Stangnock-Formation sowie Metavulkanit des Kaser-Komplexes ins Auge. Diese bis Kubikmeter großen Blöcke von Metatuffit und Metatuff liegen direkt an der Grenze zwischen Weißwände- und Karnerboden-Lithodem (IGLSEDER, 2019a) und können somit zu Verwechslungen mit siliziklastischen Sedimentgesteinen der Nordalpinen Raibler Schichten führen, welche hier bisher nicht aufgefunden wurden. Weiter über diese glazial überprägte Landschaft eines ehemaligen Gletscherüberflusses mit Dolinen erreicht man den Sattel zwischen Weißwände und Leckenschober. Wir befinden uns nun im Karnerboden-Lithodem, einem metamorphen Äquivalent von Hauptdolomit (Abb. 10a, b), Plattenkalk, Kössen-Formation und Oberrhätalk (vgl. Abb. 5; IGLSEDER, 2019a und Referenzen darin). Direkt am Sattel ist unreiner, hellgrau-weiß-gelblicher, mylonitischer Kalzitmarmor mit Chlorit-Serizitlagen und Dolomit-Komponenten aufgeschlossen und wird als Äquivalent des Plattenkalks interpretiert (Abb. 10c). Ungefähr 100 m ost-südöstlich des Sattels kann man in schwarzgrauem, meist mylonitischem und grafitischem Kalzitmarmor mit Schieferlagen Fossilien der Obertrias (Bivalven, Cidariden, Korallen) erkennen (Abb. 10d–f) (ANDERLE et al., 1964; IGLSEDER et al., 2019). Diese Gesteine werden als metamorphes Äquivalent der Kössen-Formation interpretiert.

RAMAN-Maximaltemperaturen deuten hier auf Bedingungen der oberen Grünschieferfazies (IGLSEDER et al., 2018) während der eoalpidischen Gebirgsbildung hin.

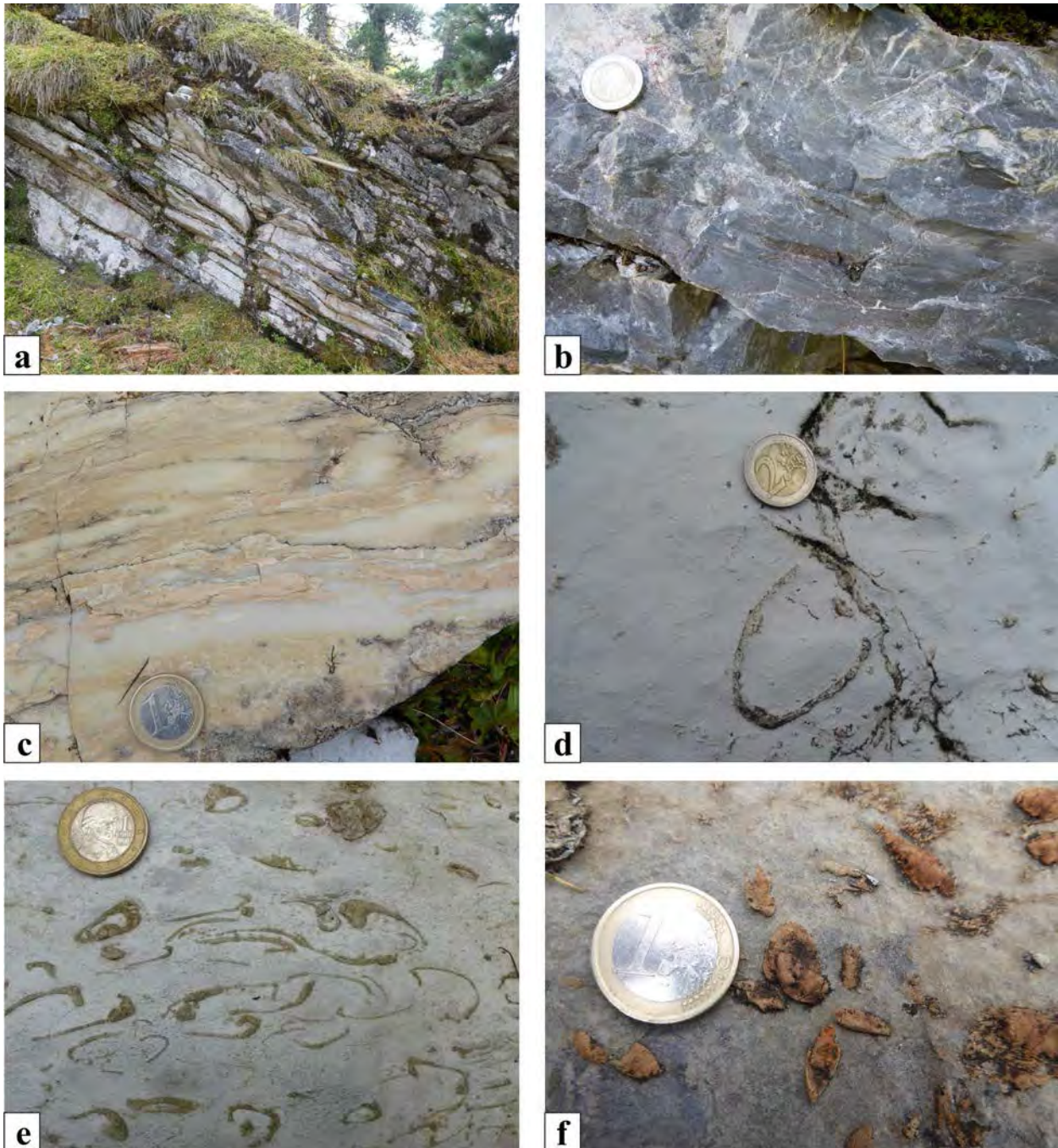


Abb. 10: Gesteine des Karnerboden-Lithodems. a, b) Dunkelgrauer, mylonitischer Dolomitmarmor (metamorphes Äquivalent des Hauptdolomits). c) Unreiner, gelb-weiß gebänderter, mylonitischer Kalzitmarmor (metamorphes Äquivalent des Plattenkalks). d) Bivalvenreste in weiß verwitterndem Dolomitmarmor. e) Bivalven in weiß verwitterndem Dolomitmarmor ca. 650 m südöstlich des Leckenschobers. f) Fossilien in dunklem Kalzitmarmor (metamorphes Äquivalent der Kössen-Formation).

Stopp 2.7.: Kalzitmarmor des Leckenschober-Lithodems (Bundschuh-Priedröf-Komplex, Ötztal-Bundschuh-Deckensystem)

Lokalität: GK25 Radenthein-Ost, südöstlich Leckenschober (UTM 33N: 0420227/5201182).

Am Sattel folgt man einem Jägersteig und weiter entlang der Ostflanke des Leckenschobers ca. 350 m Richtung Süden. Dabei quert man die Grenze zwischen Karnerboden- und Leckenschober-Lithodem und erreicht 90 m südöstlich des Leckenschobers unreinen, mittel-

dunkelgrau-gelb gebänderten, isoklinal verfalteten, mylonitischen Kalzitmarmor (Abb. 11a, b) des Leckenschober-Lithodems. Dieses wird als metamorphes Äquivalent von Allgäu-Formation, Ruhpolding-Formation und Ammergau-Formation interpretiert (vgl. Abb. 5; IGLSEDER, 2019a und Referenzen darin). Zahlreiche Bewegungsindikatoren, wie flanking structure, Klastgeometrien und C'-Typ Gefüge zeigen top-nach-ESE-gerichtete Scherung mit sinistral-seitenverschiebender Kinematik.

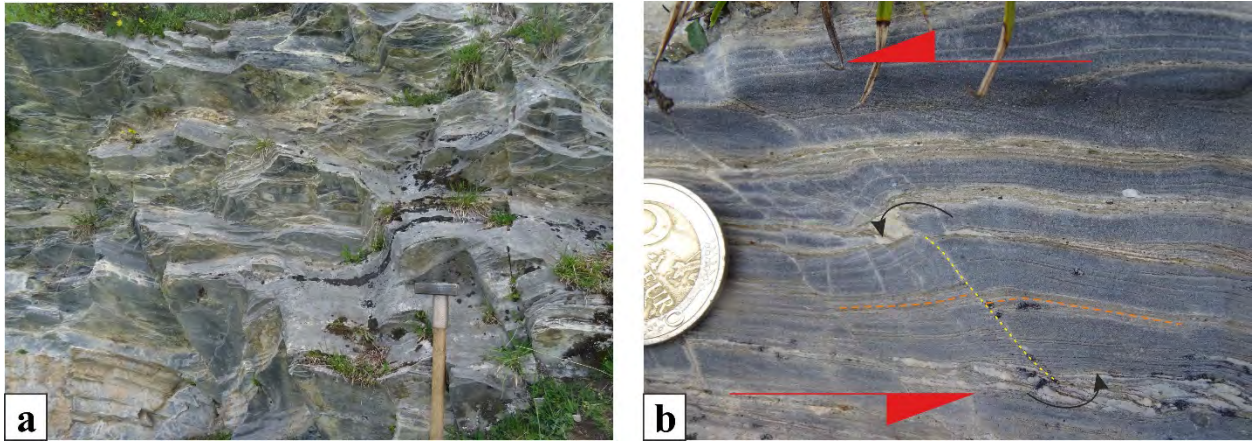


Abb. 11: a) Unreiner Kalzitmarmor des Leckenschober-Lithodems (metamorphes Äquivalent der Allgäu-Formation. b) Flanking structure in gebändertem Kalzitmarmor mit top-nach-ESE-gerichtetem Schersinn (Blickrichtung Nordwest).

Stopp 2.8.: Metaradiolarit des Leckenschober-Lithodems (Stangalm-Mesozoikum s.l.; Bundschuh-Decke, Ötztal-Bundschuh-Deckensystem)

Lokalität: GK25 Radenthein-Ost, Leckenschober (UTM 33N: 0420149/5201229).

Am Gipfel des Leckenschobers (1.996 m) genießt man nun die Rundumsicht: Richtung Süden die markante Flanke des Eisenhuts (2.441 m) und den Grat zum Wintertalernock (2.394 m); Richtung Osten die glazial überprägte Landschaft um Flattnitz und den sanften Gipfel des Bockbühels (1.678 m); Richtung Norden den Höhenrücken des Grobensteinecks (1.913 m) und im Hintergrund die Gipfel des Dammeggernocks (2.112 m) und Grünbühels (2.172 m); Richtung Westen die Gipfel des Kilnpreins (2.408 m) und Vorderhüttenecks (2.204 m) mit dem vorgelagerten, langgezogenen Kessel des „Schönfelds“. Lithologisch ist hier in Kalzitmarmor grau-grün-gelb-weißer, Chlorit-Serizit führender, quarzitischer und mylonitischer Metaradiolarit (Abb. 12) eingeschaltet, welcher als metamorphes Äquivalent der Ruhpolding-Formation interpretiert wird (vgl. Abb. 5; IGLSEDER, 2019a und Referenzen darin). Darin wurden Radiolarien des Oberjura (STOWASSER, 1945, 1956) und Mangankrusten beschrieben. Untersuchungen an Quarzgefügen ergaben top-nach-ESE-gerichteten Schersinn mit sinistral-seitenverschiebender Kinematik.

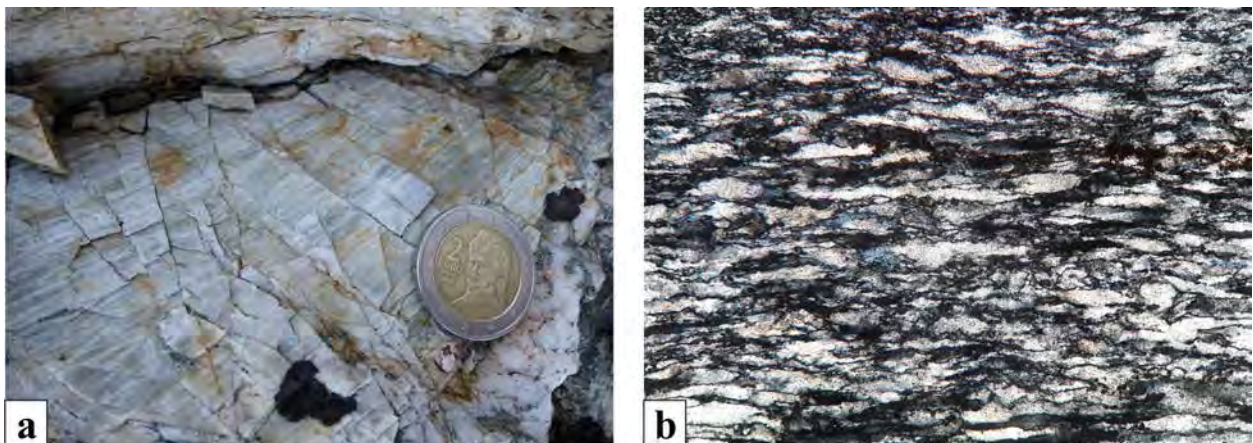


Abb. 12: a) Metaradiolarit des Leckenschober-Lithodems (metamorphes Äquivalent der Ruhpolding-Formation). b) Unreiner Quarzit mit dynamisch rekristallisiertem Quarz (Bildbreite: 7,5 mm, Blickrichtung Nordnordost).

Stopp 2.9.: (Ultra-)mylonitischer Kalzitmarmor des Leckenschober-Lithodems (Stangalm-Mesozoikum s.l.; Bundschuh-Decke, Ötztal-Bundschuh-Deckensystem)

Lokalität: GK25 Radentheiner-Ost, südwestlich Leckenschober (UTM 33N: 0420187/5201015).

Vom Gipfel des Leckenschobers geht es am Südgrat ca. 180 m nach Süden zum Wanderweg an der Landesgrenze zwischen Steiermark und Kärnten und dann ca. 100 m den Weg entlang Richtung Südosten. Links des Weges ist unreiner grün-weiß-rötlicher Kalzitmarmor (Abb. 13a) des hangenden Leckenschober-Lithodems aufgeschlossen, welcher als metamorphes Äquivalent des „Aptychenkalks“ in der Ammergau-Formation interpretiert wird (vgl. Abb. 5; IGLSEDER, 2019a und Referenzen darin). Auffallend ist die Feinkörnigkeit und der splittrige Bruch dieses flach nach Südwesten einfallenden, ultramylonitischen Kalzitmarmors (Abb. 13b) sowie die WNW–ESE streichende mylonitische Streckungslineation und isoklinale Verfaltung (Abb. 14). Dies deutet auf große Bewegungsweiten mit einer stark lokalisierten Deformation an dieser Deckensystemgrenze hin. Die Klufflächen sind in einem konjugierten Set mit steil nach NW- und SE-einfallenden Flächen ausgebildet und normal zur Hauptstreckungsrichtung mit einem Mittelwert von 288/90 ausgebildet (Abb. 14).

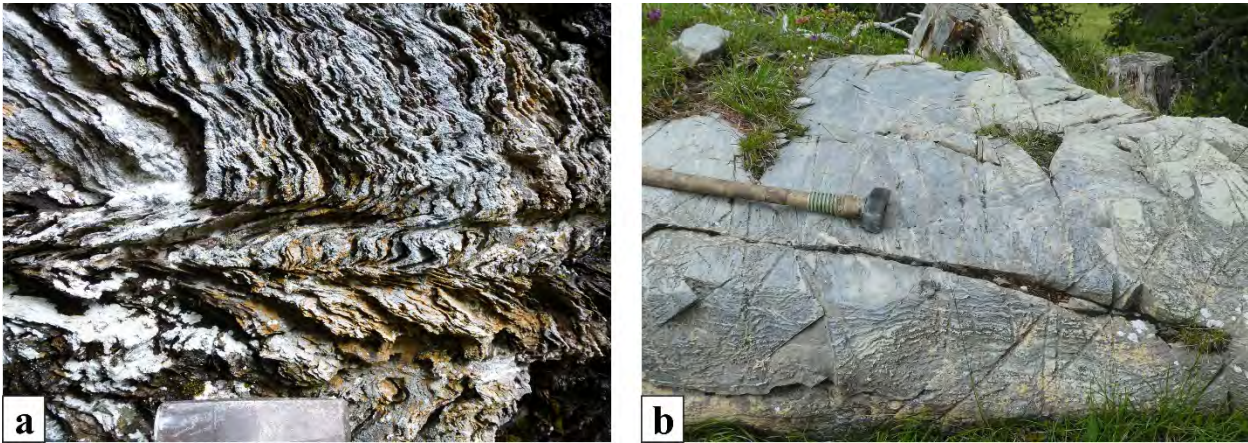


Abb. 13: Unreiner Kalzitmarmor des Leckenschober-Lithodems (metamorphes Äquivalent der Ammergau-Formation). a) Verfalteter, unreiner, bunter Kalzitmarmor 150 m westsüdwestlich des Leckenschobers. b) Unreiner, grün-weiß-rötlicher, isoklinal verfalteter, (ultra-)mylonitischer Kalzitmarmor.

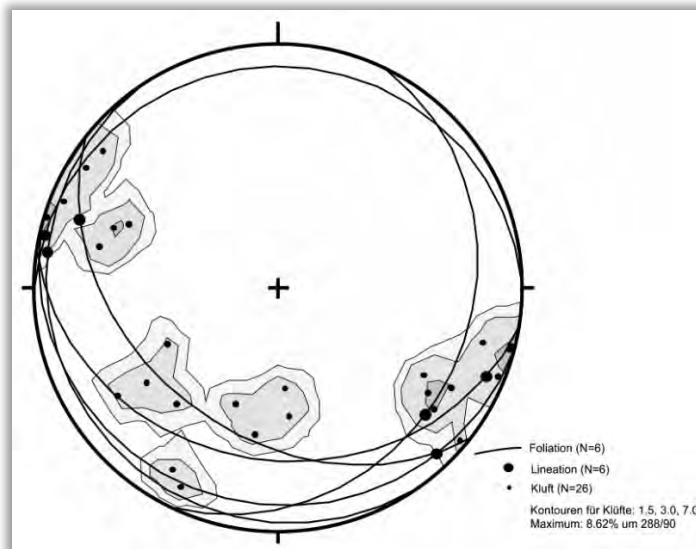


Abb. 14: Schmidt'sches Netz der gemessenen Strukturen. Die Daten sind auf die untere Halbkugel mit TectonicsFP projiziert. Die mylonitische Foliation ist als Großkreise und die Streckungslineation als dicke Punkte dargestellt. Die kleineren Punkte stellen die Polpunkte der Klufflächen sowie die graue Kontur die Kluffrichtungen mit einem Mittelwert von 288/90 dar.

Stopp 2.10.: Phyllit und Metakonglomerate der Stangnock-Formation (Königstuhl-Decke, Drauzug-Gurktal-Deckensystem)

Lokalität: GK25 Radenthein-Ost, südwestlich Leckenschober (UTM 33N: 0420121/5201045).

Etwa 70 m nordwestlich in einer Senke auf der anderen Wegseite, die hier entlang der Deckensystemgrenze zwischen dem Öztal-Bundschuh- (Bundschuh-Decke) und Drauzug-Gurktal-Deckensystem (Königstuhl-Decke) verläuft, sind Gesteine der Stangnock-Formation aufgeschlossen (IGLSEDER & HUET, 2019; IGLSEDER, 2019a). Diese besteht aus einer meist flach nach Südwest einfallenden Wechsellagerung von Metakonglomerat (Abb. 15a–c), Phyllit (Abb. 15a) und untergeordnet Metasandstein. Die Gesteine sind geschiefert, verfaltet und teils stark deformiert. Zahlreiche Bewegungsindikatoren, wie Klastgeometrien und C'-Typ Gefüge zeigen top-nach-(E)SE-gerichteten Schersinn (Abb. 15b, d). Die Faltenachsen sind NNE–SSW streichend mit variierenden Achsenflächen (Abb. 16a). Die Harnischflächen sind in konjugierten Sets mit steil nach Nordwest- und Südost einfallenden Flächen normal zur Hauptstreckungsrichtung ausgebildet. Die Harnischstriemungen zeigen abschiebende Kinematik (Abb. 16b). Das P-T-Diagramm der kalkulierten kinematischen Hauptrichtungen zeigt Mittelwerte für die Hauptverkürzungsrichtung P bei 029/75 und für die Hauptstreckungsrichtung T bei 137/06 (Abb. 16c). Untersuchungen mittels RAMAN-Mikrospektroskopie ergaben für diesen Bereich der Stangnock-Formation Maximaltemperaturen von ca. 300° C (IGLSEDER et al., 2018) und zeigen somit einen deutlichen Temperatursprung zu den liegenden Marmoren der Bundschuh-Decke von ca. 200° C an.

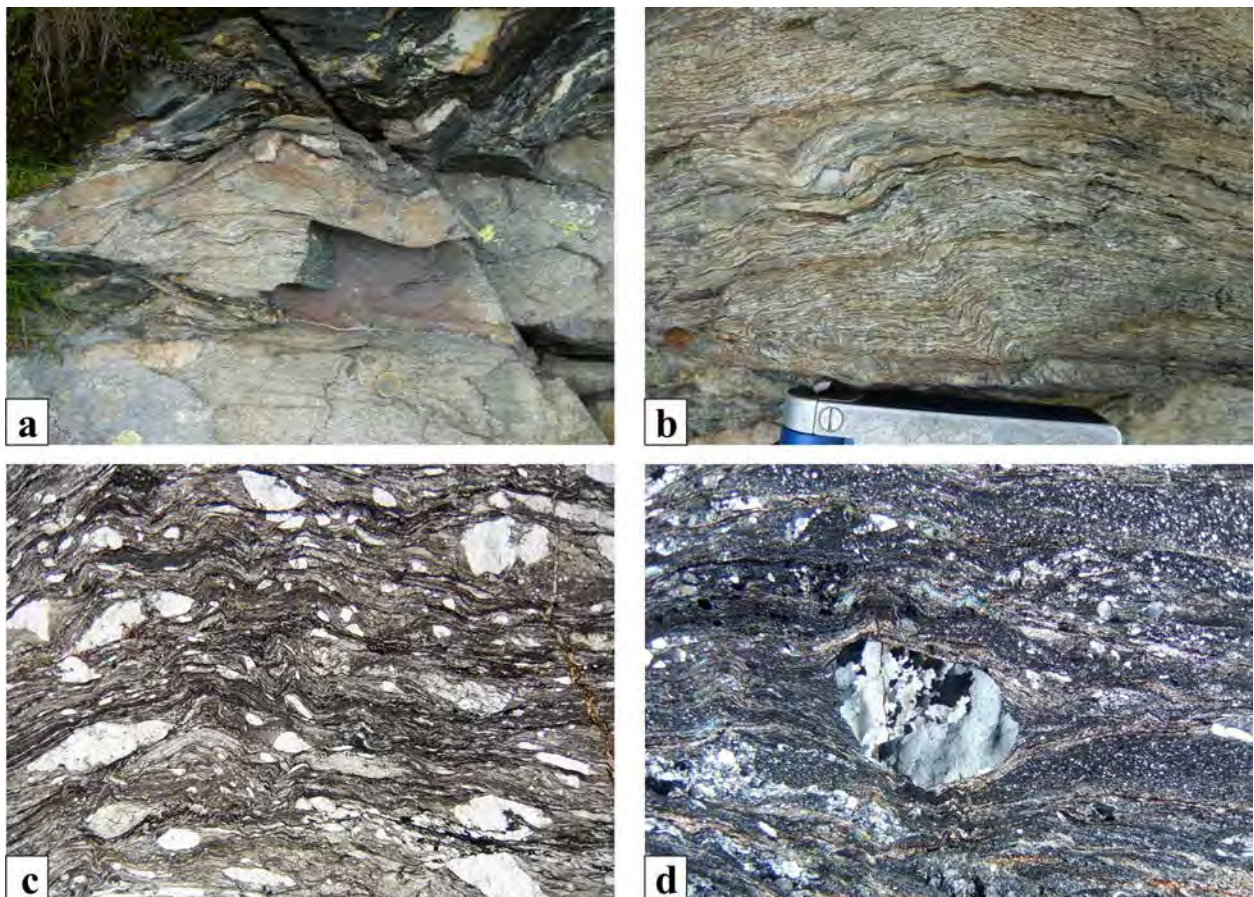


Abb. 15: Gesteine der Stangnock-Formation in der Königstuhl-Decke. a) Verfalteter Phyllit mit schieferungsparallelen, boudinierten Quarzlagen und im Liegenden stark deformiertes Metakonglomerat. b) Stark deformiertes Metakonglomerat mit Klastgeometrien und top-nach-SE-gerichtetem Schersinn (Blickrichtung Südwest). c, d) Metakonglomerat im Dünnschliff mit top-nach-SE-gerichtetem Schersinn (Blickrichtung Südwest; Bildbreiten jeweils 10 mm).

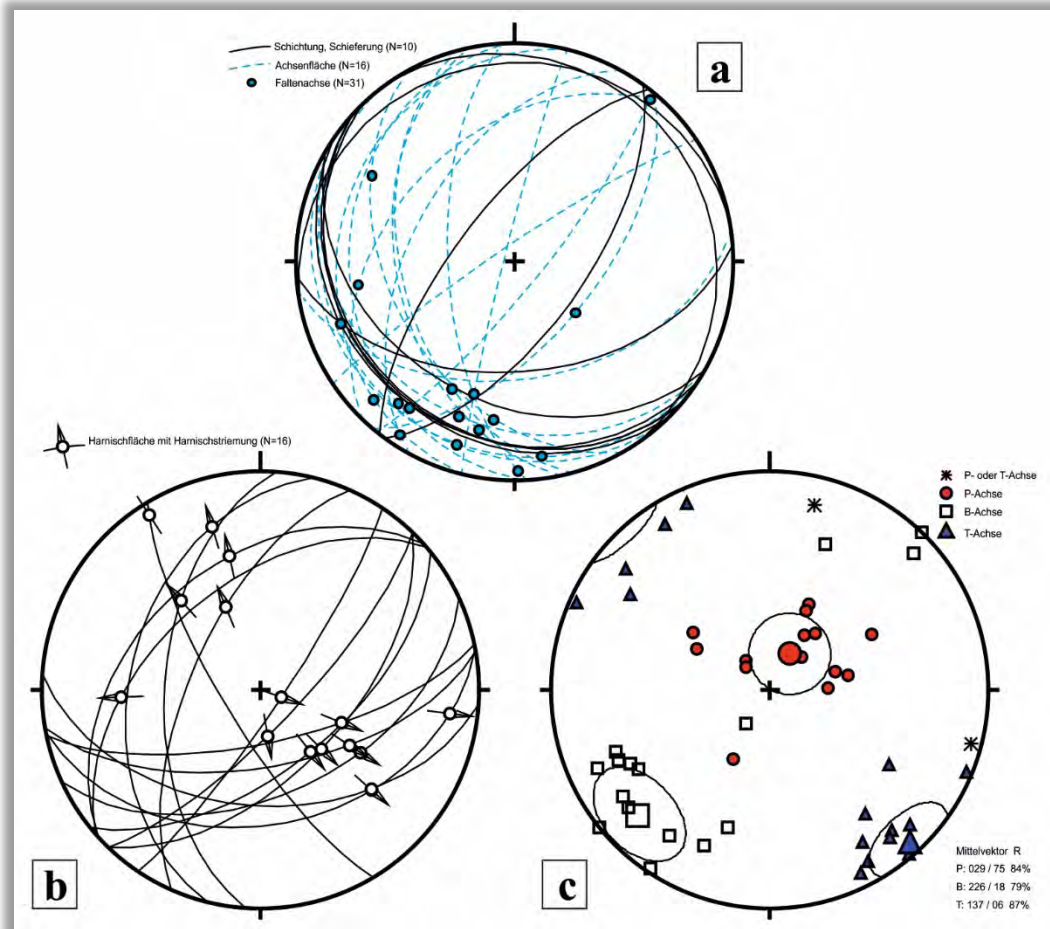


Abb. 16: Schmidt'sches Netz der gemessenen Strukturen. Die Daten sind auf die untere Halbkugel mit TectonicsFP projiziert. a) Die Schichtung und Schieferung sind als Großkreise und die Achsenflächen der Verfaltung als Großkreise (blau strichliert) sowie die Faltenachsen als blaue Punkte dargestellt. b) Konjugierte Sets an Harnischflächen (Großkreise) und Harnischstriemungen mit abschiebender Kinematik. c) P-T-Diagramm der kalkulierten kinematischen Hauptrichtungen (P- σ_1 Verkürzungsrichtung; T- σ_3 Streckungsrichtung; B- σ_2 intermediäre Achse) mit Mittelwerten für P bei 029/75 und für T bei 137/06.

Anschließend folgt man dem Wanderweg von der Landesgrenze Richtung Westen zum Dieslingsee und zur Turrach (Pernerhütte). Dabei quert man auf 1.820 m Seehöhe einen Seitenmoränenwall des Würm-Spätglazials.

Stopp 2.11.: Fluviale Gerölle mit charakteristischen Gesteinen des gesamten Arbeitsgebietes

Lokalität: GK25 Radenthein-Ost, Mündung des Würflingbaches in die Turrach (UTM 33N: 0416356/5206090, siehe Abb. 1, Seite 238).

[Haltemöglichkeit: über die Brücke und dann links am Holzlagerplatz]

Von der Pernerhütte fährt man den Forstweg auf der orografisch rechten Seite des Minibaches Richtung Nordwesten bis zum Gehöft Hannebauer. Hier biegt man rechts auf die Landesstraße B 95 (Turracher Straße) ab und erreicht nach 1,25 km talauswärts den Mündungsbereich des Würflingbaches in die Turrach. Hier kann nördlich und südlich der Brücke auf den Schotterbänken (Abb. 17a) an gut gerundeten Geröllen die Vielfalt der Lithologien des Kartenblattes Radenthein-Nordost (Abb. 17b; IGLSEDER et al., 2019) studiert werden.

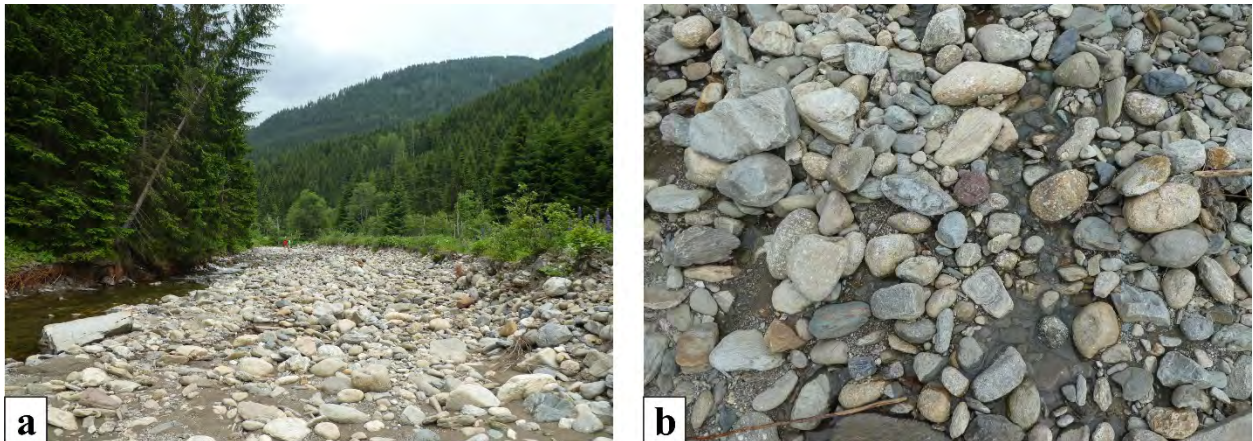


Abb. 17: a) Schotterbank. b) Verschiedenste Gerölle des Kartenblattes GK25 Radenthein-Nordost (IGLSEDER et al., 2019).

Literatur

- ANDERLE, N., BECK-MANNAGETTA, P., STOWASSER, H., THURNER, A. & ZIRKL, E. (1964): Exkursion III/5: Murau – Gurktal – Villach (Altkristallin, Paläozoikum, Mesozoikum). – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, **57/1**, 291–330, Wien.
- IGLSEDER, C. (2019a): Lithostratigrafische und lithodemische Einheiten auf GK25 Blatt Radenthein-Ost. – In: GRIESMEIER, G.E.U. & IGLSEDER, C. (Eds.): Arbeitstagung 2019 der Geologischen Bundesanstalt – Geologie des Kartenblattes GK25 Radenthein-Ost, 19–44, Wien.
- IGLSEDER, C. (2019b): Geologische und Tektonische Karte der Gurktaler Alpen 1:250.000. – In: GRIESMEIER, G.E.U. & IGLSEDER, C. (Eds.): Arbeitstagung 2019 der Geologischen Bundesanstalt – Geologie des Kartenblattes GK25 Radenthein-Ost, 48–54, Wien.
- IGLSEDER, C. & HUET, B. (2019): Tektonische Einheiten auf GK25 Blatt Radenthein-Ost und angrenzenden Gebieten. – In: GRIESMEIER, G.E.U. & IGLSEDER, C. (Eds.): Arbeitstagung 2019 der Geologischen Bundesanstalt – Geologie des Kartenblattes GK25 Radenthein-Ost, 5–18, Wien.
- IGLSEDER, C. & JEDLITSCHKA, B. (2014): Gneisbergbau Allach: Geologisch Petrografische Beschreibung: Unterlagen gemäß ÖNORM EN 932-3. – Bericht, 15 S., Wien.
- IGLSEDER, C., HUET, B., SCHUSTER, R., RANTITSCH, G., DUNKL, I. & RATSCHBACHER, L. (2018): A section through the uppermost Upper Austroalpine – Insights from the Gstoder, Bundschuh, Königstuhl and Stolzalpe Nappes (Gurktal Alps, Austria). – In: KOUKAL, V. & WAGREICH, M. (Eds.): PANGEO AUSTRIA 2018 – Abstracts. – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **128**, 66, Wien.
- IGLSEDER, C., VAN HUSEN, D., HUET, B., KNOLL, T. & SCHÖNLAUB, H.P. (2019): Geologische Karte der Republik Österreich 1:25.000, Blatt Radenthein-Nordost. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- STOWASSER, H. (1945): Zur Schichtfolge, Verbreitung und Tektonik des Stangalm-Mesozoikums (Gurktaler Alpen). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1945**, 199–214, Wien.
- STOWASSER, H. (1956): Zur Schichtfolge, Verbreitung und Tektonik des Stangalm-Mesozoikums (Gurktaler Alpen). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **99**, 75–199, Wien.
- WEISSENBACHER, M. (2015): Strukturen der Bundschuh- und Murau Decke im Raum Flattnitz (Kärnten, Österreich). – Masterarbeit, Universität Graz, 121 S., Graz.

Exkursion 3 (27.06.2019)

Stangnock-Formation, Spielriegel-Komplex und quartäre Phänomene

CHRISTOPH IGLSEDER¹, DIRK VAN HUSEN², BENJAMIN HUET¹, GERIT E.U. GRIESMEIER¹ & MARTIN REISER¹

¹ Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien. christoph.iglseder@geologie.ac.at; benjamin.huet@geologie.ac.at; gerit.griesmeier@geologie.ac.at; martin.reiser@geologie.ac.at

² Rustonstraße 7/4, 4810 Gmunden. dirk.van-husen@aon.at

Exkursionsroute und Thema der Exkursion

Thema dieser Exkursion ist ein Querschnitt durch die Königstuhl- und Stolzalpe-Decke des Drauzug-Gurktal-Deckensystems (vgl. IGLSEDER, 2019a, b; IGLSEDER & HUET, 2019) und ein Überblick über die Quartärgeologie des Kartenblattes GK25 Radenthein-Ost (IGLSEDER et al., 2019a; SCHÖNLAUB et al., 2019) sowie über die Gurktaler Alpen während der letzten Eiszeit.

Die Exkursion startet an der Landesstraße B95 von Turrach Richtung Turracherhöhe, an der man östlich der Mitterturrach und westlich des Seebaches die Deckengrenze zwischen der Stangnock-Formation in der Königstuhl-Decke und dem Spielriegel-Komplex in der Stolzalpe-Decke quert (Stopp 3.1). Hier sind beeindruckende Zeugnisse der eoalpidischen Gebirgsbildung erhalten mit strukturellen Überschneidungskriterien zwischen W-gerichteter Überschiebung und E-gerichteter Abschiebung.

Auf der Turracher Höhe östlich des Turrachsees wird ein Aufschluss in der Stangnock-Formation der Königstuhl-Decke gezeigt, an dem sowohl sedimentologische, als auch tektonische Prozesse studiert werden können. Die Turracher Höhe bildete während der letzten Eiszeit (Würm-Hochglazial) eine Transfluenz des von Norden nach Süden fließenden Murgletschers. Dabei wurde durch glaziale Formungskraft eine Rundhöckerlandschaft reich an quartären Strukturen gebildet (Stopp 3.2). Der Einfluss großer Massenbewegungen, die sich während der Eiszerfallsphase bildeten, auf die Geomorphologie kann hier und weiter südlich der Turracherhöhe auf der Südostflanke des Rinsennocks beobachtet werden (Stopp 3.3). Wir folgen der B95 nach Süden Richtung Gurktal und besuchen in einem ehemaligen Steinbruch für Schieferplatten die metasedimentären Gesteine des Spielriegel-Komplexes in der Stolzalpe-Decke (Stopp 3.4). Anschließend geht die Fahrt Richtung Ebene Reichenau mit einem kurzen Blick auf Massenbewegungen mit Talzusub im Bereich des Höllenberges (Stopp 3.5). Weiter folgt man dem Gurktal flussaufwärts an der L65 Richtung Hochrindl. Hier sehen wir südlich St. Lorenzen einen Talverschluss, hinter dem sich ein Stausee durch einen Gletscherast von Osten bildete. Bis zu mehrere Kubikmeter große Blöcke, mit einem Liefergebiet um die Turracher Höhe, erlauben eine Rekonstruktion des Eisstromnetzes und der quartärgeologischen Situation (Stopp 3.6a + b). Den Abschluss der Exkursion bildet ein Besuch des St. Lorenzen-Hochmoors im Andertal (Stopp 3.7), ein Kleinod für Naturliebhaber, Ökologen und Biologen, das eine interessante quartärgeologische Entwicklungsgeschichte zeigt.

Ziel von Exkursion 3

Im Zuge der Exkursion sollen unterschiedliche metasedimentäre Gesteine kennengelernt werden, welche unter schwach metamorphen Bedingungen deformiert wurden. Außerdem kann studiert werden, wie tektonische Prozesse in der unteren Grünschieferfazies an Deckengrenzen ausgeprägt sind.

Ein Hauptfokus liegt auf der Darstellung der quartärgeologischen Situation während der letzten Eiszeit und dem Reichtum morphologischer Strukturen.

Exkursionspunkte

Stopp 3.1.: Deckengrenze der Stangnock-Formation (Königstuhl-Decke) zum Spielriegel-Komplex (Stolzalpe-Decke)

Lokalität: GK25 Radenthein-Ost, östlich Mitterturrach (UTM 33N: 0415220/5199547).

[Haltemöglichkeit: Ausweiche an der Hauptstraße B95]

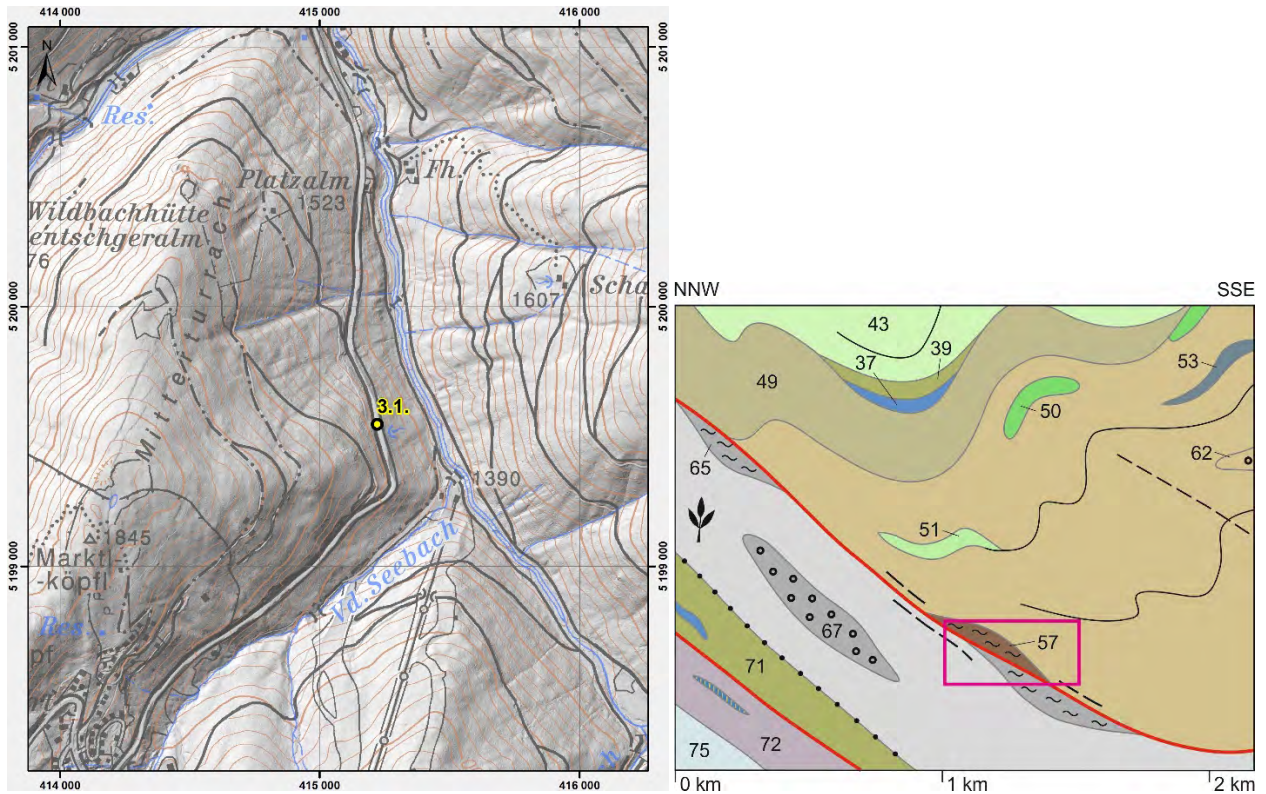


Abb. 1 (links): Topografische Übersichtskarte zu Stopp 3.1.

Abb. 2 (rechts): Ausschnitt aus dem NNW–SSE-Profil zur Geologischen Karte GK25 Radenthein-Nordost (IGLSEDER et al., 2019a). Das Viereck zeigt den Profilausschnitt in Abbildung 3.

Ausgangspunkt für die Exkursion ist ein Ausweichplatz an der Landesstraße B95 von Turrach Richtung Turracherhöhe östlich der Mitterturrach (Abb. 1). Dieser Haltepunkt wird auf vier Teilgebiete aufgeteilt. Es werden die lithologischen Unterschiede zwischen der Stangnock-Formation und dem Spielriegel-Komplex (vgl. IGLSEDER, 2019a) gezeigt sowie verschiedene strukturelle Merkmale der variszischen und eoalpidischen Gebirgsbildung präsentiert. Der Aufschluss liegt an der Deckengrenze zwischen Königstuhl- und Stolzalpe-Decke (vgl. IGLSEDER & HUET, 2019). In einem Ausschnitt aus dem NNW–SSE-Profil zur Geologischen Karte GK25 Radenthein-Nordost ist die Lage des Aufschlusses dargestellt (Abb. 2). In einem schematischen Aufschlussprofil (Abb. 3) sind die vier Teilgebiete eingezeichnet.

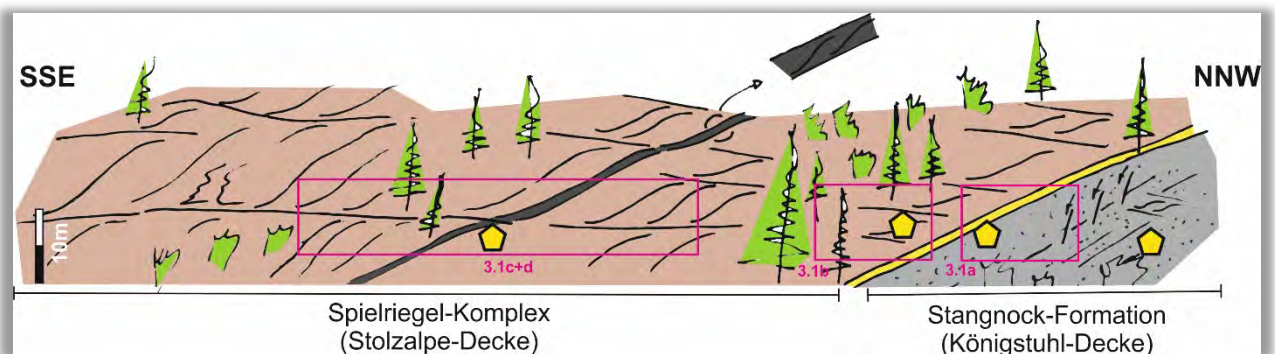


Abb. 3: Schematisches Aufschlussprofil mit Lage der Teilgebiete (verändert nach IGLSEDER et al., 2016). Die gelben Punkte zeigen die Proben für RAMAN-Mikrospektroskopie.

Teilgebiet 3.1a.: Stangnock-Formation (Königstuhl-Decke) und Grenze zum Spielriegel-Komplex (Stolzalpe-Decke; Drauzug-Gurktal-Deckensystem)

Den nördlichsten Abschnitt des Aufschlusses bildet grobkörniger bis feinkörniger Metasandstein wechsellagernd mit Phyllit (Abb. 4a, b). Typisch für diese Gesteine der Stangnock-Formation (vgl. IGLSEDER, 2019a) in der Königstuhl-Decke (vgl. IGLSEDER & HUET, 2019) ist detritärer Hellglimmer, der gut in Metasandstein erkennbar ist (Abb. 4c). Die Gesteine fallen steil bis mittelsteil nach Süden ein und die Lineationen streichen (W)NW–(E)SE (Abb. 8c). Die metasedimentären Gesteine sind deformiert und isoklinal verfaultet. Eine Vielzahl an Scherbändern (C-Typ, C'-Typ) zeigen sowohl top-nach-W- als auch top-nach-E-gerichteten Schersinn (Abb. 8a, b). Sets von konjugierten Harnischflächen, welche die top-nach-W C-Typ-

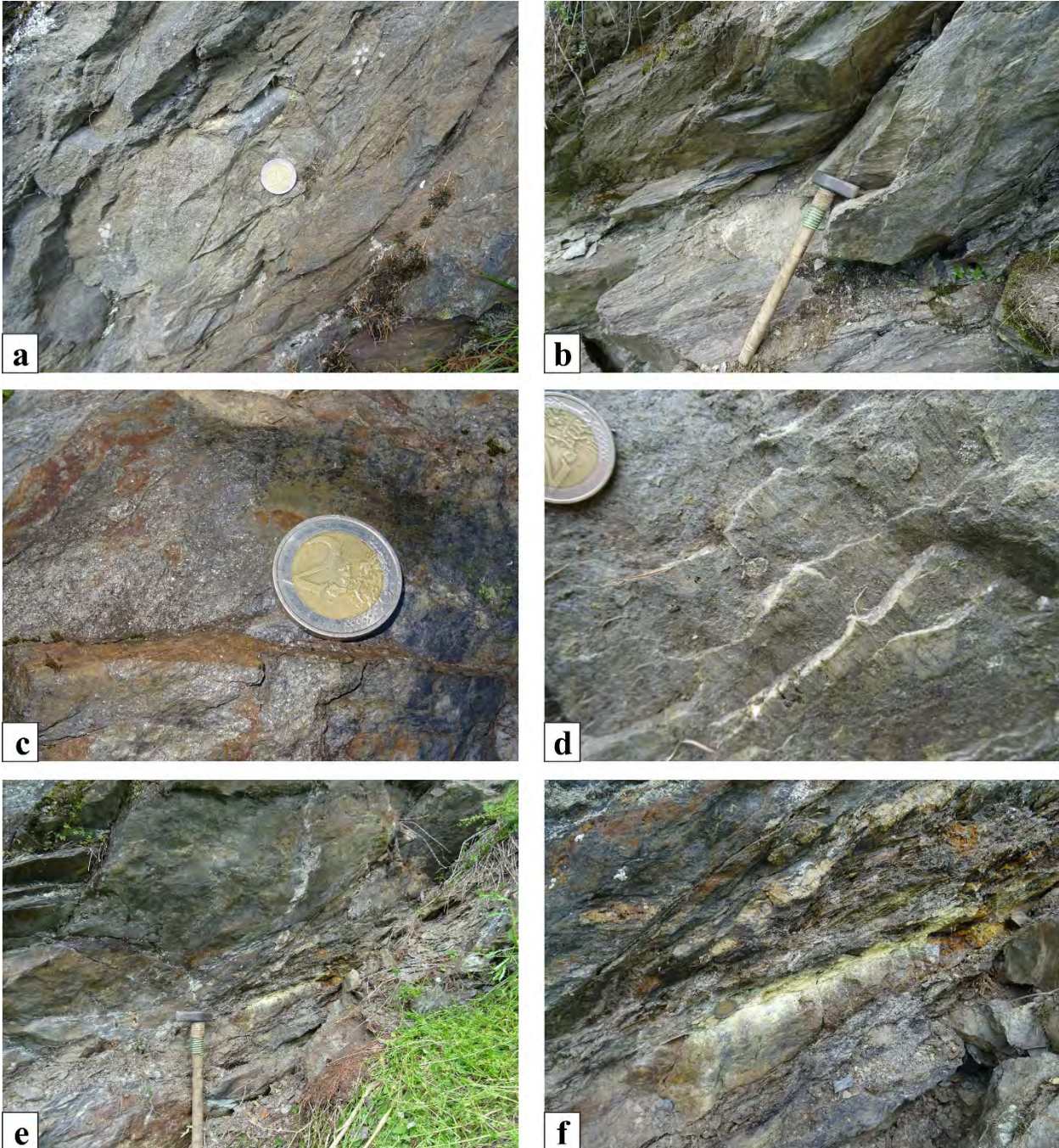


Abb. 4: a, b) Deformierte Wechsellagerung von Metasandstein mit Phyllit in der Stangnock-Formation (Königstuhl-Decke). (c) Vorkommen detritärer Hellglimmer auf den Schichtflächen der Metasandsteine. (d) Harnischfläche mit Harnischstriemung und synkinematisch gewachsenen Quarz-Faserkristallen. e, f) Deckengrenze zum überlagernden Spielriegel-Komplex (Stolzalpe-Decke) mit Fault gouge, zerbrochenem Quarz und Anthrazitlage (Fotoorientierungen Richtung Südwesten).

Scherbänder schneiden, zeigen abschiebende Kinematik mit W–E gerichteter Dehnung (Abb. 4d, 8b). Die Deckengrenze zu überlagernden Metasedimenten des Spielriegel-Komplexes (vgl. IGLSEDER, 2019a) in der Stolzalpe-Decke (vgl. IGLSEDER & HUET, 2019) wird durch eine Fault gouge, kataklastische Quarzknollen und eine Anthrazitlage charakterisiert (Abb. 4e, f). RAMAN-Mikrospektroskopie an Anthrazit in der Stangnock-Formation und an der Grenze zum Spielriegel-Komplex (vgl. IGLSEDER, 2019a) ergab Temperaturen um ca. 280° C (IGLSEDER et al., 2016), welche aufgrund des Sedimentationsalters der Stangnock-Formation im oberen Pennsylvanium, der eoalpidischen Gebirgsbildung zugeordnet werden.

Teilgebiet 3.1b.: Variszische Falten im Spielriegel-Komplex (Stolzalpe-Decke; Drauzug-Gurktal-Deckensystem)

In das Hangende, Richtung Süden, sind Metasandstein, Metasiltstein und Phyllit des Spielriegel-Komplexes (vgl. IGLSEDER, 2019a) aufgeschlossen. Diese zeigen enge bis isoklinale Falten (D1) mit NW–SE streichenden Faltenachsen (Abb. 5c, 6a) und ENE-vergente asymmetrisch offen spitzwinkelige Falten (D2; Abb. 5d), welche der Geometrie nach dem Variszischen Ereignis zugeordnet werden (HUET, 2015). Auffallend sind stark deformierte Lagen von Anthrazit (Abb. 5a, b) mit Scherbandgefüge. Diese Kohlelagen könnten durch „Kohleschmierung“ entstanden und ein Element der Stangnock-Formation im Spielriegel-Komplex sein. Sie zeigen RAMAN-Mikrospektroskopie Maximaltemperaturen um ca. 310° C (IGLSEDER et al., 2016).

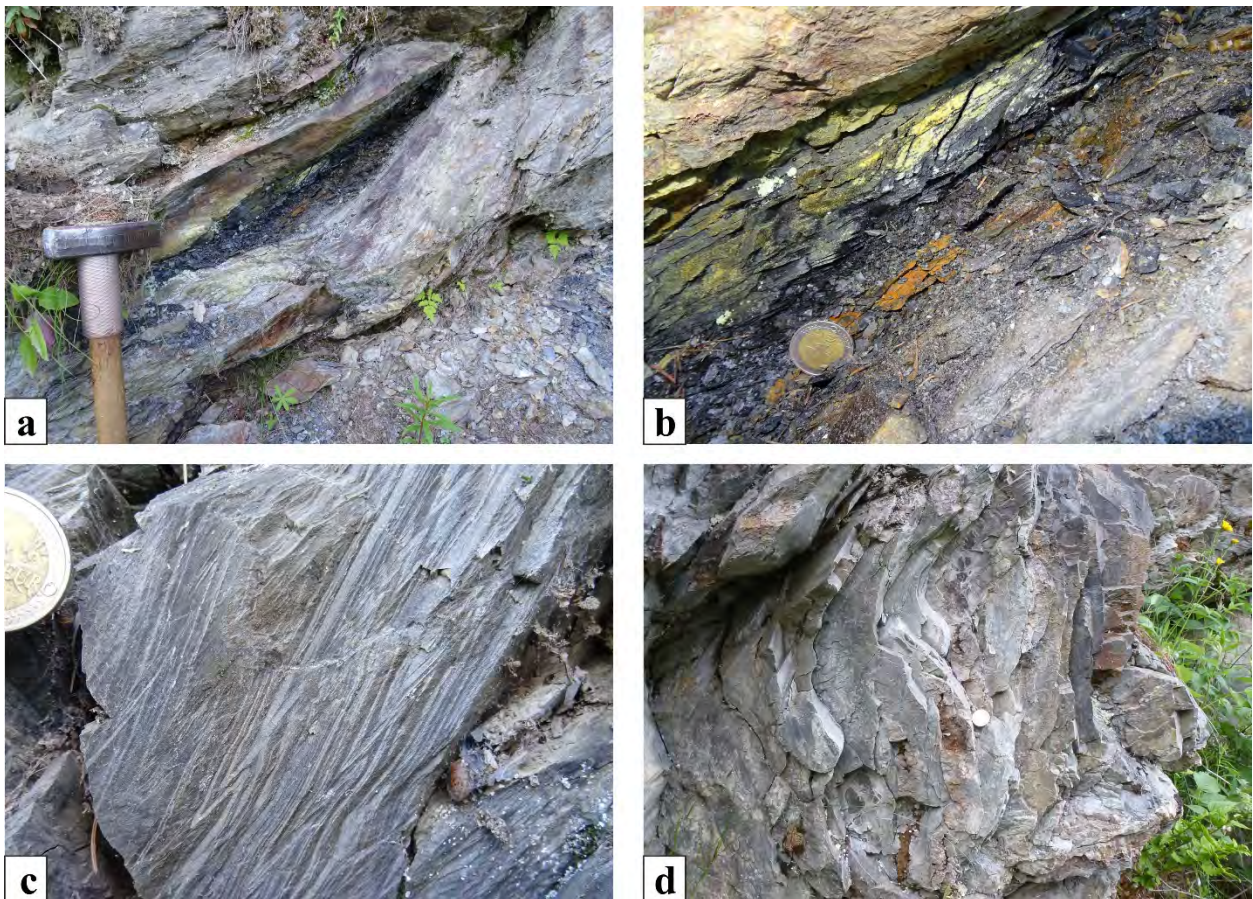


Abb. 5: a) Stark deformierte Anthrazitlage in Metasandstein und Phyllit des Spielriegel-Komplexes (Stolzalpe-Decke). b) Anthrazitlage mit Scherbandgefüge. c, d) Isoklinale und asymmetrisch offene Falten in Metasandstein und Metasiltstein des Spielriegel-Komplexes mit mehr oder weniger (W)NW–(E)SE streichenden Faltenachsen werden, anhand Überschneidungskriterien und der Geometrie nach, dem Variszischen Ereignis zugeordnet (HUET, 2015) (Fotoorientierungen Richtung Südwesten).

Teilgebiet 3.1c + d.: Alpidische Strukturen im Spielriegel-Komplex (Stolzalpe-Decke; Drauzug-Gurktal-Deckensystem)

Den südlichsten Abschnitt des Aufschlusses bilden teils massiger Metasandstein und (Quarz-)Phyllit des Spielriegel-Komplexes (Abb. 7a–d). Untergeordnet sind Grafit-schieferlagen beobachtbar, welche mittels RAMAN-Mikrospektroskopie Maximaltemperaturen um ca. 315° C ergaben. In Verbindung mit Maximaltemperaturen von ca. 250° C transgressiv auflagernder Stangnock-Formation (RANTITSCH & IGLSEDER, 2019) und einem $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ -Alter an Muskovit im Spielriegel-Komplex von ca. 317 Ma (IGLSEDER et al., 2016) werden diese Temperaturen als

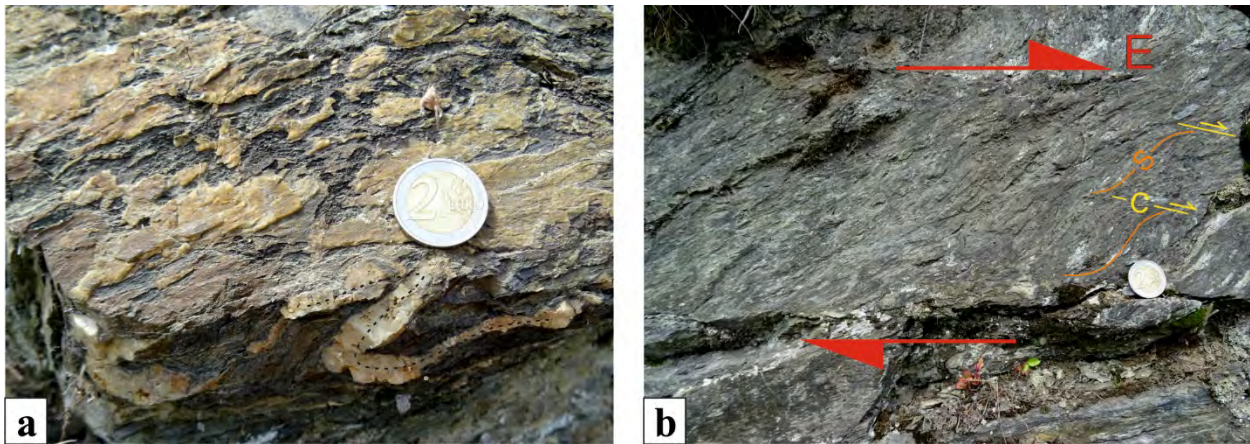


Abb. 6: a) Isoklinal verfaltete Quarzlage mit mehr oder weniger E–W streichender Faltenachse im Spielriegel-Komplex wird dem Variszischen Ereignis zugeordnet (HUET, 2015). Diese Strukturen werden von alpidischen SC-Strukturen überprägt (b). b) C-Typ Gefüge in Metasedimenten des Spielriegel-Komplexes mit top-nach-E-gerichtetem Schersinn.

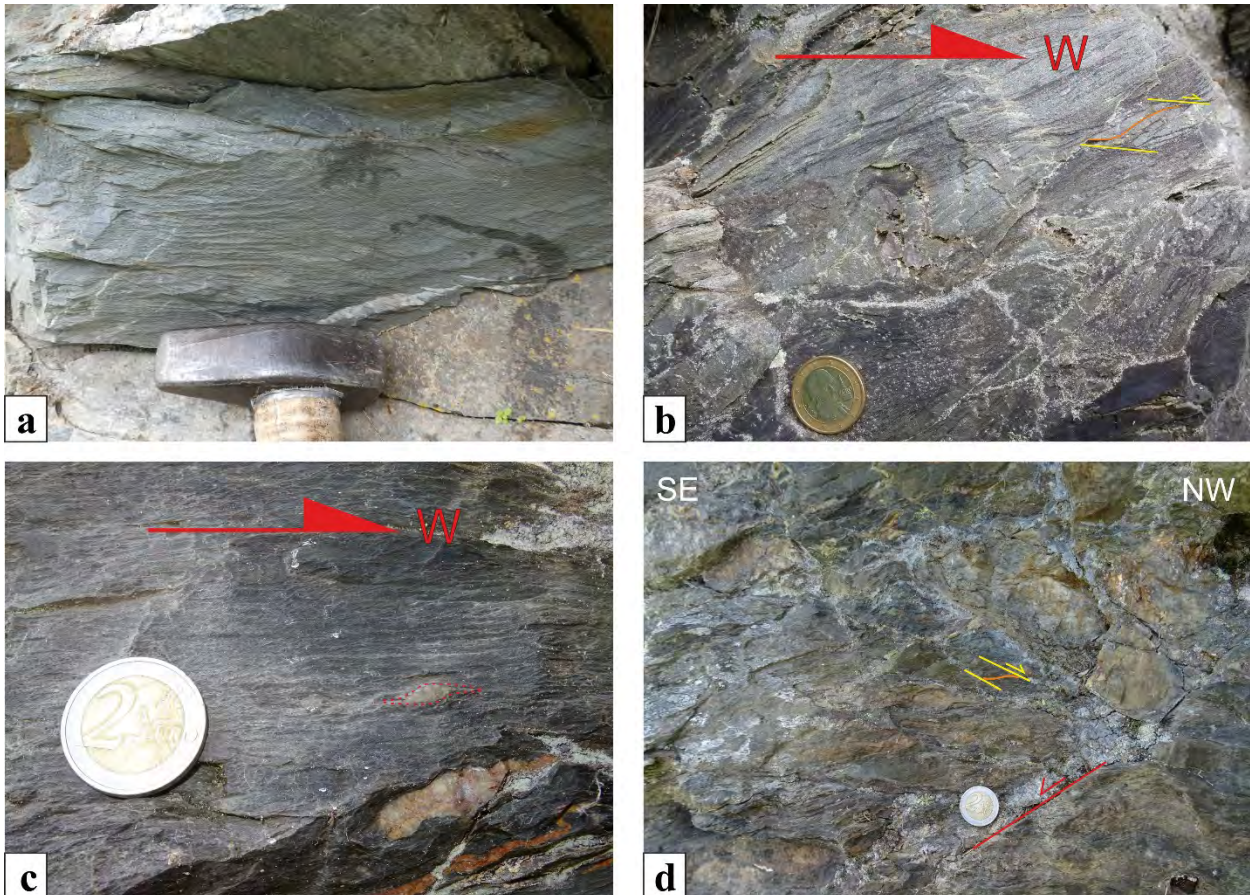


Abb. 7: a) Metasandstein des Spielriegel-Komplexes. b) C'-Typ Gefüge in Metasandstein mit top-nach-W-gerichtetem Schersinn. c) Metasandstein und Phyllit mit boudinierter Quarzlage. Die Quarz-Klastgeometrie zeigt top-nach-W-gerichteten Schersinn. d) Metasediment mit C'-Typ Scherbändern mit top-nach-W- und E-gerichtetem Schersinn.

variszisch interpretiert. Eine Vielzahl an Strukturen (C-Typ, C'-Typ Scherbandgefüge, Klastgeometrien) können anhand ihrer Raumlage und Kinematik zu unterschiedlichen Ereignissen der eoalpidischen Gebirgsbildung interpretiert werden. Flache Scherbänder mit top-nach-W-gerichtetem Schersinn werden der Deckenstapelung (D3a) und steilere Scherbänder mit top-nach-E-gerichtetem Schersinn werden der Extrusion und Extension mit Abschiebungen (D3b) zugeordnet (Abb. 6b; IGLSEDER et al., 2016; IGLSEDER & HUET, 2019).

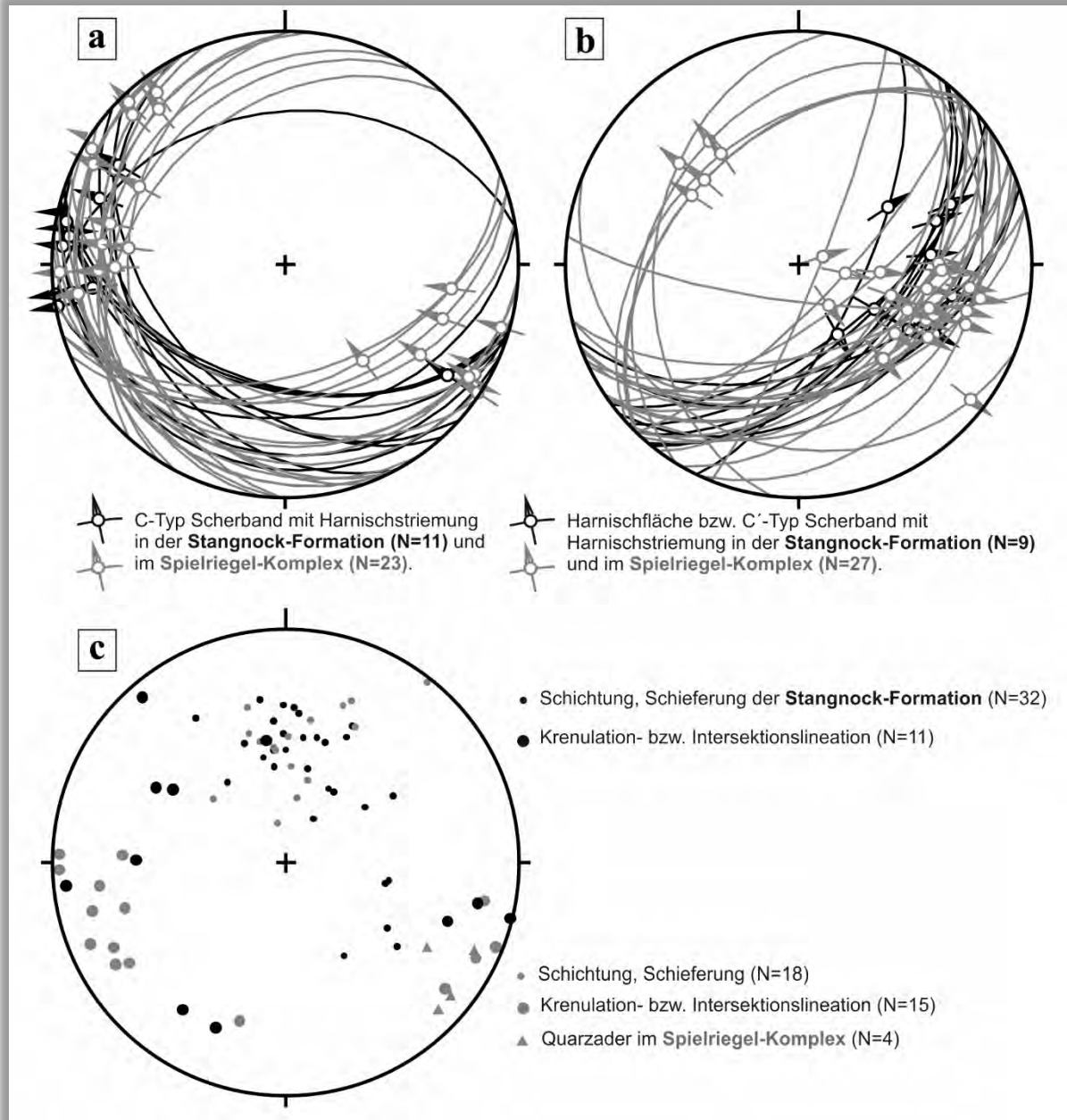


Abb. 8: Schmidt'sches Netz der gemessenen Strukturen. Die Daten sind auf die untere Halbkugel mit TectonicsFP projiziert. Die Darstellung von Messungen im Spielriegel-Komplex sind grau und in der Stangnock-Formation schwarz. a) C-Typ Scherbänder (Großkreise) mit Harnischstriemung und überschiebender sowie abschiebender Kinematik top-nach-(W)NW (D3a). b) C'-Typ Scherbänder (Großkreise) mit Harnischstriemung und abschiebender Kinematik top-nach-E (D3b) sowie konjugierte Sets von steilen Harnischflächen mit Harnischstriemungen und abschiebender Kinematik. c) Polpunkte der Schichtung und Schieferung zeigen mittelsteil bis steiles Einfallen in südliche Richtungen. Die Krenulations- und Intersektionslineation beider Einheiten streicht mehr oder weniger E-W.

Stopp 3.2.: Quartärgeologische Situation um die Turracher Höhe

Lokalität: GK25 Radenthein-Ost, südöstlich Turrachsee (UTM 33N: 0414760/5196542).

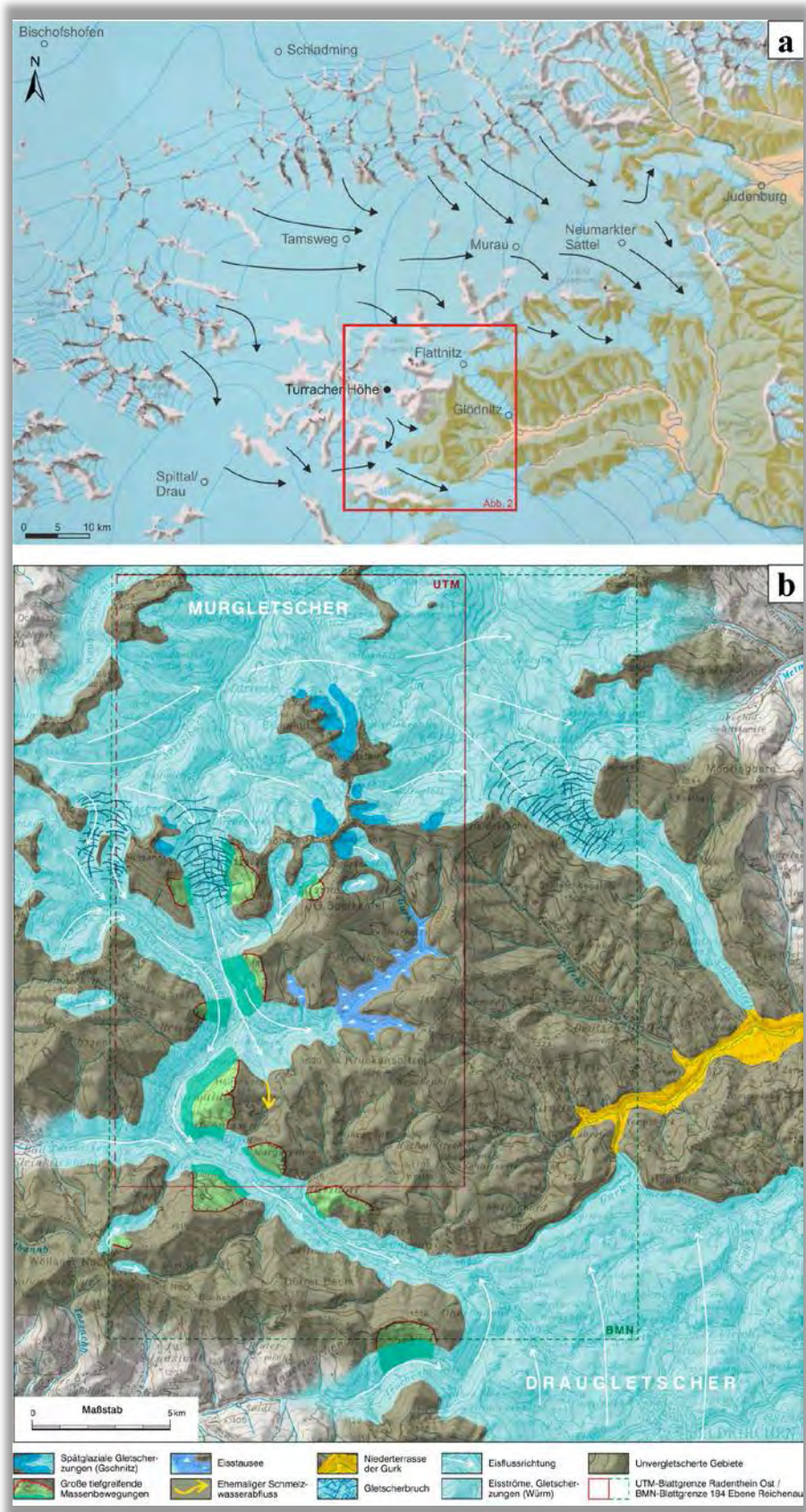


Abb. 9: a, b) Quartärgeologische Situation der Gurktaler Alpen (VAN HUSEN, 2019).

Am Sattel der Turracher Höhe liegt der rund 30 m tiefe Turrachsee in einem kleinen übertieften Becken inmitten der Rundhöckerlandschaft, die den Passbereich der Turracherhöhe (1.795 m) charakterisiert. (Abb. 9a, b). Geformt wurde diese Landschaft in den kompetenten Metakonglomeraten und Metasandsteinen der Stangnock-Formation, wobei in den weicheren Phyllit- und Tonschieferlagen die Mulden erodiert wurden. An der westlichen Flanke sind die Rundhöcker (Abb. 10a) in Dolomitmarmoren innerhalb der Metasedimente und Metavulkanite des Kaser- bzw. Spielriegel-Komplexes ausgeformt. An den Dolomitmarmoren und in den Mulden zeigen sich immer wieder Spuren von Erosion durch subglaziale Wasserströme wie zum Beispiel der Kolk im Dolomitmarmor am Hirschenkogel westlich des Turrachsees (Abb. 10b; Naturdenkmal).

Gebildet wurde die eindrucksvolle Rundhöckerlandschaft durch den starken Eisabfluss des Murgletschers mit hohen Geschwindigkeiten Richtung Süden. Der Gletscher wies im Bereich der Turracher Höhe noch eine Mächtigkeit von rund 300 m auf, bevor er die Steilstufe in das Holzbodental in einem Gletscherbruch überwand (Abb. 10c).

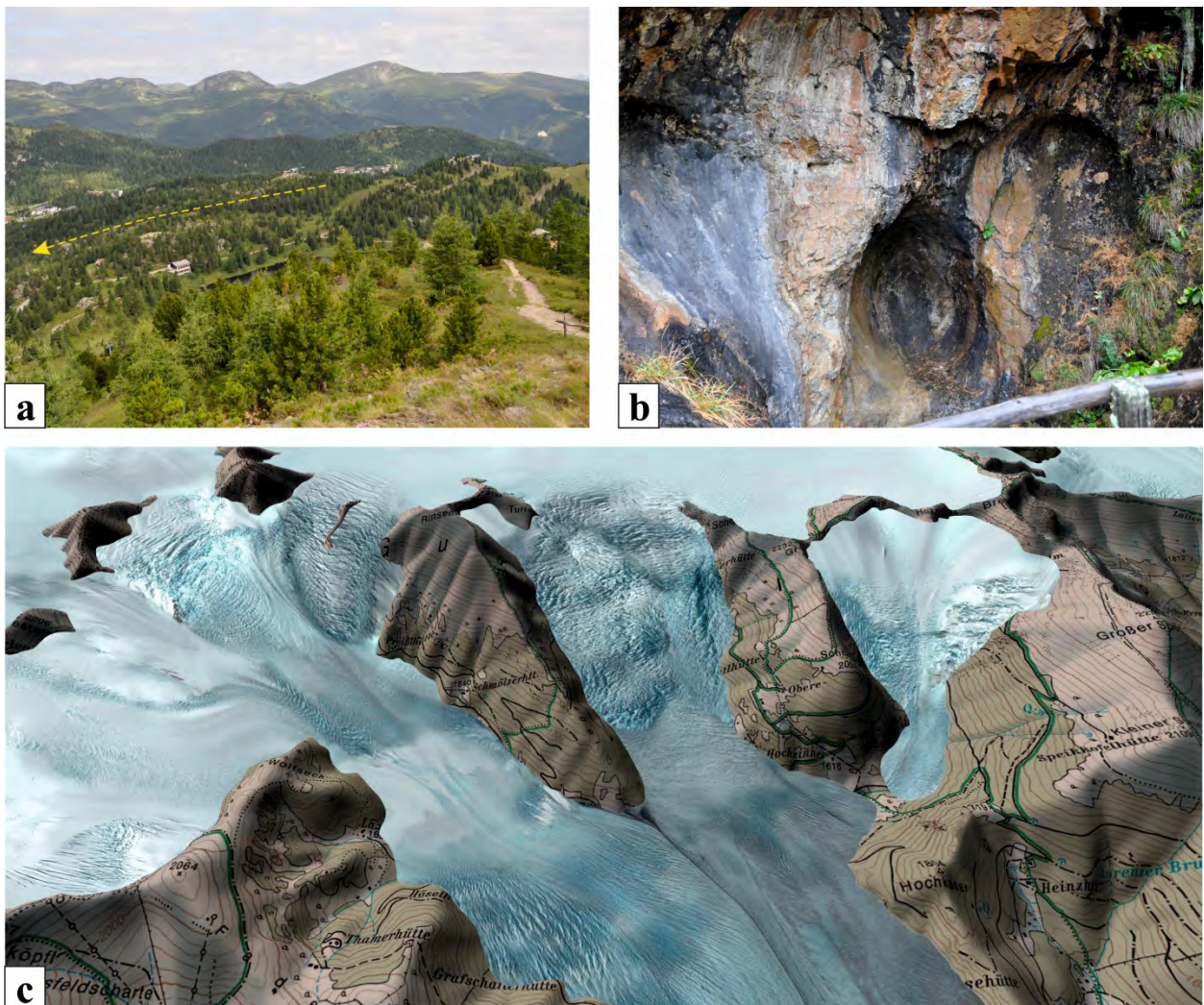


Abb. 10: a) Rundhöckerlandschaft der Turracher Höhe unterhalb des Söllenecks mit der Eisflussrichtung Süden (Pfeil). b) Kolk in Dolomitmarmor des Kaser-Komplexes westlich des Turrachsees am Hirschenkogel. c) Rekonstruktion der Gletscher um die Turracher Höhe (VAN HUSEN, 2019).

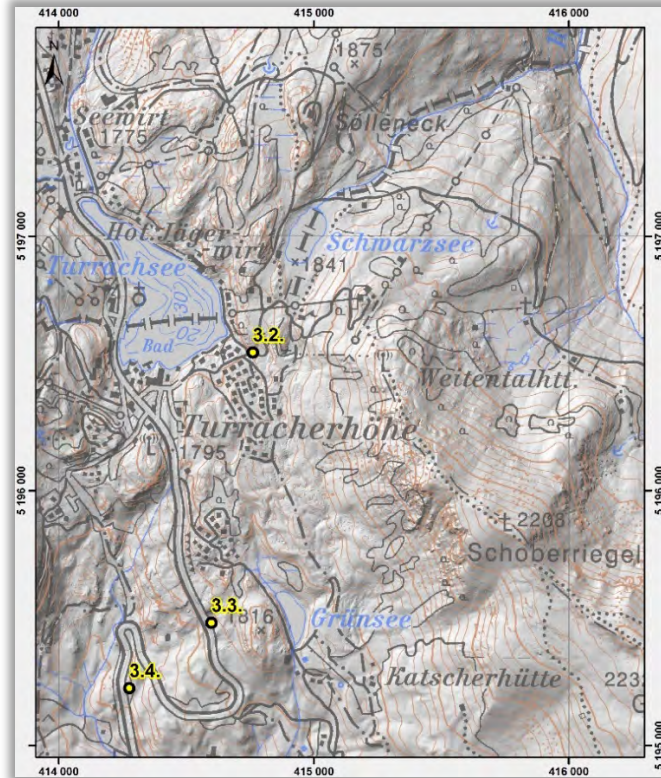


Abb. 11: Topografische Übersichtskarte um die Turracher Höhe.

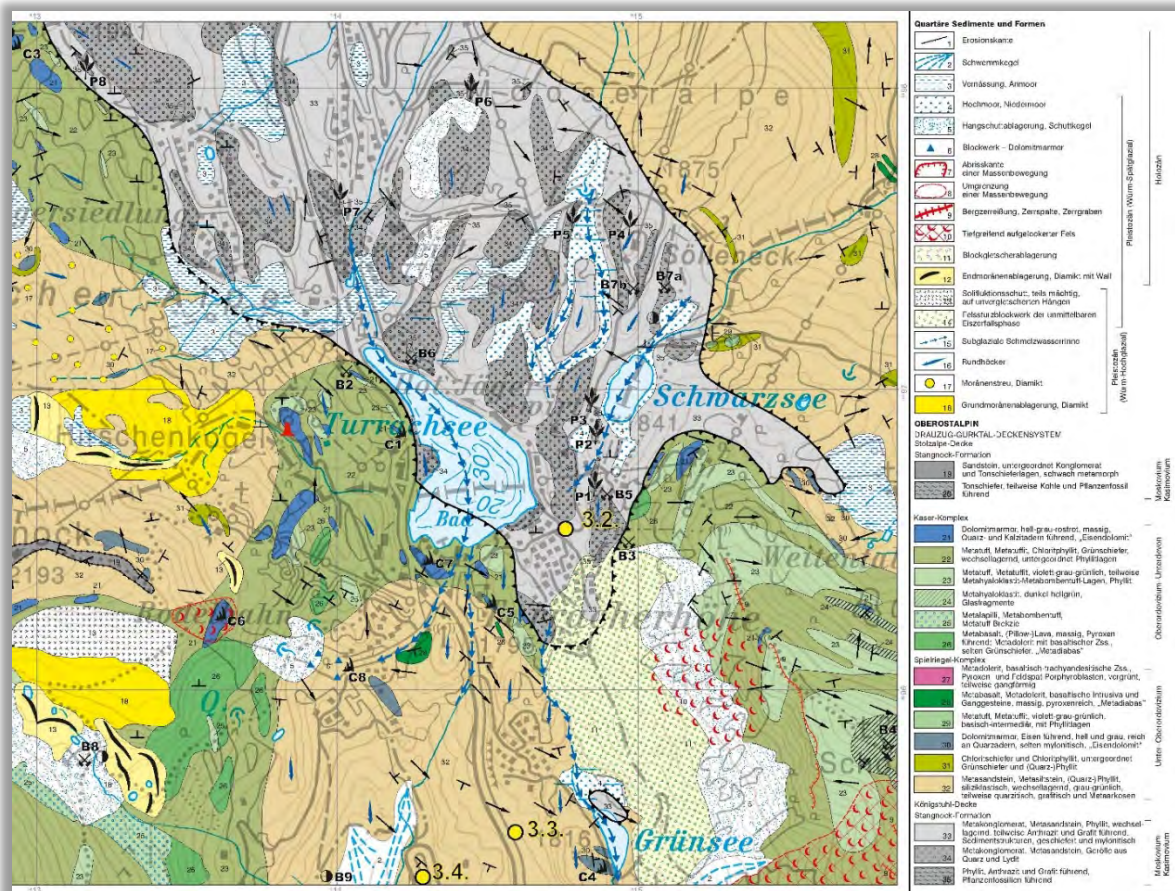


Abb. 12: Auszug aus der Geologischen Spezialkarte Turracher Höhe 1:10.000 (IGLSEDER et al., 2019b).

Stopp 3.2.: Metakonglomerat und Metasandstein der Stangnock-Formation (Stolzalpe-Decke; Drauzug-Gurktal-Deckensystem) mit Anthrazit und Pflanzenfossilien

Lokalität: GK25 Radenthein-Ost, südöstlich Turrachsee (UTM 33N: 0414760/5196542).

[Haltemöglichkeit: Am Parkplatz der Panoramabahn]

Vom Parkplatz der Panoramabahn folgt man der Straße südlich des Turrachsees nach Nordosten und erreicht dann auf ca. 1.800 m Seehöhe die Schipiste zur Sonnenbahn (Abb. 11). Dort sieht man nördlich und westlich der Schipiste mächtige Wechsellagerungen von Metakonglomerat, grobem Metasandstein und Phyllit (Abb. 12, 13a, b) mit deutlich detritärem Hellglimmer der Stangnock-Formation (vgl. IGLSEDER, 2019a). Das mittlere Einfallen der Schichtung und Schieferung ist Richtung ESE. Die Konglomerate zeigen meist eine erosive Basis an der Unterseite der Lagen mit Gradierung mit einer Abnahme der Korngrößen in das Hangende (Abb. 13c) und Komponenten von Quarz, Lydit, selten Phyllit und Metavulkanit bis 12 cm Größe. Auf den Sandsteinbänken sind eingeschwemmte Stammabdrücke von Calamiten bis 75 cm Länge erkennbar (Abb. 13d). Diese Stammabdrücke sind nur ein kleines Beispiel für die Vielzahl und den Artenreichtum der fossilen Pflanzenwelt um die Turracher Höhe und zeugen für die Ablagerung dieser Sedimente im oberen Pennsylvanum (Moskovium–Gzhelium, ca. 310–305 Ma) (KABON & IGLSEDER, 2019 und Referenzen darin). Die Umwandlung des organischen Pflanzenmaterials in Anthrazit und teilweise Reaktivierung der Schichtung als Schieferung und Harnischflächen kann hier beobachtet werden. Untersuchungen mit RAMAN-Mikrospektroskopie ergaben Maximaltemperaturen von ~270° C (IGLSEDER et al., 2018). Auffallend sind Ausfällungen von rötlichbraunem Eisenhydroxid entlang des Gefüges und in Grobsandsteinlagen.

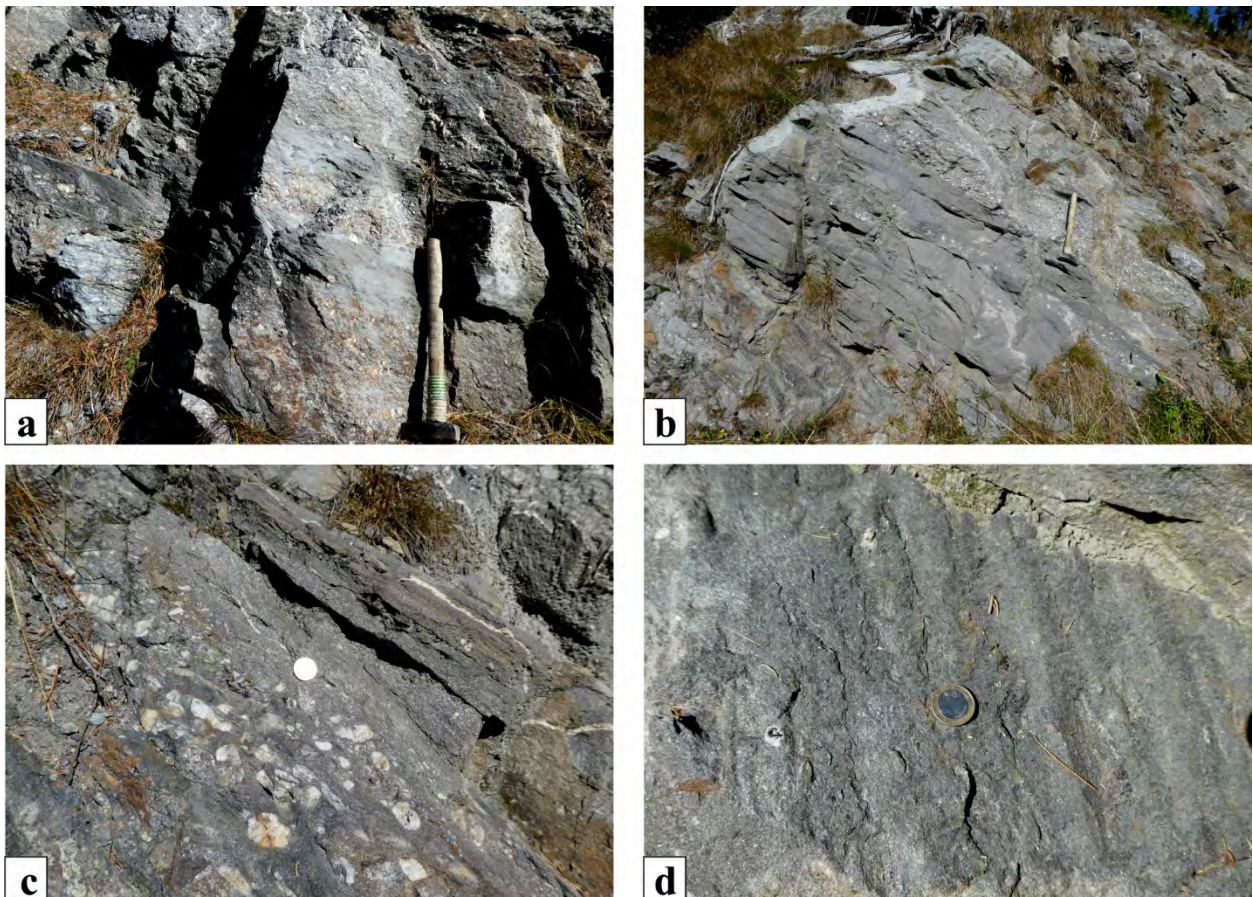


Abb. 13: a, b) Wechsellagerung von Metakonglomerat und Metasandstein mit Phyllit. c) Trotz alpidischer Überprägung sind die Lagen von Metakonglomerat gradiert mit einer Abnahme der Korngrößen in das Hangende. d) Stammabdruck eines Calamiten (baumförmiger Schachtelhalm) mit inkohlten Pflanzenresten.

Stopp 3.3.: Massenbewegungen der Eiszerfallsphase südlich der Turracher Höhe

Lokalität: GK25 Radenthein-Ost, südlich Passhöhe (UTM 33N: 0414597/5195481).

[Haltemöglichkeit: Parkplatz an der B95 südlich der Turracher Höhe]

Ungefähr einen Kilometer südlich der Turracher Höhe liegt linksseitig der B95 ein Rastplatz. Hier kann man auf der gegenüberliegenden (westlichen) Bergflanke Prozesse der Eiszerfallsphase beobachten.

Im Bereich der südlichen Turracher Höhe wurden durch den rund 300 m mächtigen, rasch fließenden Eisstrom Richtung Süden auch die Talflanken stark erodiert. Beim Abschmelzen der Eismassen entwickelten sich an beiden Flanken Massenbewegungen am Eggenriegel (Abb. 14a–c) und Schoberriegel, die zu mächtigen Felssturzalagerungen am Hangfuß führten. Aktuell sind beide Bergflanken, bis auf kleinere Nachstürze besonders aus der Bergerzerrißung am Schoberriegel (Abb. 14d), in Ruhe.

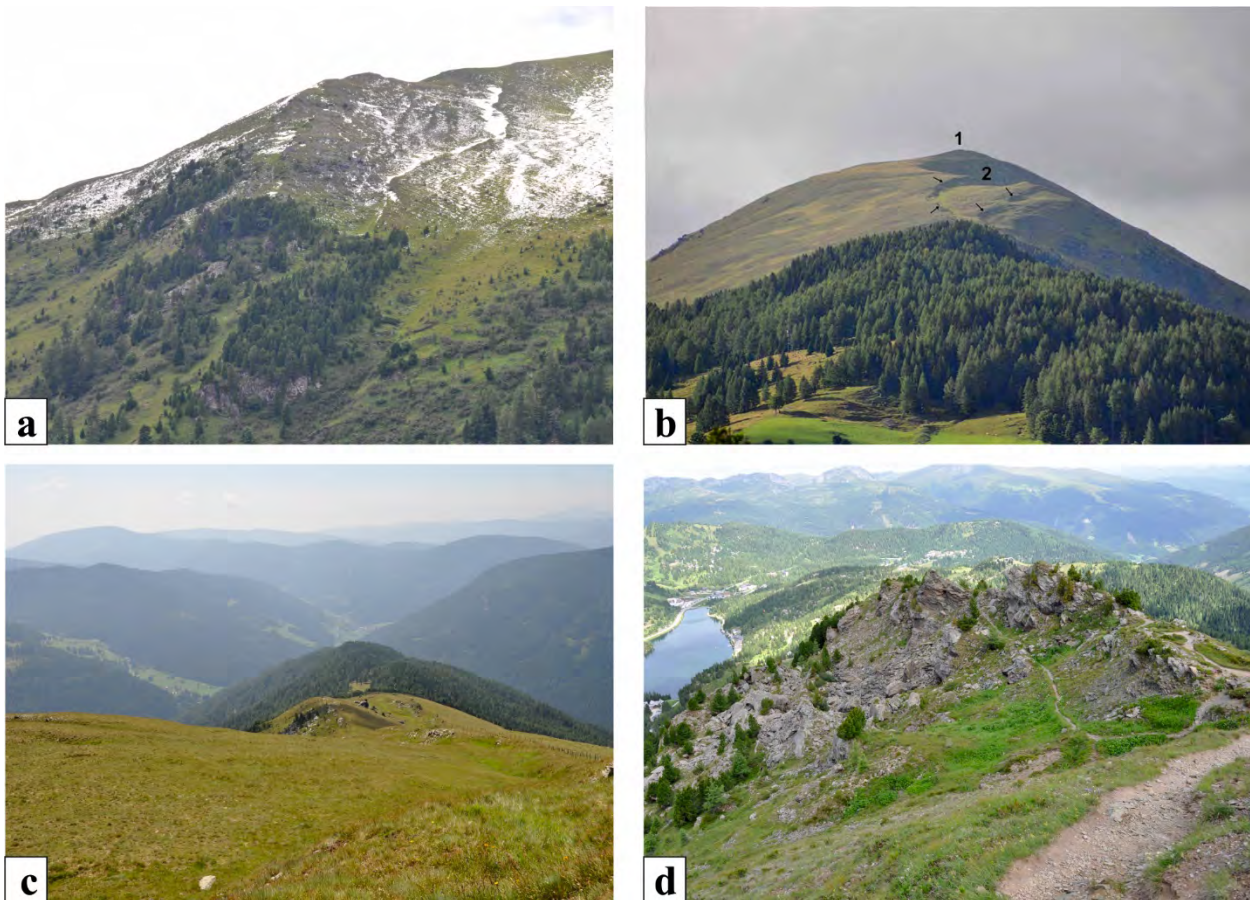


Abb. 14: a, b) Bewegte Masse am Eggenriegel oberhalb Holzboden (a: von Osten und b: von Süden; Pfeile weisen auf die Bewegungsbahn hin (VAN HUSEN, 2012). c) Bergerzerrißung am Rücken des Eggenriegels oberhalb Holzboden. d) Felsauflösung nördlich des Schoberriegels mit Blick in Richtung Turrachsee.

Stopp 3.4.: Metasedimente des Spielriegel-Komplexes (Stolzalpe-Decke; Drauzug-Gurktal-Deckensystem)

Lokalität: GK25 Radenthein-Ost, ehemaliger Steinbruch nördlich Holzboden (UTM 33N: 0414277/5195224).

[Haltemöglichkeit: Ausweiche an der Hauptstraße B95]

Der B95 in Richtung Süden folgend befindet sich unmittelbar an der ersten Linkskehre ein Parkplatz und auf der anderen Straßenseite ein ehemaliger Steinbruch, der für den Abbau von Dachschildeln und „Schieferplatten“ in Verwendung war (Abb. 15a).

Dieser Steinbruch befindet sich in wechsellagerndem Metasandstein, Metasiltstein und Tonschiefer des Spielriegel-Komplexes (vgl. IGLSEDER, 2019a) in der Stolzalpe-Decke (vgl. IGLSEDER & HUET, 2019). Teilweise ist in Metasandsteinen auf den Schichtflächen detritärer

Hellglimmer beobachtbar. Der strukturelle Bau der Stolzalpe-Decke auf Blatt Radenthein-Südost wurde detailliert von HUET (2015) untersucht und dokumentiert. Die Schichtung und Schieferung am Aufschluss fallen in südliche Richtungen (Abb. 16a) und bilden gleichermaßen die penetrative Achsenfläche von Isoklinalfalten mit NW–SE streichenden Faltenachsen (D1). Diese Struktur wird in Verbindung mit RAMAN-Mikrospektroskopie Maximaltemperaturen von $\sim 300^\circ\text{C}$ in Grafit-schiefer etwas weiter südlich (IGLSEDER et al., 2018) als variszisch interpretiert (HUET, 2015). Diese früheren Falten werden von WNW-vergenten Falten mit N–S streichenden Faltenachsen (D3a) und diskreten Achsenflächen mit Achsenflächenschieferung und ESE-Einfallen überprägt (Abb. 15b, 16a). Diese stehen in Verbindung mit Harnischflächen und Harnischstriemungen mit top-nach-WNW-gerichtetem Schersinn (D3a, Abb. 16b). Die D3a-Achsenflächen werden weiters als Harnischflächen mit Harnischstriemungen und abschiebender Kinematik top-nach-E (D3b, Abb. 15c, 16b) reaktiviert. Die Strukturen von D3 werden anhand von Überschneidungskriterien und kinematischer Richtungen dem Eoalpidischen Ereignis zugeordnet. Die strukturelle Überprägung des Spielriegel-Komplexes ist wahrscheinlich durch eine liegende Position in der Nähe zur Deckengrenze der unterlagernden Königstuhl-Decke bedingt (vgl. Stopp 3.1).



Abb. 15: a) Tonschiefer und Metasandstein des Spielriegel-Komplexes. b) Faltung mit gut ausgeprägter Achsenflächenschieferung (markiert; Blickrichtung Nord). c) Ansicht normal auf die Achsenfläche, die als Abschiebung mit Abrisskanten reaktiviert wird (Blickrichtung West).

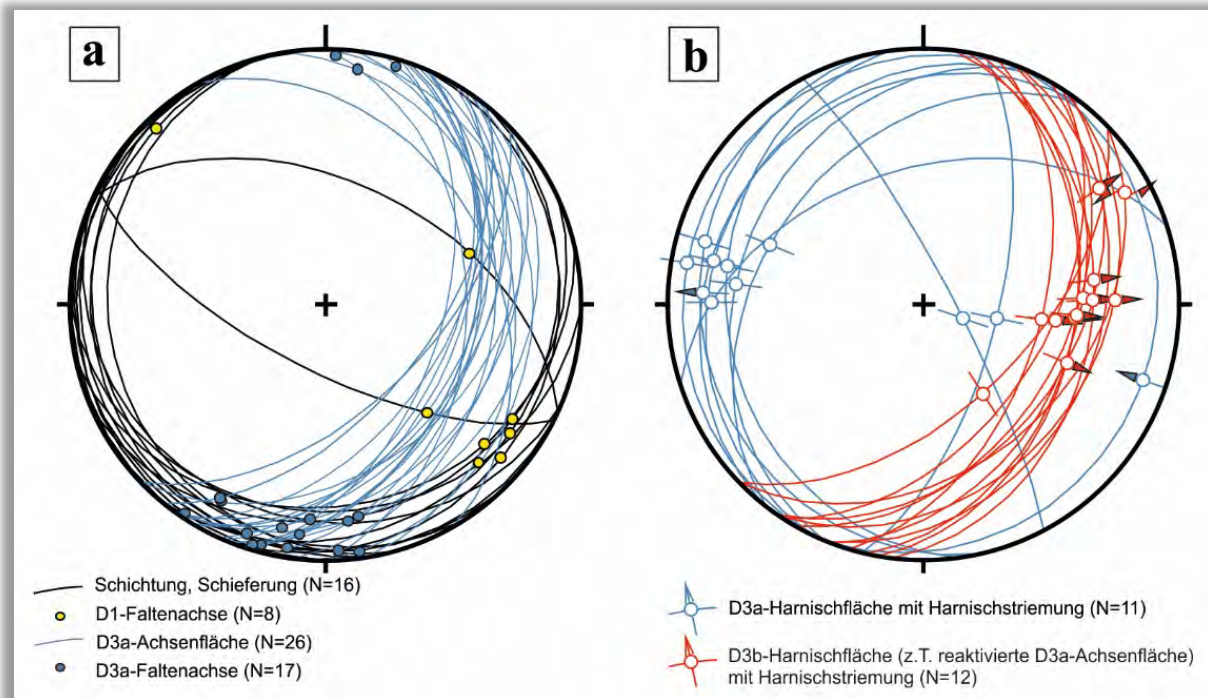


Abb. 16: Schmidt'sches Netz der gemessenen Strukturen. Die Daten sind auf die untere Halbkugel mit TectonicsFP projiziert. a) Die Schichtung und Schieferung sind als Großkreise (schwarz), die Achsenflächen der D3a Verfaltung als Großkreise (blau) dargestellt. Die variszischen Faltenachsen (D1; gelb) und alpidischen Faltenachsen (D3a; blau) sind als Punkte abgebildet. b) Sets an Harnischflächen (Großkreise) und Harnischstriemungen mit überschiebender sowie abschiebender Kinematik top-nach-W (D3a; blau) und abschiebender Kinematik top-nach-E (D3b; rot). Deutlich werden während D3b präexistierende Achsenflächen von D3a (a) reaktiviert.

Stopp 3.5.: Ebene Reichenau Massenbewegung und Talzus Schub des Höllenberges

Lokalität: GK25 Radenthein-Ost, Ebene Reichenau (UTM 33N: 0415624/5189448).

[Haltemöglichkeit: Parkplatz südlich der Kirche]

Der B95 nach Süden weiter folgend gelangt man kurz nach der Kirche von Ebene Reichenau zu einem Parkplatz (Abb. 18).

Durch den Gletscher, der nach dem Gletscherbruch und dem Zusammenfluss mit dem Eisstrom aus dem Winkltal mit deutlichem Gefälle im Gurktal abfloss, wurden entlang des Gurktals die Flanken stark übersteilt. So entwickelten sich in den vorherrschenden Gesteinen mit Phyllit und geschieferten Metavulkaniten ausgedehnte Massenbewegungen, die gesamte Talflanken erfassten (Abb. 19–21). Ein eindrucksvolles Beispiel bietet die Westflanke des Höllenberges (Abb. 17). Hier ist neben einer intensiven Bergzerreißung im Gipfelbereich am Fuß ein deutlicher Talzus Schub (2) entwickelt.



Abb. 17: Die Westflanke des Hölleberges mit Abrisskante(n) (1) und Talzuschub (2).

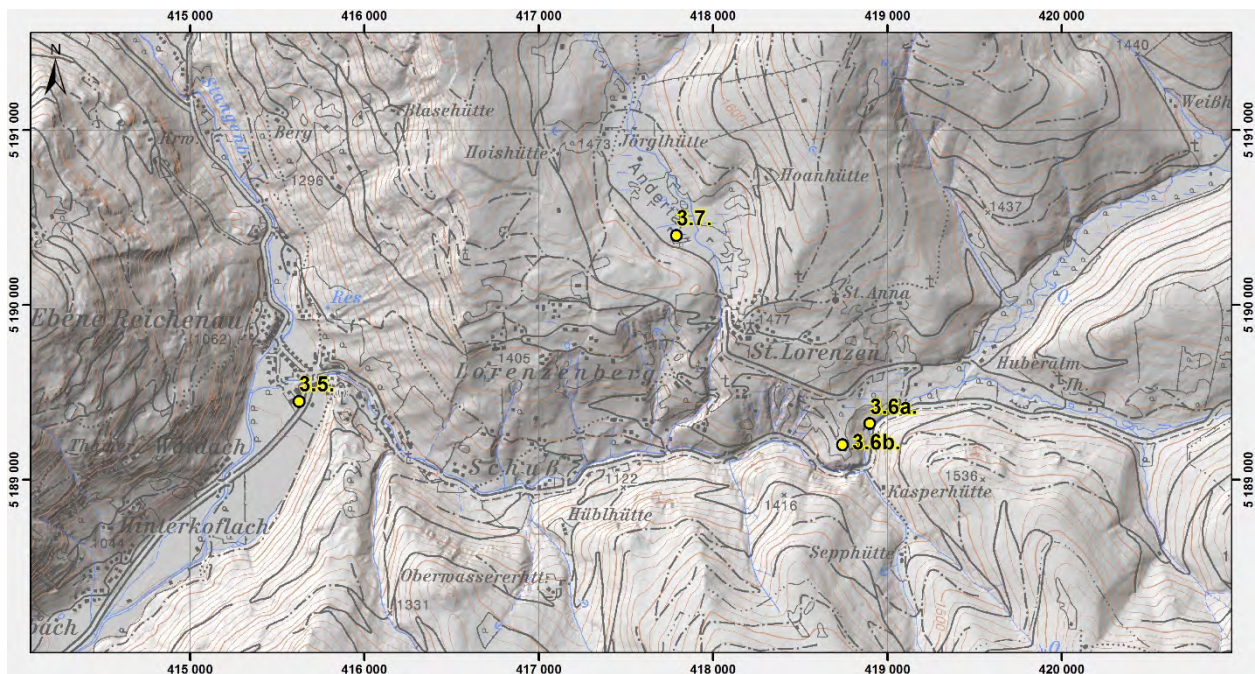


Abb. 18: Topografische Übersichtskarte des oberen Gurktales.

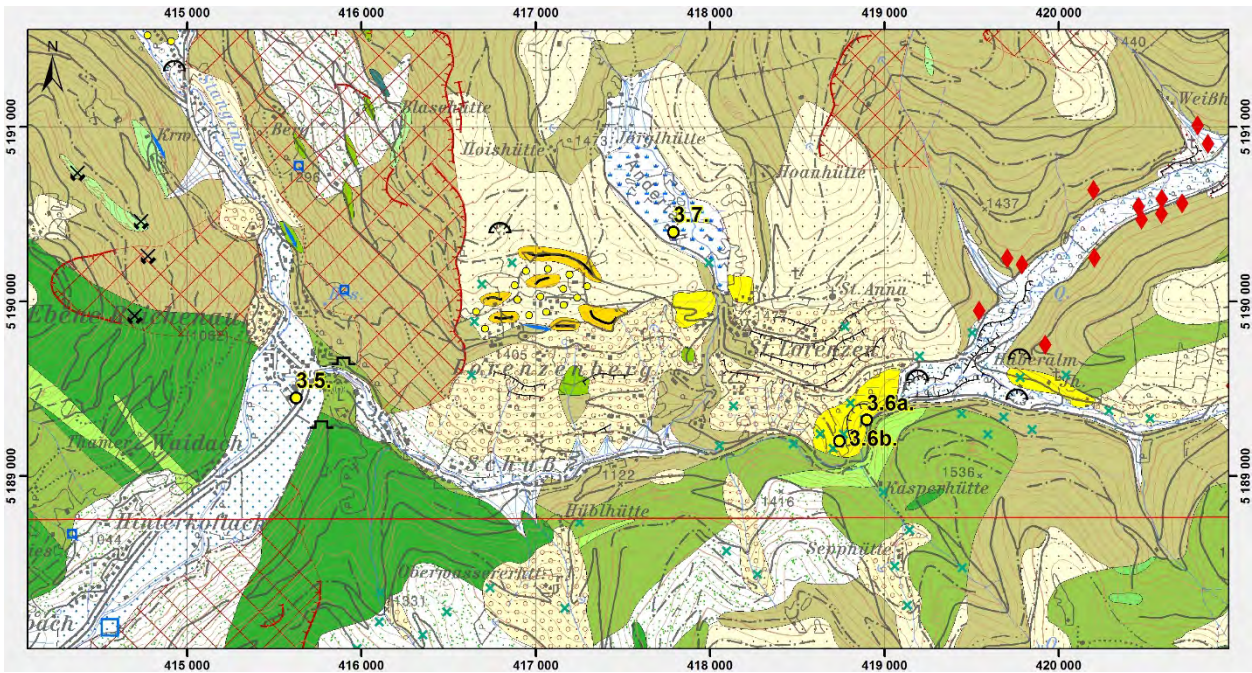


Abb. 19: Geologische Übersichtskarte des oberen Gurktales.

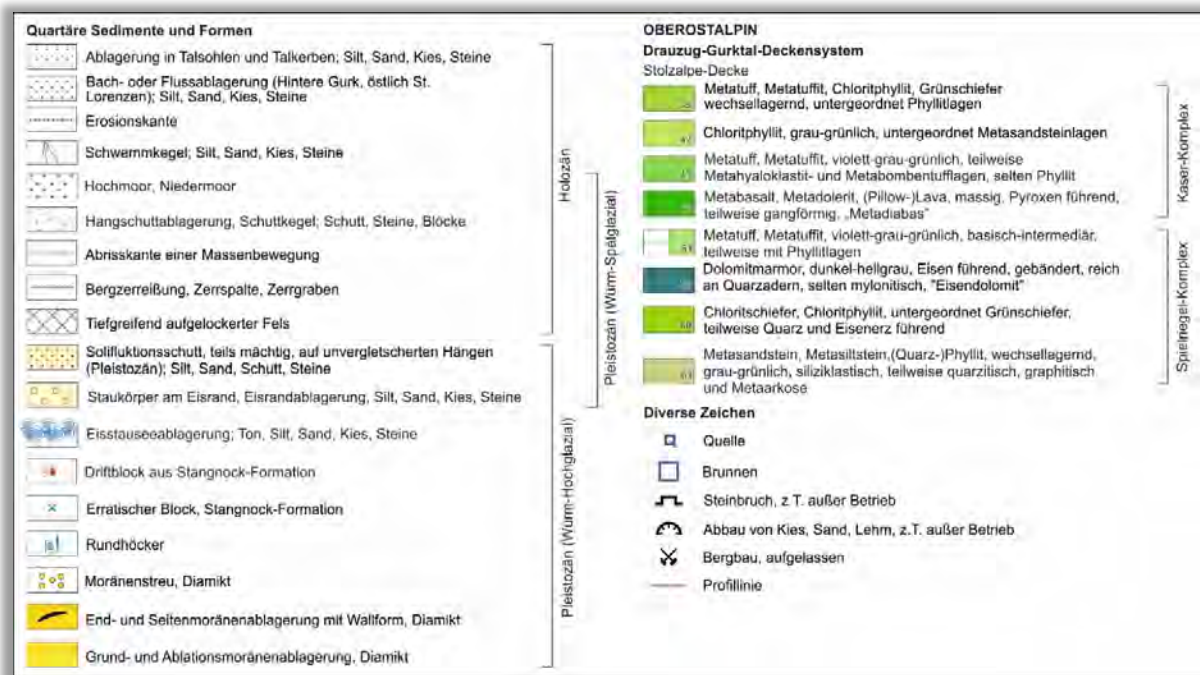


Abb. 20: Legende zur Geologischen Übersichtskarte des oberen Gurktales und zum Profil.

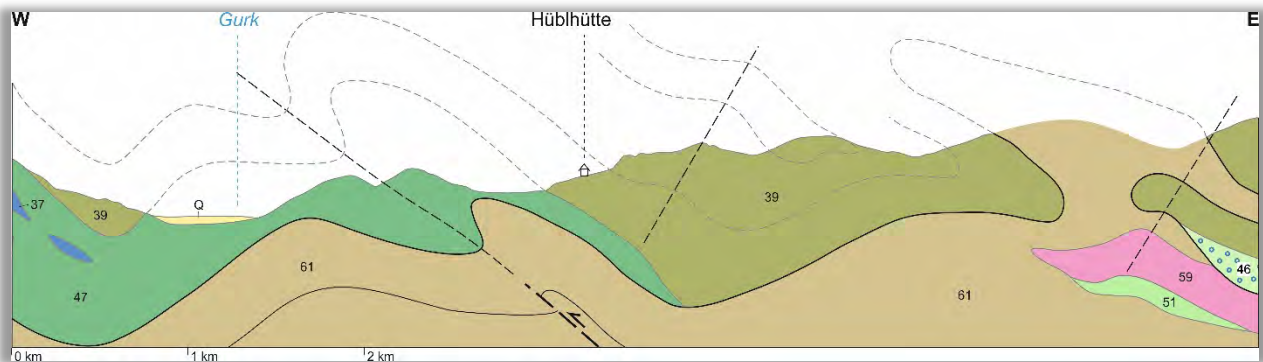


Abb. 21: W–E-Profil durch den Spielriegel- und Kaser-Komplex der Stolzalpe-Decke.

Stopp 3.6a. + b.: Grundmoräne des Hochglazials; Stausee mit „Driftblöcken“ und Erratischen Blöcken der Stangnock-Formation

Lokalität: GK25 Radenthein-Ost, südöstlich St. Lorenzen (UTM 33N: 6a: 0418899/5189321; 6b: 0418742/5189201). [Haltemöglichkeit: Kurve an der Landesstraße L65]

Man folgt von Ebene Reichenau aus nun der L65 Richtung Hochrindl und erreicht nach ca. 4 km, kurz vor der Abzweigung nach St. Lorenzen links der Straße, eine kleine Brücke. Wenige Meter flussaufwärts am orografisch rechten Flussufer der Gurk kann man hier Reste einer Grundmoräne (Abb. 18–21, Stopp 3.6a) sehen. Zurück bei der Brücke führt ein kleiner Fahrweg ca. 250 m zu einer Lichtung mit Erratischen Blöcken (Stopp 3.6b).

Der Gletscherast, der in das oberste Gurktal eindrang, endete bei St. Lorenzen mit einer Oberfläche in 1.480 bis 1.490 m etwa auf Höhe der Kirche St. Lorenzen (Abb. 23). Hier ist südöstlich im Gurktal Grundmoräne mit gekritzten Geschieben und aufliegenden Blöcken der Stangnock-Formation aufgeschlossen (Abb. 22a–c).

Durch den Verschluss des obersten Gurktals bildete sich ein Stausee. Die Seebildung verhinderte ein weiteres Vordringen des Gletschers im Gurktal, da sich eine Kalbungsfront von rund 100–120 m Höhe ausbildete. Da der Stausee eine Spiegelhöhe von 1.460 m hatte, überragte ihn die Kalbungsfront um rund 20–30 m (Abb. 24). Von ihr lösten sich kleine Eisberge, die Blöcke der Stangnock-Formation bis zu den Stauwurzeln der beiden Arme des Sees transportierten (Abb. 25).

Beim Abschmelzen des Eisstroms blieb anschließend eine größere Zahl bis zu mehrerer Kubikmeter großer Blöcke, wie der ca. 30 m³ große Block am Waldrand (Abb. 23), an der Oberfläche der Moräne (Abb. 22) liegen. Die Blöcke wurden aus dem Liefergebiet der Turracher Höhe (Gesteine der Stangnock-Formation; Abb. 23) fast ausschließlich in das oberste Gurktal transportiert.

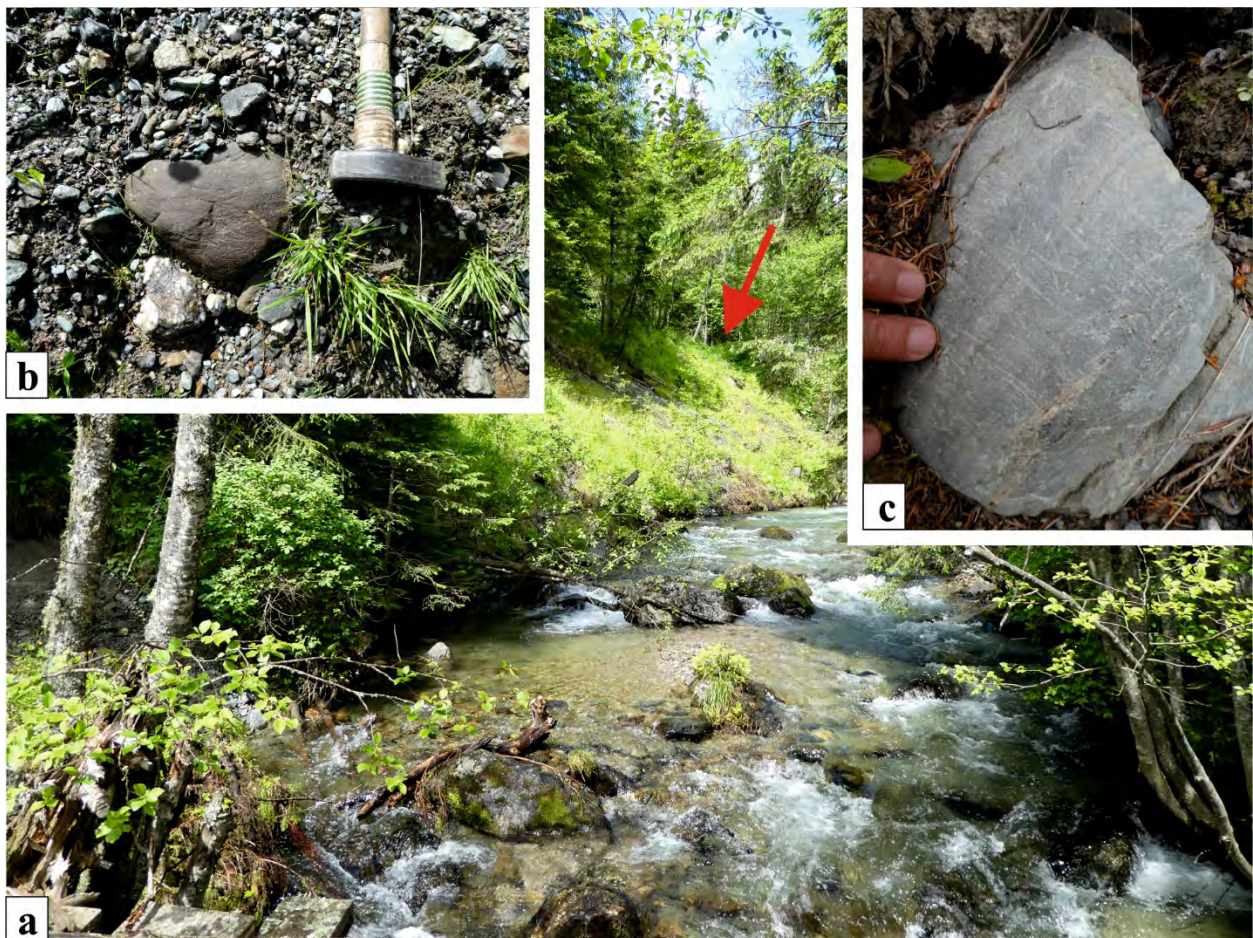


Abb. 22: a) Grundmoräne an der Gurk (Pfeil). b, c) Gekritzte Geschiebe der Stangnock-Formation und des Spielriegel-Komplexes darin.



Abb. 23: Blöcke der Stangnock-Formation auf der Grundmoräne. Die Kirche von St. Lorenzen steht ungefähr auf Höhe der Eisoberfläche.



Abb. 24: Rekonstruktion des Arms des Eisstausees bei Hochrindl-Alpl und der Kalbungfront mit Blickrichtung Südwesten; Kapelle St. Anna (1), Kirche St. Lorenzen (2).

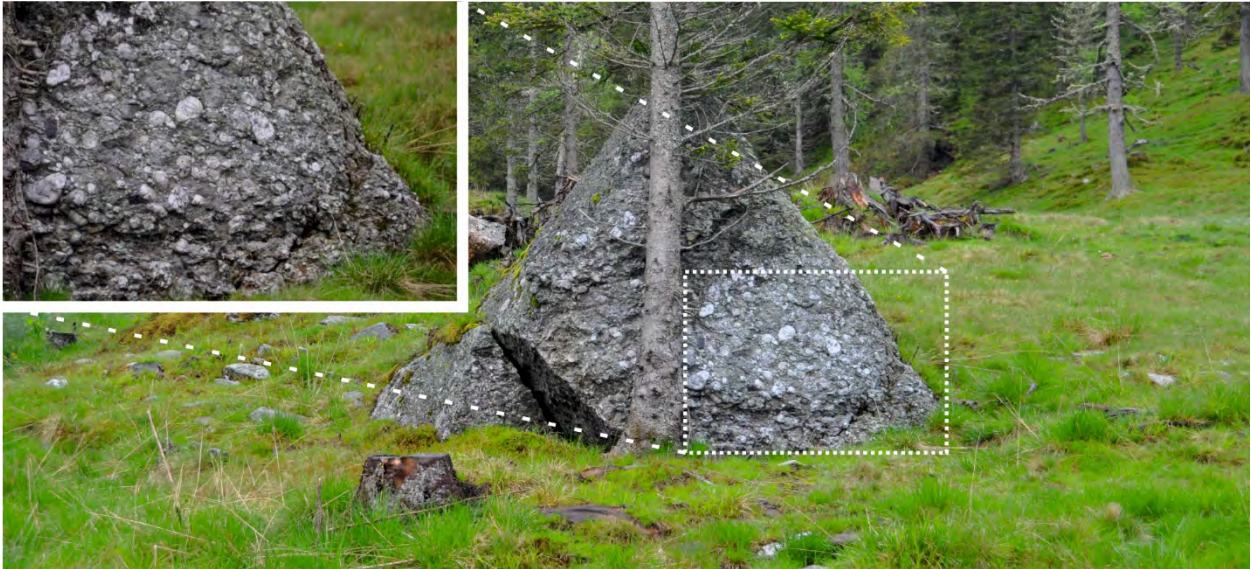


Abb. 25: Einer der großen Driftblöcke aus Stagnock-Formation östlich der Messaneggenhütte rund 4 km von der Kalbungsfront entfernt.

Stopp 3.7.: St. Lorenzen-Hochmoor im Andertal

Lokalität: GK25 Radenthein-Ost, Andertal (UTM 33N: 0417791/5190399).

[Haltemöglichkeit: Kehre am Weg zum Moor]

Von der Abzweigung nach St. Lorenzen folgt man der Straße nun 1.800 m und erreicht in der ersten Rechtskehre den Weg zum Andertal (Abb. 18).

Der Eisstrom, der das Gurktal östlich Ebene Reichenau erfüllte, blockierte nicht nur den obersten Abschnitt des Tales, sondern auch das Andertal, in dem sich ebenso ein kleiner Stausee bildete, was anhand Rhizopoden-Schalen und Algenresten bewiesen wurde (FRITZ, 1964). Durch die geringere Wasserführung des lokalen Baches, im Gegensatz zur Gurk, bildete sich hier eine geringmächtige, mehrere Meter mächtige Füllung von Ton und Sand (FRITZ, 1964), auf der sich dann im Spätglazial ein ca. 4–7 m mächtiges Hochmoor entwickelte (FRITZ, 1964; KARRE & STEINER, 2005). Das Natura 2000-Gebiet St. Lorenzener Hochmoor (ca. 11 ha) liegt auf etwa 1.460 m Seehöhe und umfasst mit angrenzenden Flächen 48 ha (Abb. 26a, b). Dieses Naturschutzgebiet besteht seit 2002 und von 2003 bis 2005 wurden von der Arge NATURSCHUTZ Erhebungen zur Tier- und Pflanzenwelt, als auch zu den hydrologischen Rahmenbedingungen durchgeführt. 2005 wurde ein umfassender Managementplan zum Schutz und der nachhaltigen Erhaltung des Moorgebietes erstellt (KARRE & STEINER, 2005). Der Torfabbau begann 1892 und 1903 wurde die Autertaler Torfverwertungsgenossenschaft gegründet (KARRE & STEINER, 2005). Von 1908 bis 1969 wurde ein kleiner Teil des Hochmoores zur Gewinnung von Torf als Stallstreu genutzt, eine Brenntorfnutzung ist nicht nachgewiesen (KRAINER & DABERNIG, 2006).

Dieses einzigartige Bergkiefern (*Pinus mugo*)-Hochmoor (KRISAI & FRANZ, 2012) ist durch seine besonderen Lebensraumtypen sowie seine teils stark gefährdeten etwa 360 Pflanzenarten (Abb. 26c) und ca. 130 Arten aus 12 Tiergruppen charakterisiert (KRAINER & DABERNIG, 2006; SCHULTZ et al., 2006).

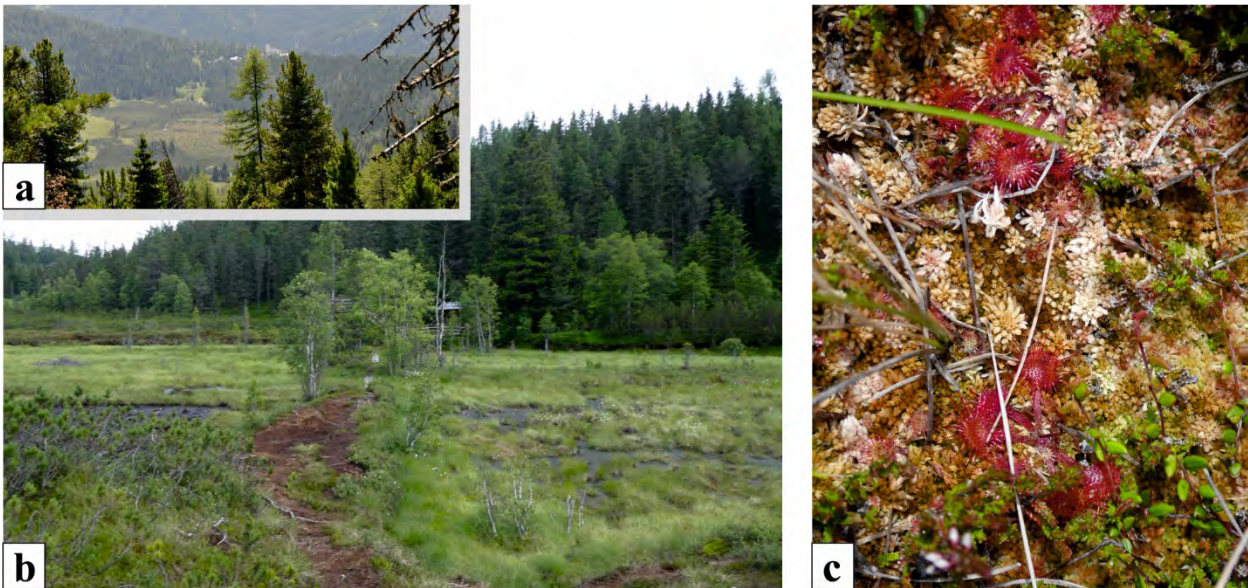


Abb. 26: a) Das „Latschenhochmoor“ im Andertal mit der Kirche von St. Lorenzen im Hintergrund. b) Renaturierung im Bereich von ehemaligen Torfstichen im zentralen Bereich des Hochmoores. c) Beispiel für die einzigartige Florenwelt – Rundblatt-Sonnentau (*Drosera rotundifolia*).

Literatur

- FRITZ, A. (1964): Pollenanalytische Untersuchungen des Bergkiefern-Hochmoores im Auertal, Kärnten. – Carinthia II, **154/74**, 40–59, Klagenfurt.
- HUET, B. (2015). Strukturgeologie der Stolzalpe-Decke auf Blatt Radenthein-Ost (UTM 3106). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **155**, 121–145, Wien.
- IGLSEDER, C. (2019a): Lithostratigrafische und lithodemische Einheiten auf GK25 Blatt Radenthein-Ost. – In: GRIESMEIER, G.E.U. & IGLSEDER, C. (Eds.): Arbeitstagung 2019 der Geologischen Bundesanstalt – Geologie des Kartenblattes GK25 Radenthein-Ost, 19–44, Wien.
- IGLSEDER, C. (2019b): Geologische und Tektonische Karte der Gurktaler Alpen 1:250.000. – In: GRIESMEIER, G.E.U. & IGLSEDER, C. (Eds.): Arbeitstagung 2019 der Geologischen Bundesanstalt – Geologie des Kartenblattes GK25 Radenthein-Ost, 48–54, Wien.
- IGLSEDER, C. & HUET, B. (2019): Tektonische Einheiten auf GK25 Blatt Radenthein-Ost und angrenzenden Gebieten. – In: GRIESMEIER, G.E.U. & IGLSEDER, C. (Eds.): Arbeitstagung 2019 der Geologischen Bundesanstalt – Geologie des Kartenblattes GK25 Radenthein-Ost, 5–18, Wien.
- IGLSEDER, C., HUET, B., RANTITSCH, G., RATSCHBACHER, L. & PFÄNDER, J. (2016): Age and structure of the Stolzalpe nappe – Evidence for Variscan metamorphism, Eoalpine top-to-the-WNW thrusting and top-to-the-ESE normal faulting (Gurktal Alps, Austria). – In: ORTNER, H. (Ed.): GeoTirol 2016, Annual Meeting DGGV, 25–28 September 2016, Innsbruck, Austria: Abstract Volume, 137, Innsbruck.
- IGLSEDER, C., HUET, B., SCHUSTER, R., RANTITSCH, G., DUNKL, I. & RATSCHBACHER, L. (2018): A section through the uppermost Upper Austroalpine – Insights from the Gstoder, Bundschuh, Königstuhl and Stolzalpe Nappes (Gurktal Alps, Austria). – In: KOUKAL, V. & WAGREICH, M. (Eds.): PANGEO AUSTRIA 2018 – Abstracts. – Berichte der Geologischen Bundesanstalt, **128**, 66, Wien.
- IGLSEDER, C., VAN HUSEN, D., HUET, B., KNOLL, T. & SCHÖNLAUB, H.P. (2019a): Geologische Karte der Republik Österreich 1:25.000, Blatt Radenthein-Nordost. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- IGLSEDER, C., SCHÖNLAUB, H.P., VAN HUSEN, D., KABON, H. & SCHWAZ, L. (2019b): Geologische Spezialkarte Turracherhöhe 1:10.000. – In: SCHÖNLAUB, H.P., IGLSEDER, C., VAN HUSEN, D., KABON, H. & BRÜGGEMANN-LEDOLTER, M. (Eds.): Feuer und Eis Geotrail-Erlebniswege Turracher Höhe, 152 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- KABON, H. & IGLSEDER, C. (2019): Fossile Floren der Stangnock-Formation in den Gurktaler Alpen (Turracher Höhe, Nesselbachgraben, Reißeck, Frauennock). – In: GRIESMEIER, G.E.U. & IGLSEDER, C. (Eds.): Arbeitstagung 2019 der Geologischen Bundesanstalt – Geologie des Kartenblattes GK25 Radenthein-Ost, 55–83, Wien.
- KARRE, B. & STEINER, M. (2005): Managementkonzept für das Hochmoor Autertal. – Stapfia, **85**, 453–484, Linz.
- KRAINER, K & DABERNIG, M. (2006) Kulturlandschaftsprojekt Kärnten Natura 2000-Gebiet St. Lorenzener Hochmoor. – Kärntner Naturschutzbericht, **10**, 17–27, Klagenfurt.

- KRISAI, R. & FRANZ, W.R. (2012): Das Hochmoor im Andertal – Kleinod in den Kärntner Nockbergen. – *Natur & Land*, **98/2**, 44–49, Salzburg.
- RANTITSCH, G. & IGLSEDER, C. (2019): Die eoalpidische Metamorphose am Nordwest-Rand des Drauzug-Gurktal-Deckensystems. – In: GRIESMEIER, G.E.U. & IGLSEDER, C. (Eds.): Arbeitstagung 2019 der Geologischen Bundesanstalt – Geologie des Kartenblattes GK25 Radenthein-Ost, 84–86, Wien.
- SCHÖNLAUB, H.P., VAN HUSEN, D., HUET, B. & IGLSEDER, C. (2019): Geologische Karte der Republik Österreich 1:25.000, Blatt Radenthein-Südost. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- SCHULTZ, H., JANECEK, B., HESS, M. REUSCH, H. & GRAF, W. (2006): Das Makrozoobenthos des Natura 200-Gebietes St. Lorenzener Hochmoor (Andertal, Kärnten) unter besonderer Berücksichtigung der Libellenfauna (Insecta: Odonata). – *Carinthia II*, **196/116**, 343–358, Klagenfurt.
- VAN HUSEN, D. (2012): Zur glazialen Entwicklung des oberen Gurktales. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **152/1–4**, 39–56, Wien.
- VAN HUSEN, D. (2019): Eiszeitliche Entwicklung im Gebiet der Turrach zwischen dem Mur- und Draugletscher. – In: GRIESMEIER, G.E.U. & IGLSEDER, C. (Eds.): Arbeitstagung 2019 der Geologischen Bundesanstalt – Geologie des Kartenblattes GK25 Radenthein-Ost, 45–47, Wien.

Anschriften der Autorinnen und Autoren

CHRISTIAN AUER: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien.
christian.auer@geologie.ac.at

THORSTEN BARTOSCH: Karl-Franzens-Universität Graz, Institut für Erdwissenschaften,
Universitätsplatz 2, 8010 Graz. thorsten.bartosch@edu.uni-graz.at

RUDOLF BERKA: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien.
rudolf.berka@geologie.ac.at

MANFRED BERNROIDER: Paris-Lodron-Universität Salzburg, Fachbereich Geographie und Geologie,
Hellbrunner Straße 34, 5020 Salzburg. manfred.bernroider@sbg.ac.at

MICHAEL BERTAGNOLI: Niederösterreichische Landesregierung, BD1 Abteilung Allgemeiner
Baudienst – Geologischer Dienst, Landhausplatz 1, Haus 13, 3109 St. Pölten.
michael.bertagnoli@noel.gv.at

THOMAS BRUS: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien.
thomas.brus@geologie.ac.at

SHUYUN CAO: Paris-Lodron-Universität Salzburg, Fachbereich Geographie und Geologie,
Hellbrunner Straße 34, 5020 Salzburg. shuyun.cao@sbg.ac.at

YANLONG DONG: Paris-Lodron-Universität Salzburg, Fachbereich Geographie und Geologie,
Hellbrunner Straße 34, 5020 Salzburg. yldong@cug.edu.cn

YUNPENG DONG: State Key Laboratory of Continental Dynamics, Department of Geology, Northwest
University, China, Northern Taibai Str. 229, Xi'an 710069, China. dongyp@nwu.edu.cn

DANIEL ELSTER: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien.
daniel.elster@geologie.ac.at

EMMANOUIL FLERIS: TU Wien, Forschungsbereich Ingenieurgeologie, Institut für Geotechnik,
Karlsplatz 13/220-1, 1040 Wien. emmanouil.fleris@tuwien.ac.at

NILS FRANK: Karl-Franzens-Universität Graz, Institut für Erdwissenschaften, Bereich Petrologie und
Geochemie, Universitätsplatz 2, 8010 Graz. nils.frank@uni-graz.at

WOLFGANG FRANK: Universität Wien, Althanstraße 14, 1090 Wien. wolfgang.frank@univie.ac.at

JOHANN GENSER: Paris-Lodron-Universität Salzburg, Fachbereich Geographie und Geologie,
Hellbrunner Straße 34, 5020 Salzburg. johann.genser@sbg.ac.at

BERNHARD GASEMANN: Universität Wien, Department für Geodynamik und Sedimentologie,
Althanstraße 14, 1090 Wien. bernhard.grasemann@univie.ac.at

GERIT E.U. GRIESMEIER: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien.
gerit.griesmeier@geologie.ac.at

ALFRED GRUBER: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien.
alfred.gruber@geologie.ac.at

VIKTORIA HAIDER: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien.
viktoria.haider@geologie.ac.at

CHRISTOPH HAUZENBERGER: Karl-Franzens-Universität Graz, Institut für Erdwissenschaften, Bereich
Petrologie und Geochemie, Universitätsplatz 2, 8010 Graz. christoph.hauzenberger@uni-graz.at

DENGFENG HE: State Key Laboratory of Continental Dynamics, Department of Geology, Northwest University, China, Northern Taibai Str. 229, Xi'an 710069, China. hedengfeng000@163.com

HORST HEGER: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien.
horst.heger@geologie.ac.at

MARIA HEINRICH: Marxergasse 37/5, 1030 Wien. maria.heinrich@gmx.at

ESTHER HINTERSBERGER: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien.
esther.hintersberger@geologie.ac.at

GERHARD HOBIGER: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien.
gerhard.hobiger@geologie.ac.at

MARIANNE SOPHIE HOLLINETZ: Universität Wien, Department für Geodynamik und Sedimentologie, Althanstraße 14, 1090 Wien. marianne.sophie.hollinetz@univie.ac.at

CHRISTINE HÖRFARTER: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien.
christine.hoerfarter@geologie.ac.at

BENJAMIN HUET: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien.
benjamin.huet@geologie.ac.at

BO HUI: Paris-Lodron-Universität Salzburg, Fachbereich Geographie und Geologie, Hellbrunner Straße 34, 5020 Salzburg. bo.hui@hotmail.com

FRANKO HUMER: Umweltbundesamt GmbH, Grundwasser, Spittelauer Lände 5, 1090 Wien.
franko.humer@umweltbundesamt.at

CHRISTOPH IGLSEDER: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien.
christoph.iglseeder@geologie.ac.at

HERBERT KABON: Treffner Straße 5, 9500 Villach. i.h.kabon@gmx.at

TANJA KNOLL: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien. tanja.knoll@geologie.ac.at

WALTER KURZ: Karl-Franzens-Universität Graz, Institut für Erdwissenschaften, Heinrichstraße 26, 8010 Graz. walter.kurz@uni-graz.at

RICHARD LEIN: Universität Wien, Department für Geodynamik und Sedimentologie, Althanstraße 14, 1090 Wien. richard.lein@univie.ac.at

MANFRED LINNER: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien.
manfred.linner@geologie.ac.at

IRENA LIPIARSKA: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien.
irena.lipiarska@geologie.ac.at

PIOTR LIPIARSKI: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien.
piotr.lipiarski@geologie.ac.at

XIAOMING LIU: State Laboratory of Continental Dynamics, Department of Geology, Northwest University, Northern Taibai Str. 229, Xi'an 710069, China. liuxm@nwu.edu.cn

MARTIN MASLO: Elisenstraße 12/2/15, 1230 Wien. martin.maslo@gmx.at

SANDRA MELZNER: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien.
sandra.melzner@geologie.ac.at

BEATRIX MOSHAMMER: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien.
beatrix.moshammer@geologie.ac.at

KLAUS MOTSCHKA: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien.
klaus.motschka@geologie.ac.at

FRANZ NEUBAUER: Paris-Lodron-Universität Salzburg, Fachbereich Geographie und Geologie,
Hellbrunner Straße 34, 5020 Salzburg. franz.neubauer@sbg.ac.at

SEBASTIAN PFLEIDERER: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien.
sebastian.pfleiderer@geologie.ac.at

RUDOLF PHILIPPITSCH (pensioniert): ehemals Bundesministerium für Nachhaltigkeit und Tourismus,
Abteilung IV/3: Nationale und internationale Wasserwirtschaft, Marxergasse 2, 1030 Wien.

GERLINDE POSCH-TRÖZMÜLLER: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien.
gerlinde.posch@geologie.ac.at

ALEXANDER PREH: TU Wien, Forschungsbereich Ingenieurgeologie, Institut für Geotechnik,
Karlsplatz 13/220-1, 1040 Wien. alexander.preh@tuwien.ac.at

JULIA RABEDER: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien.
julia.rabeder@geologie.ac.at

GERD RANTITSCH: Montanuniversität Leoben, Lehrstuhl für Geologie und Lagerstättenlehre, Peter-
Tunner-Straße 5, 8700 Leoben. gerd.rantitsch@unileoben.ac.at

ORANNA REICHRATH: Paris-Lodron-Universität Salzburg, Fachbereich Geographie und Geologie,
Hellbrunner Straße 34, 5020 Salzburg. oranna.reichrath@stud.sbg.ac.at

JOHANNES REISCHER: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien.
johannes.reischer@geologie.ac.at

MARTIN REISER: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien.
martin.reiser@geologie.ac.at

HEINZ REITNER: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien.
heinz.reitner@geologie.ac.at

MANFRED ROCKENSCHAUB: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien.

ANNA ROGOWITZ: Universität Wien, Department für Geodynamik und Sedimentologie, Althanstraße
14, 1090 Wien. anna.rogowitz@univie.ac.at

INGRID SCHATTAUER: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien.
ingrid.schattauer@geologie.ac.at

ALBERT SCHEDL: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien.
albert.schedl@geologie.ac.at

THOMAS SCHEIBER: Western Norway University of Applied Sciences, Department of Environmental
Sciences, Postbox 7030, 5020 Bergen, Norway. thomas.scheiber@hvl.no

HANS PETER SCHÖNLAUB: Kötschach 350, 9640 Kötschach-Mauthen. hp.schoenlaub@aon.at

GERHARD SCHUBERT: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien.
gerhard.schubert@geologie.ac.at

RALF SCHUSTER: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien.
ralf.schuster@geologie.ac.at

LEONHARD SCHWARZ: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien.
leonhard.schwarz@geologie.ac.at

JOACHIM SCHWEIGL: Niederösterreichische Landesregierung, BD1 Abteilung Allgemeiner Baudienst
– Geologischer Dienst, Landhausplatz 1, Haus 13, 3109 St. Pölten. joachim.schweigl@noel.gv.at

OLIVER STAUBER: Paris-Lodron-Universität Salzburg, Fachbereich Geographie und Geologie,
Hellbrunner Straße 34, 5020 Salzburg. oliver.stauber@stud.sbg.ac.at

WERNER STÖCKL: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien.
werner.stoeckl@geologie.ac.at

KURT STÜWE: Karl-Franzens-Universität Graz, Institut für Erdwissenschaften, Universitätsplatz 2,
8010 Graz. kurt.stuewe@uni-graz.at

NILS TILCH: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien. nils.tilch@geologie.ac.at

BARBARA TRÄXLER: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien.
barbara.traxler@geologie.ac.at

PETER TROPPEL: Universität Innsbruck, Institut für Mineralogie und Petrographie, Innrain 52,
6020 Innsbruck. peter.troppe@uibk.ac.at

DIRK VAN HUSEN: Rustonstraße 7/4, 4810 Gmunden. dirk.van-husen@aon.at

LEOPOLD WEBER: Gentzgasse 129/2/45, 1180 Wien. office@geologie-weber.at

JULIA WEILBOLD: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien.
julia.weilbold@geologie.ac.at

MANUEL WERDENICH: Universität Wien, Department für Geodynamik und Sedimentologie,
Althanstraße 14, 1090 Wien. manuel.werdenich@univie.ac.at

GODFRID WESSELY: Siebenbrunnengasse 29/1, 1050 Wien. geowes@chello.at

INGEBORG WIMMER-FREY: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien.
ingeborg.wimmer-frey@geologie.ac.at

EDMUND WINKLER: Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien.
edmund.winkler@geologie.ac.at

SIHUA YUAN: Paris-Lodron-Universität Salzburg, Fachbereich Geographie und Geologie, Hellbrunner
Straße 34, 5020 Salzburg. sihua.yuan@sbg.ac.at

