

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).

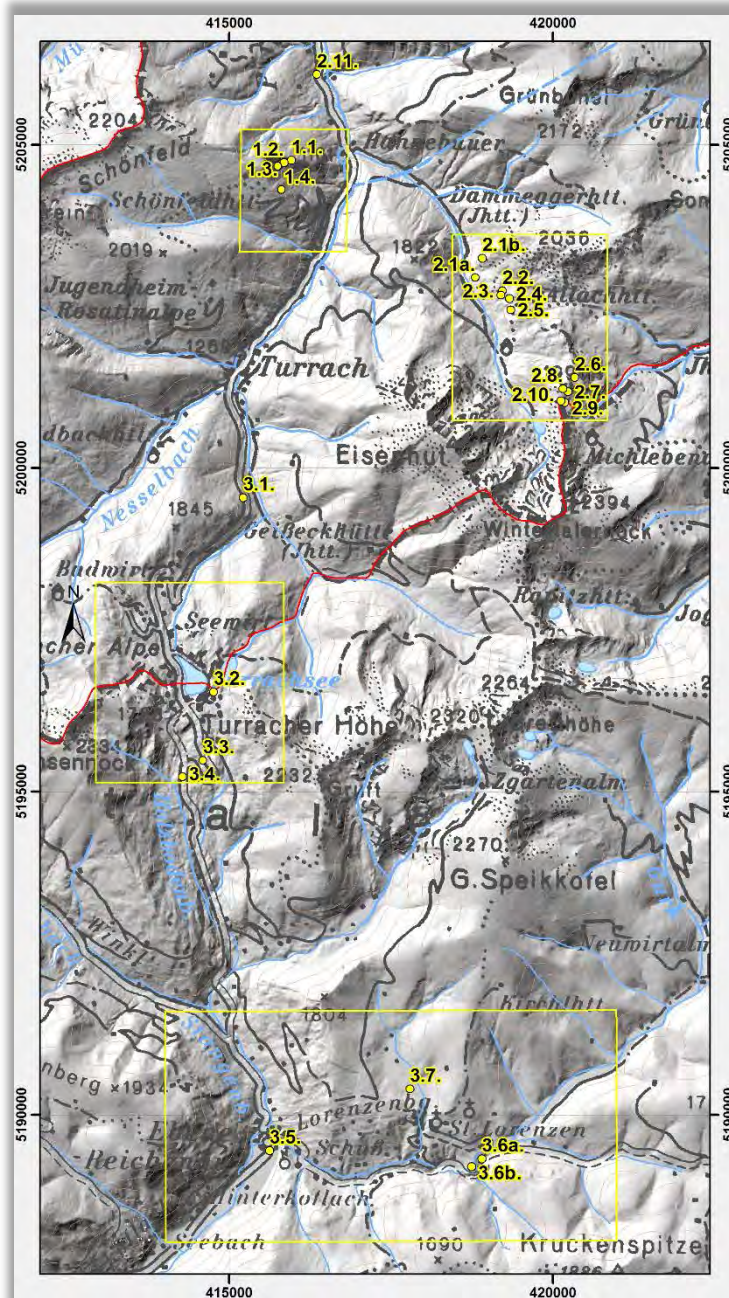


Abb. 1: Topografische Übersicht über alle Exkursionsgebiete und -punkte.

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.

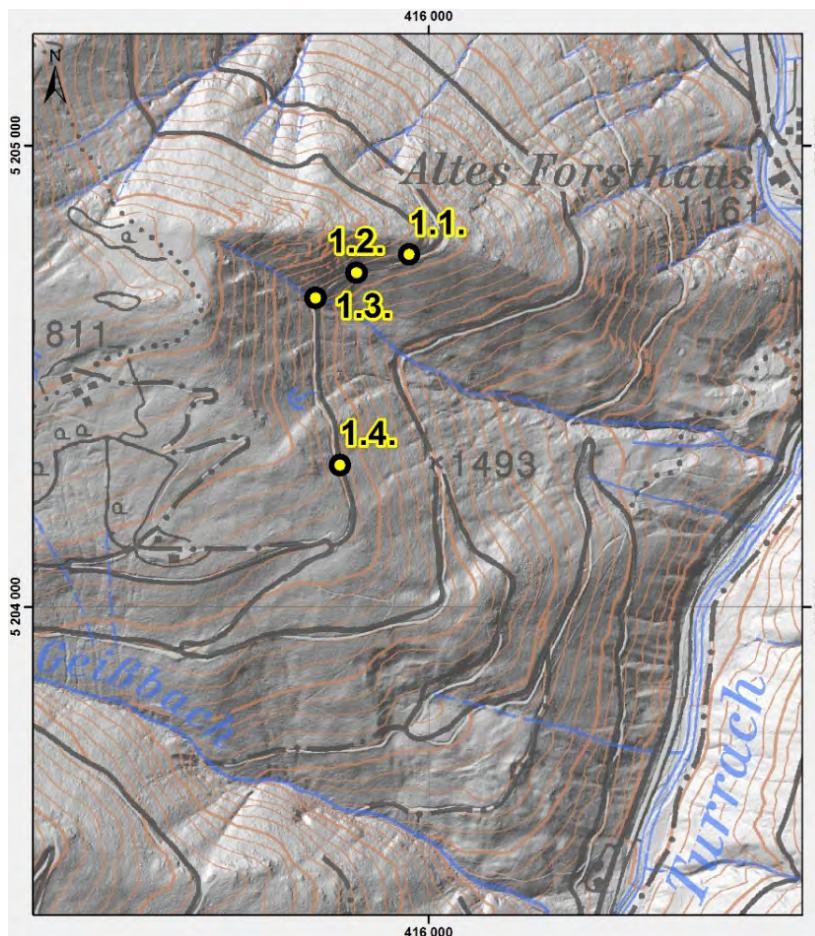


Abb. 1: Topografische Übersichtskarte zu Exkursion 1.

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).

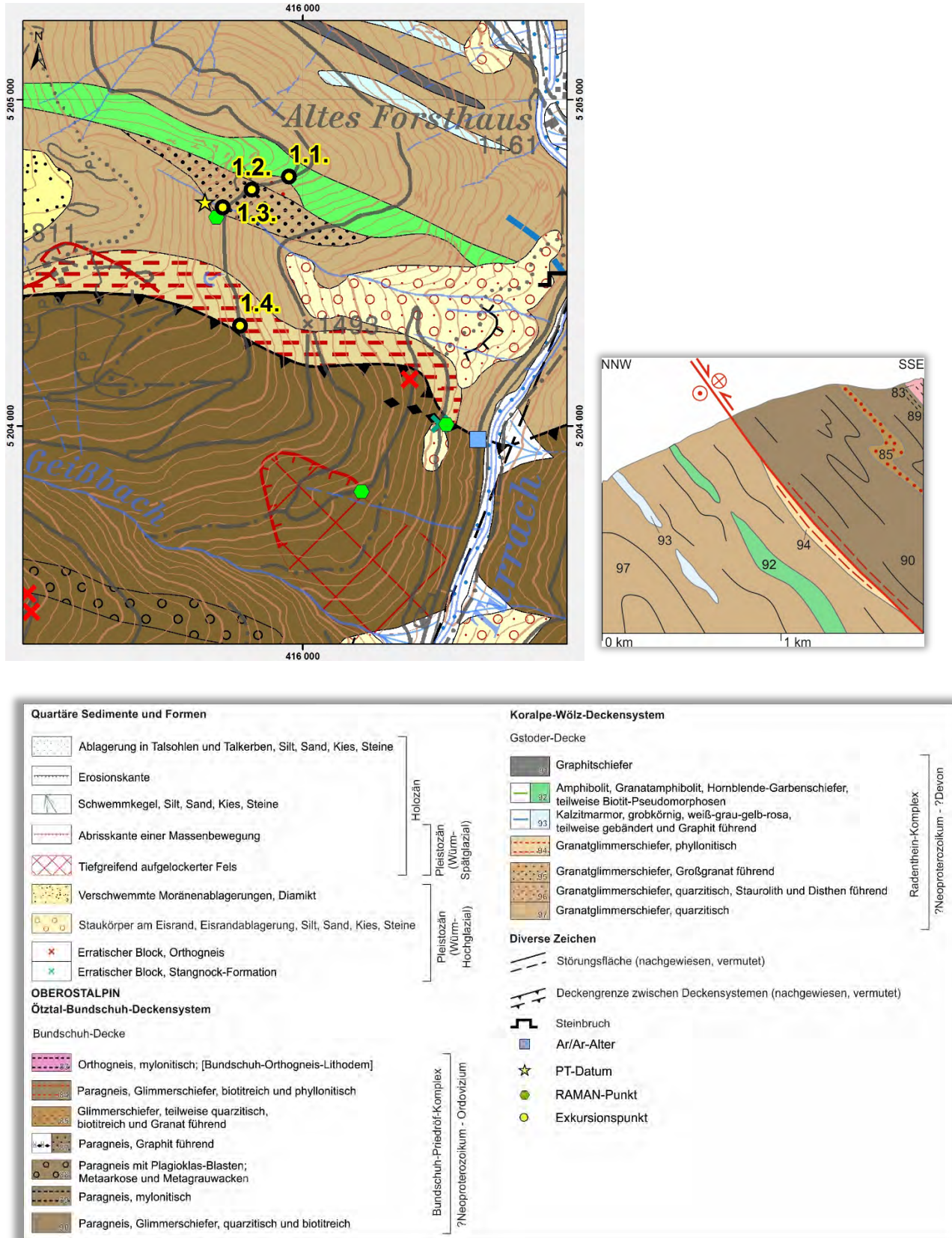


Abb. 2: Geologische Karte, Schematisches Profil und Legende zur Exkursion 1.

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).

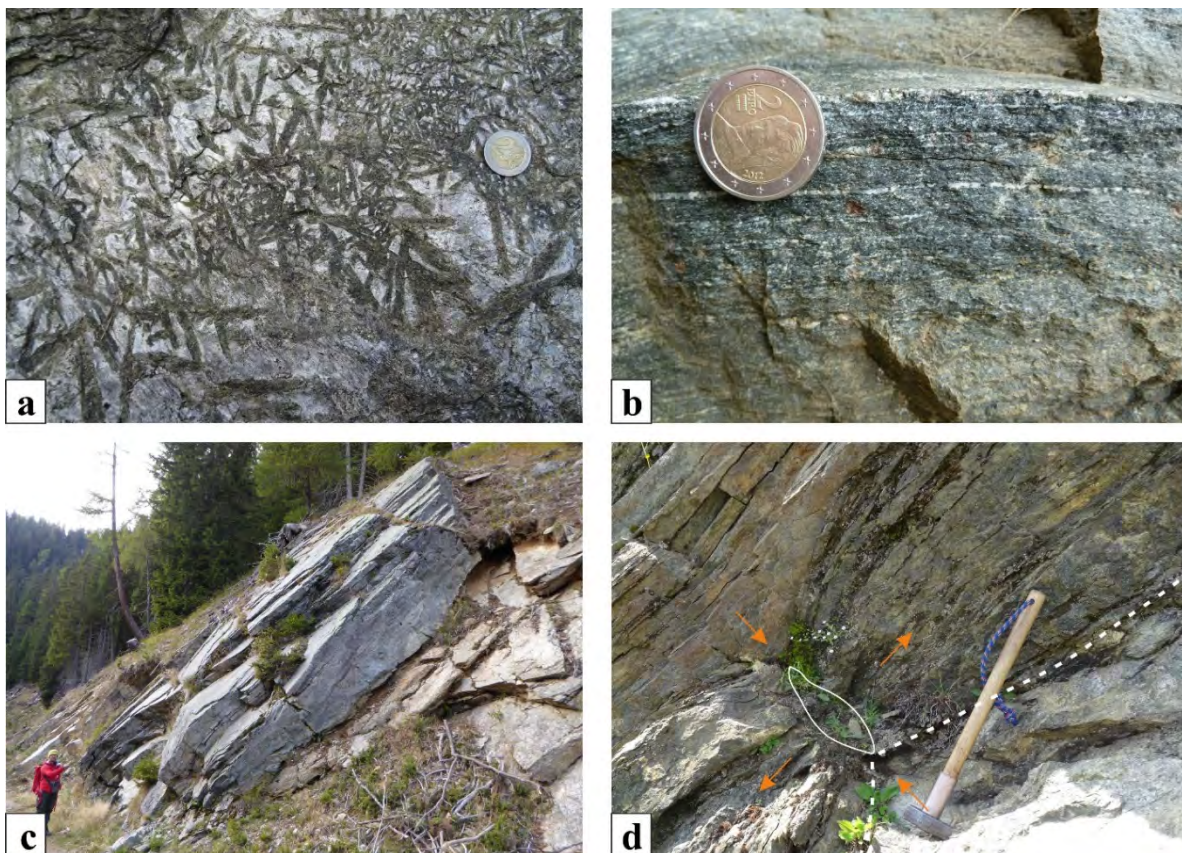


Abb. 3: Amphibolite aus dem Radenthein-Komplex. a) Hornblendegarben-Schiefer mit Hellglimmer und Biotit-Reaktionssäumen um die Hornblende. b) Gebänderter Granat-Amphibolit. c, d) Boudinage von Amphibolit und Granat-Glimmerschiefer. Entlang der Boudinlinie befindet sich ein Quarz-Amphibol-Gang (weiße 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.

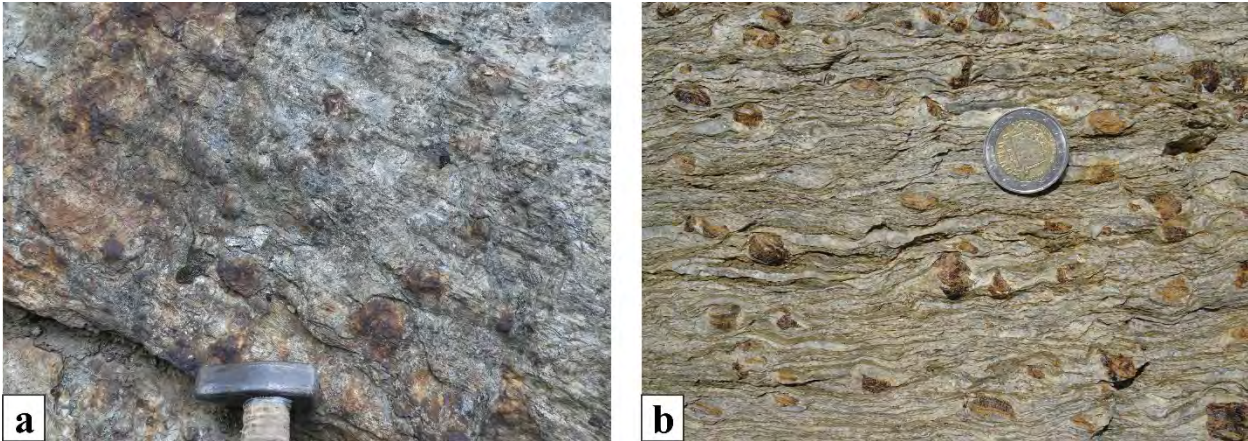


Abb. 4: Großgranat-Glimmerschiefer. a) Die Krenulationslineation ist an den Hellglimmern gut erkennbar. b) Die Granate sind teilweise deformiert und zeigen Interngefüge.

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 (IGLSIEDER 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.

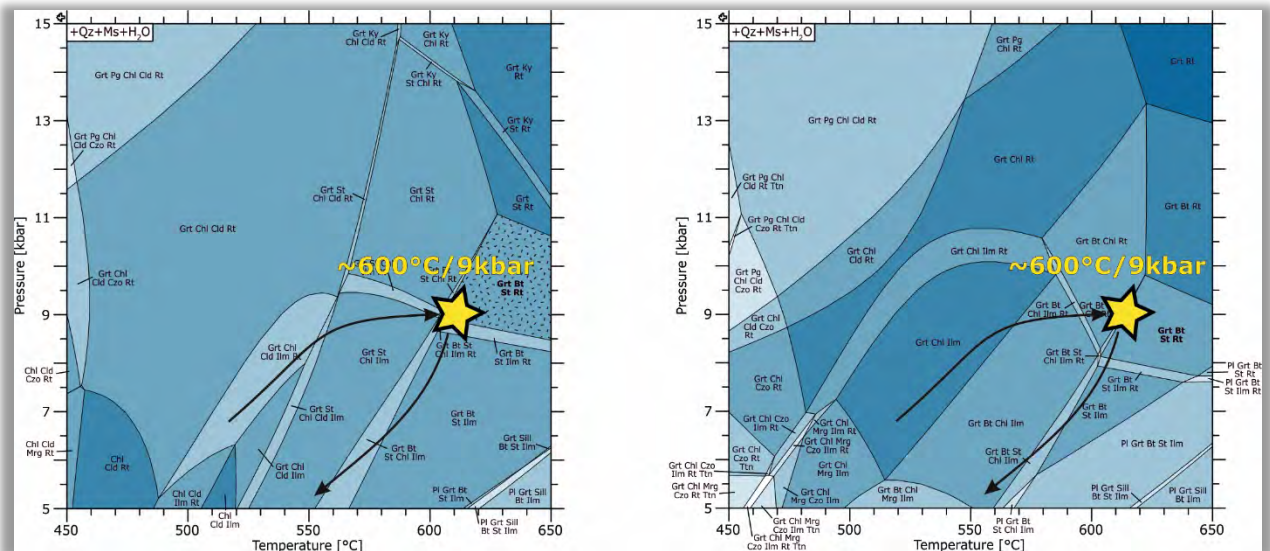


Abb. 6: PT-Metamorphosehöhepunkt für zwei Gesteine des Radenthein-Komplexes im südlichen Ramingstein-Fenster. Berechnet mit dem Theriak-Domino software Paket (DE CAPITANI & PETRAKAKIS, 2010); Thermodynamische Datenbank: HOLLAND & POWELL (2011); Aktivitätsmodelle: WHITE et al. (2014a, b); Chemisches System: 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.

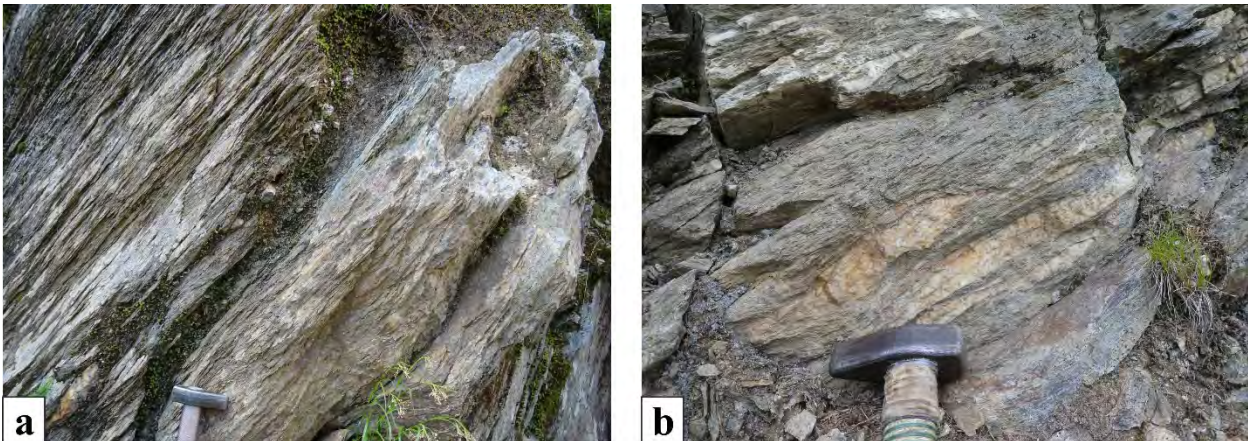


Abb. 7: a) Phyllonitisierter Granat-Glimmerschiefer mit < 2 mm großen Granaten. b) Quarzlage in Granat führendem Glimmerschiefer mit top-nach-(W)NW-gerichtetem Schersinn (Blickrichtung Südwest).

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 amphibolitfazielle 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.

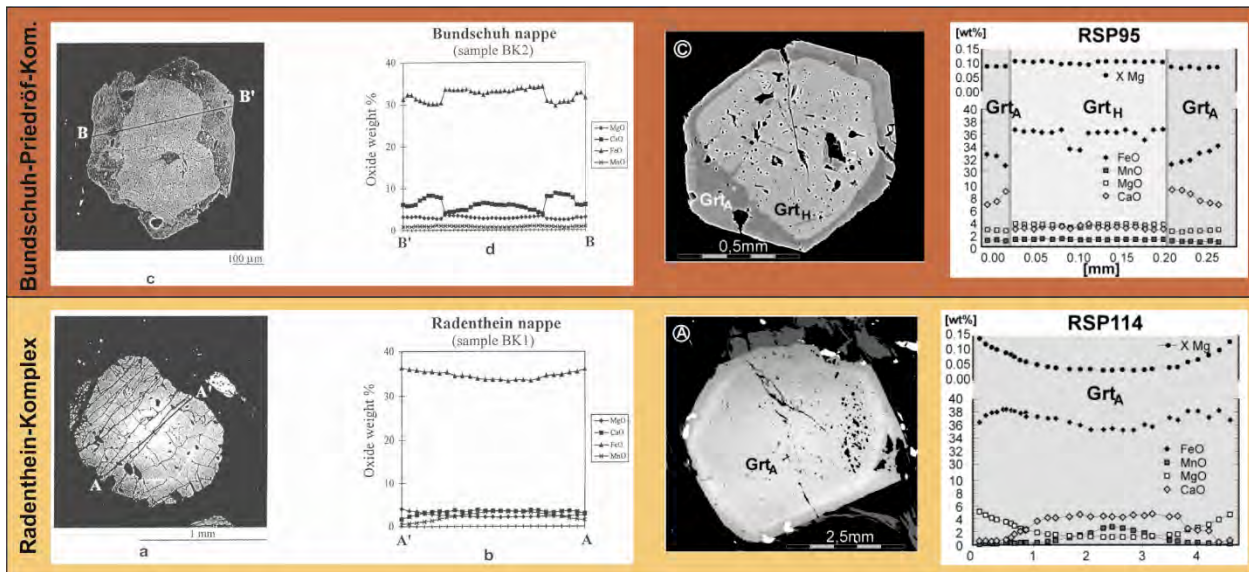


Abb. 8: Granatprofile des Radenthein- und Bundschuh-Priedröf-Komplexes nach KOROKNAI et al. (1999, links) und SCHUSTER & FRANK (1999, rechts).

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).

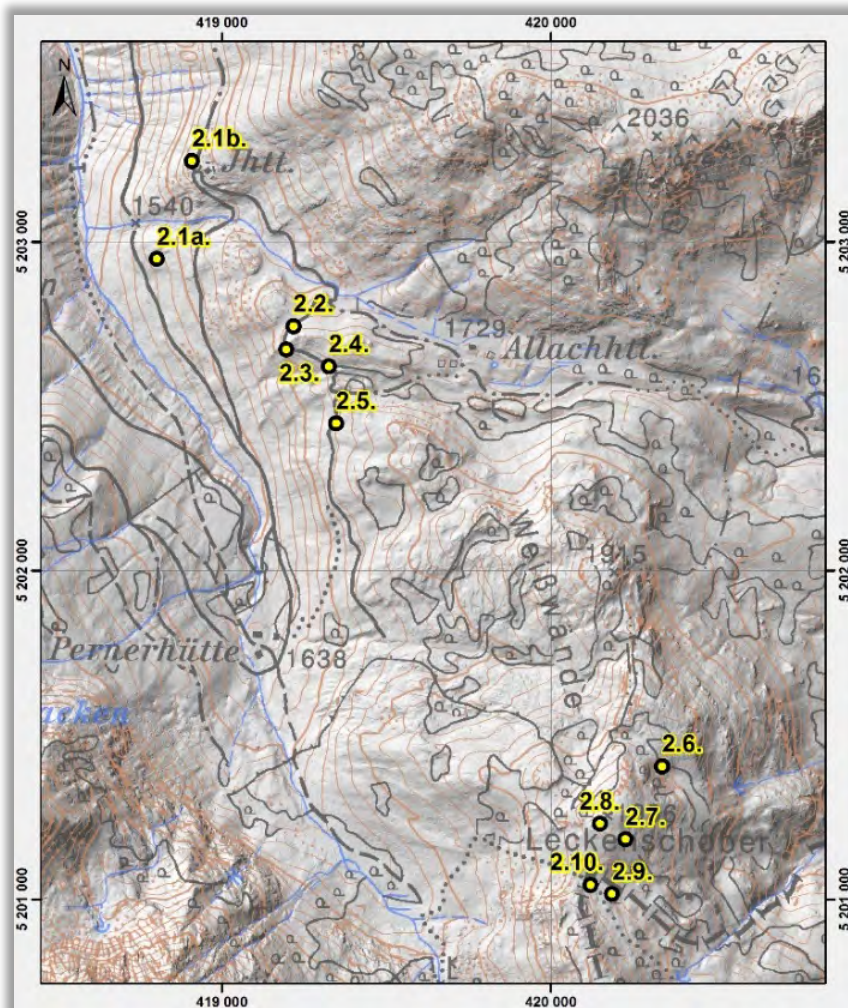


Abb. 1: Topografische Übersichtskarte zu Exkursion 2 (Lage Stopp 2.11. siehe Abb. 1, Seite 238).

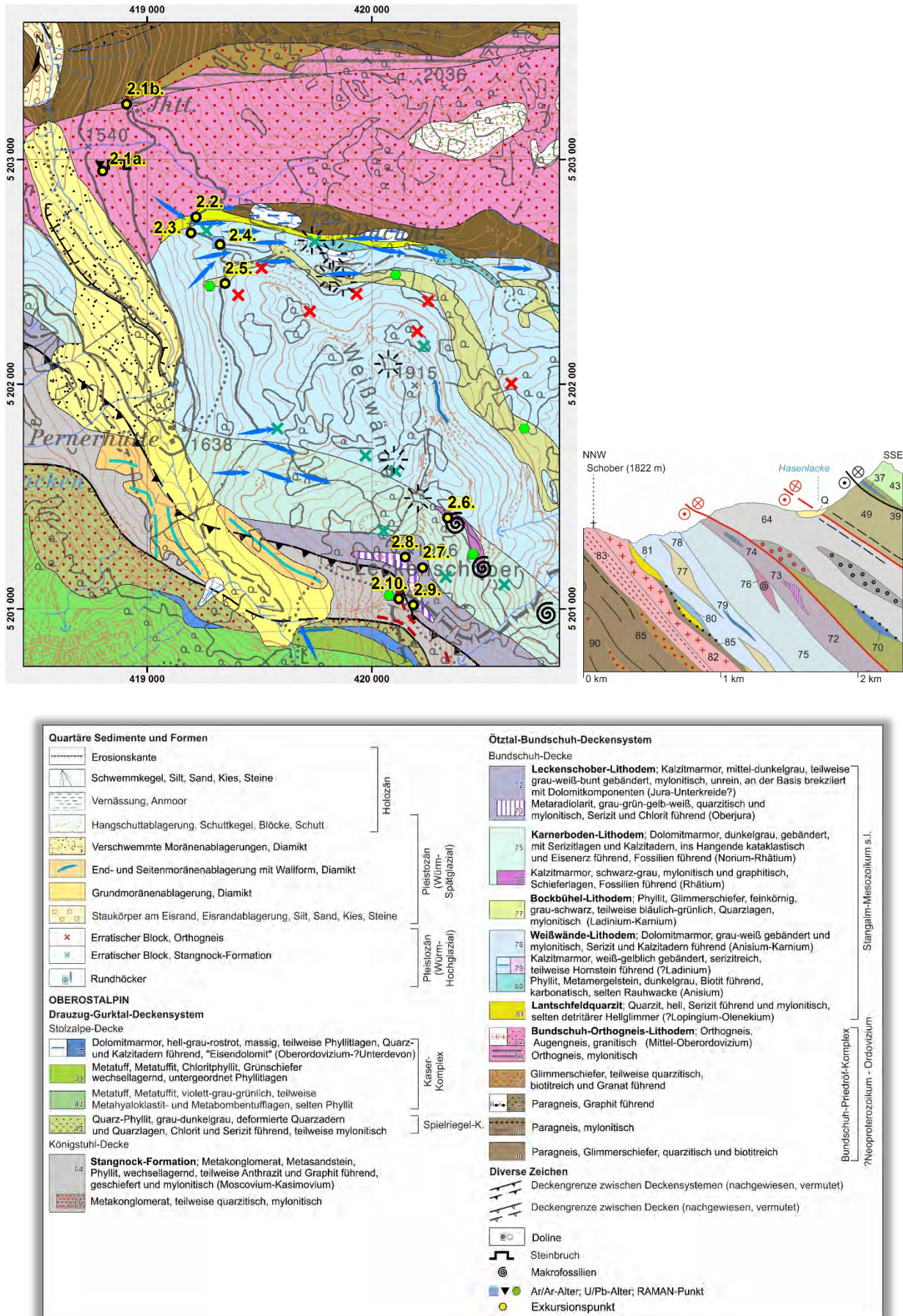


Abb. 2: Ausschnitt aus der Geologischen Karte GK25 Radenthein-Nordost, schematisches NNW–SSE-Profil und Legende (IGLSEDER et al., 2019).

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).

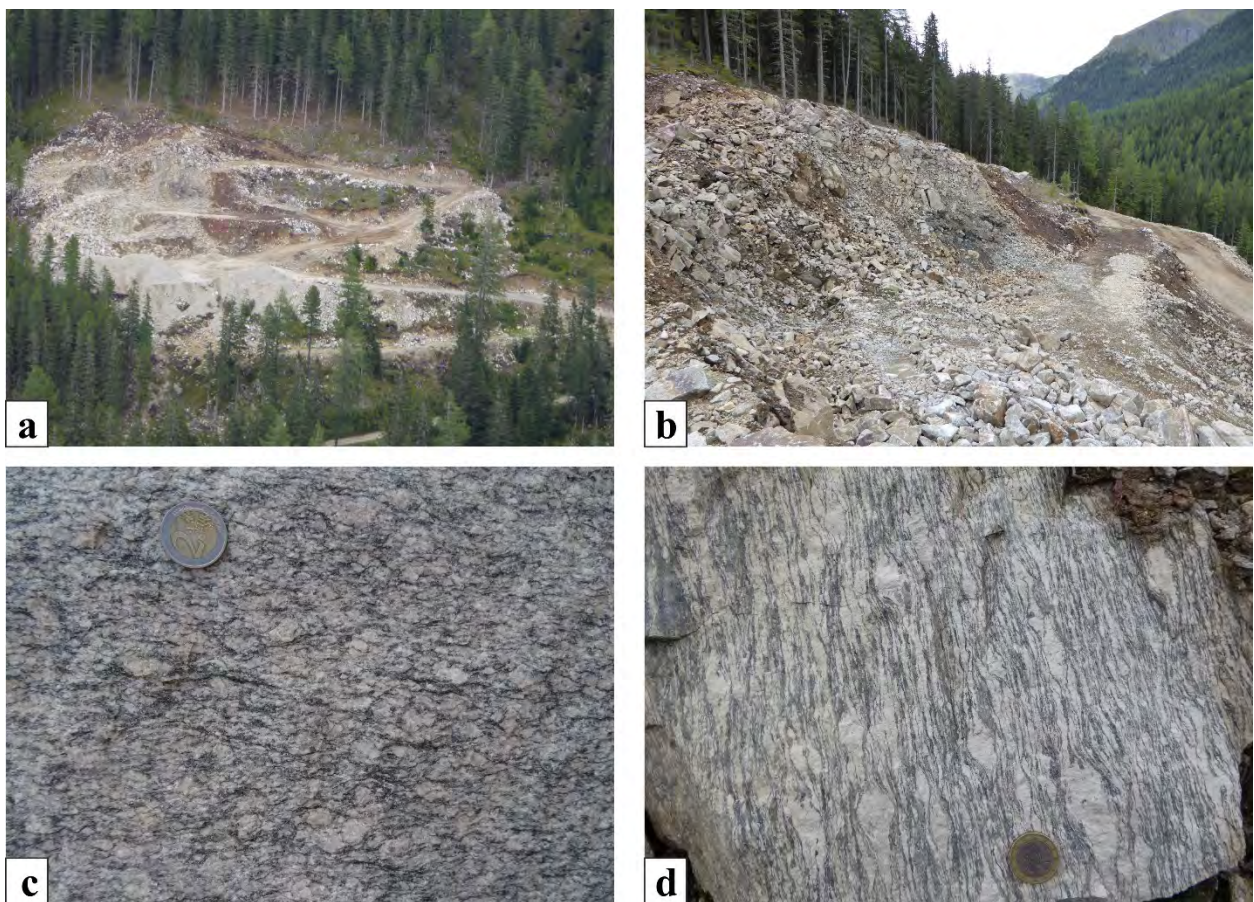


Abb. 3: a, b) Der Steinbruch Allach im Jahr 2016. c) Gleichkörniger, granoblastischer Orthogneis mit granitischer Zusammensetzung sowie schwach rosa gefärbtem Kalifeldspat. d) Grobkörniger, porphyroblastischer Augengneis.

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.

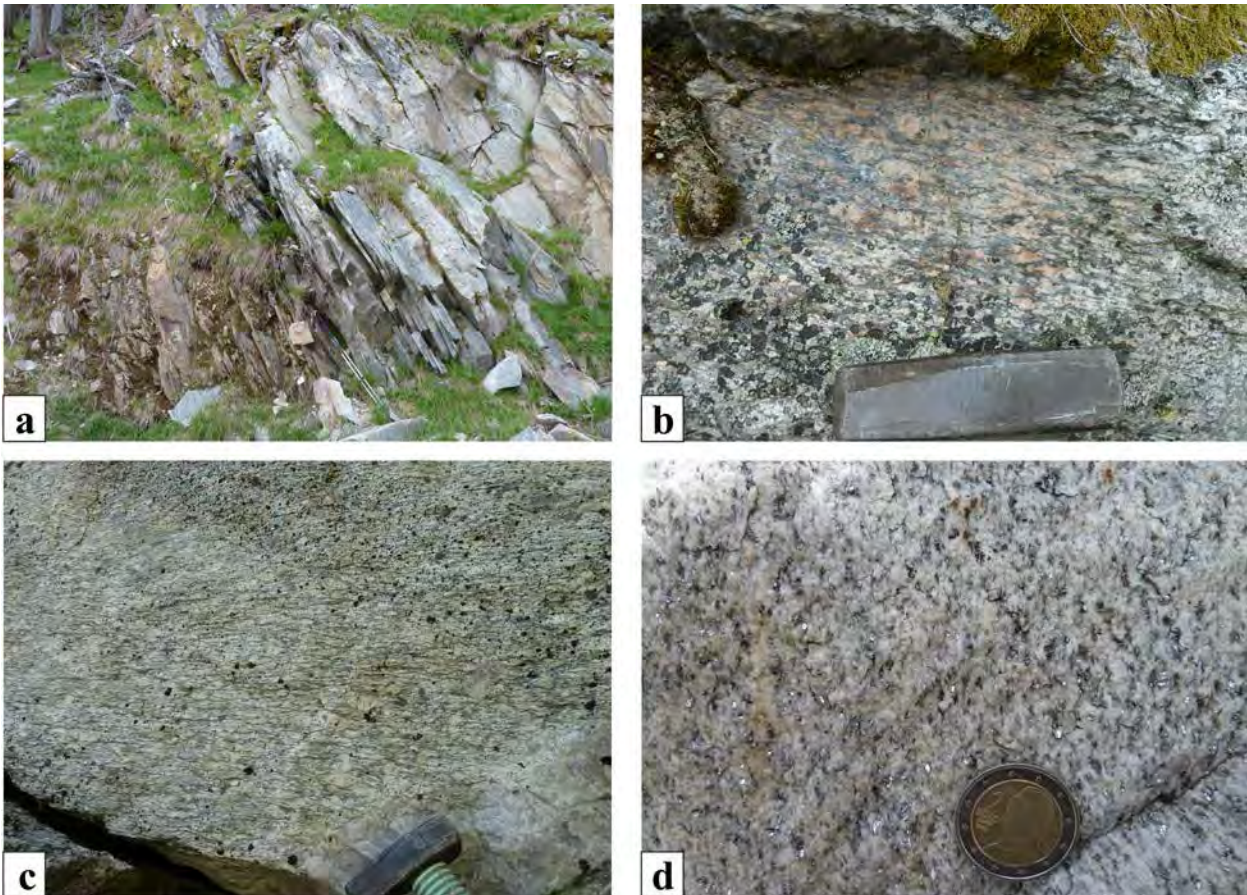


Abb. 4: a) Kontakt zwischen mylonitischem Paragneis im Liegenden und mylonitischem Orthogneis (Blickrichtung Osten). b) Orthogneis mit rosa gefärbtem Kalifeldspat. c) Augengneis mit Quarzadern normal zur Streckungslineation. d) Gleichkörniger, granoblastischer Orthogneis mit Hellglimmer und Biotit.

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).

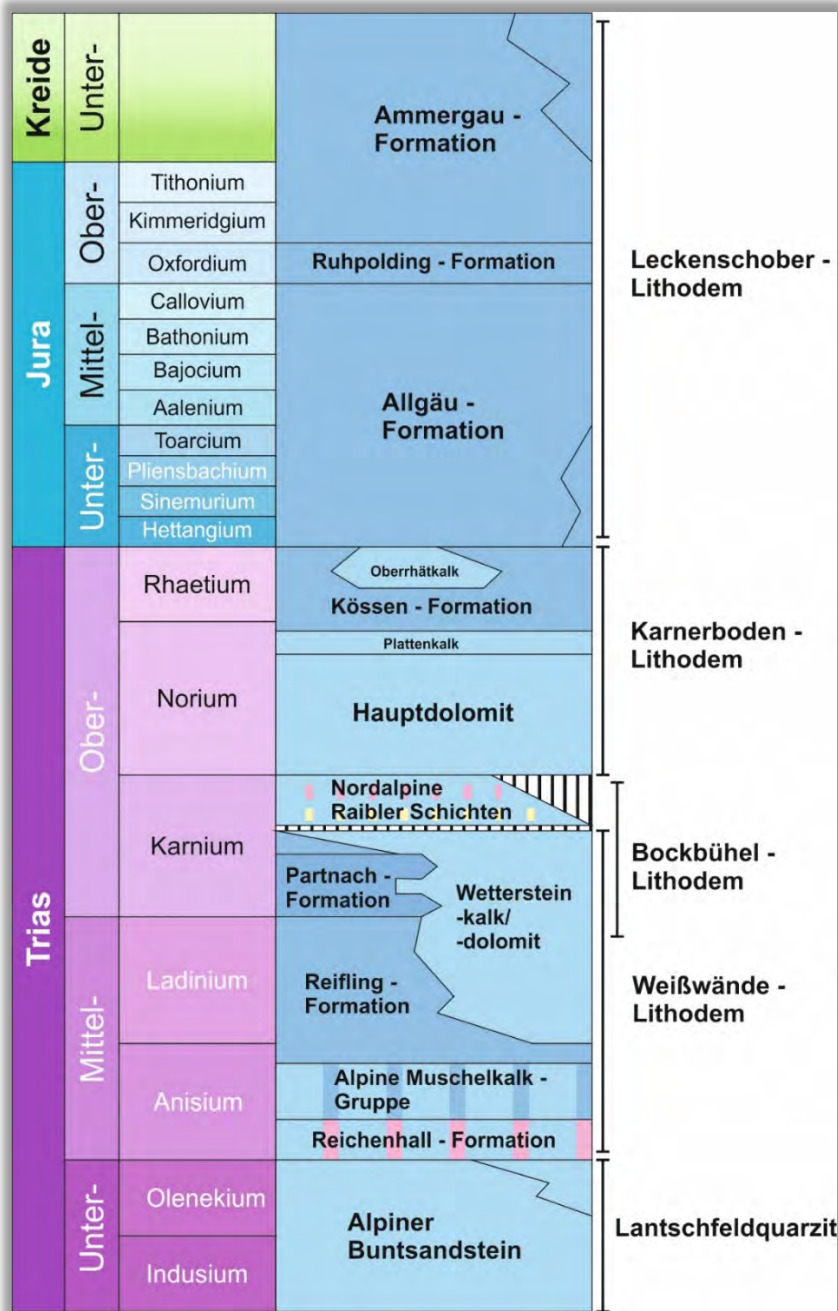


Abb. 5: Idealprofil des Stangalm-Mesozoikums s.l. und Vergleich mit Schichtfolgen in den Kalkalpen.

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 eingeregelter 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.

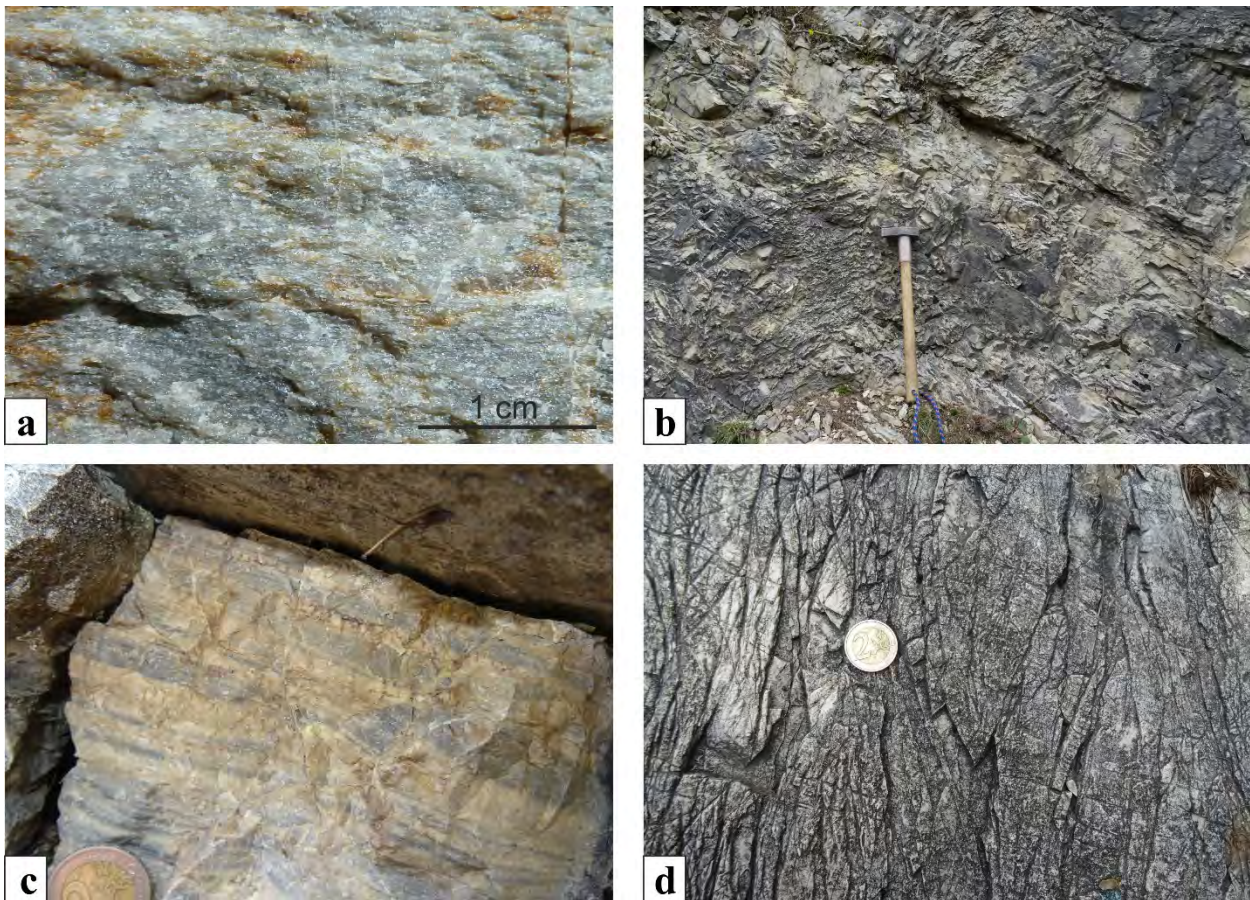


Abb. 6: a) Lantschfeldquarzit. b) Mylonitischer Dolomitmarmor des Weißwände-Lithodems (b–d). c) Flanking structure in gebändertem Dolomitmarmor mit top-nach-ESE-gerichtetem Schersinn (Blickrichtung: ENE). d) Dolomitmarmor mit zahlreichen Klüften senkrecht zum planaren Gefüge.

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).

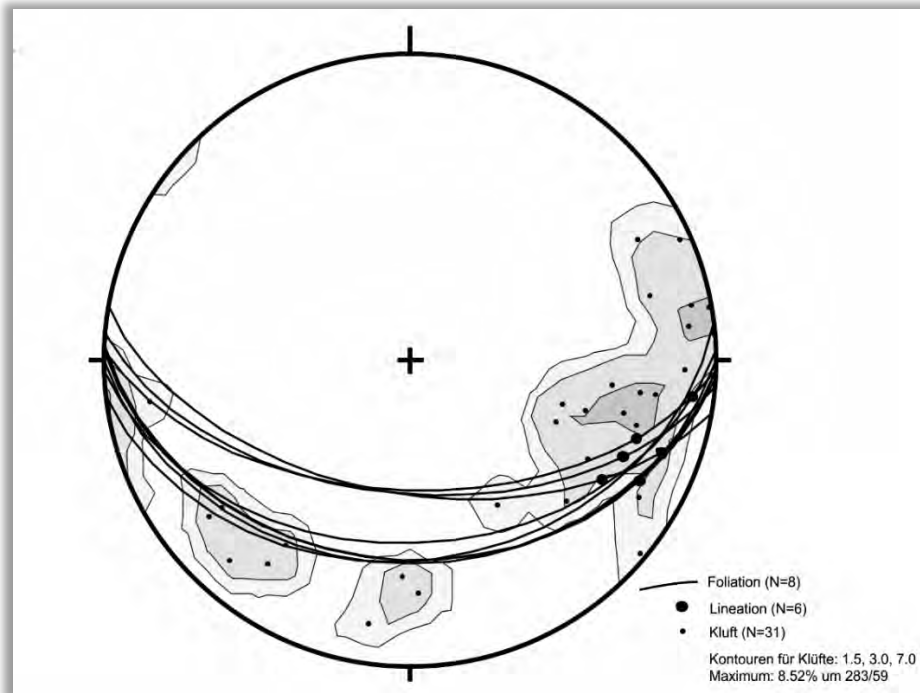


Abb. 7: Schmidt'sches Netz der gemessenen Strukturen. Die Daten sind auf die untere Halbkugel mit TectonicsFP projiziert. Die mylonitische Foliation ist als Großkreise und die Streckungslineation als dicke Punkte dargestellt. Die kleineren Punkte stellen die Polpunkte der Klüfte sowie die graue Kontur die Kluftrichtungen 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.

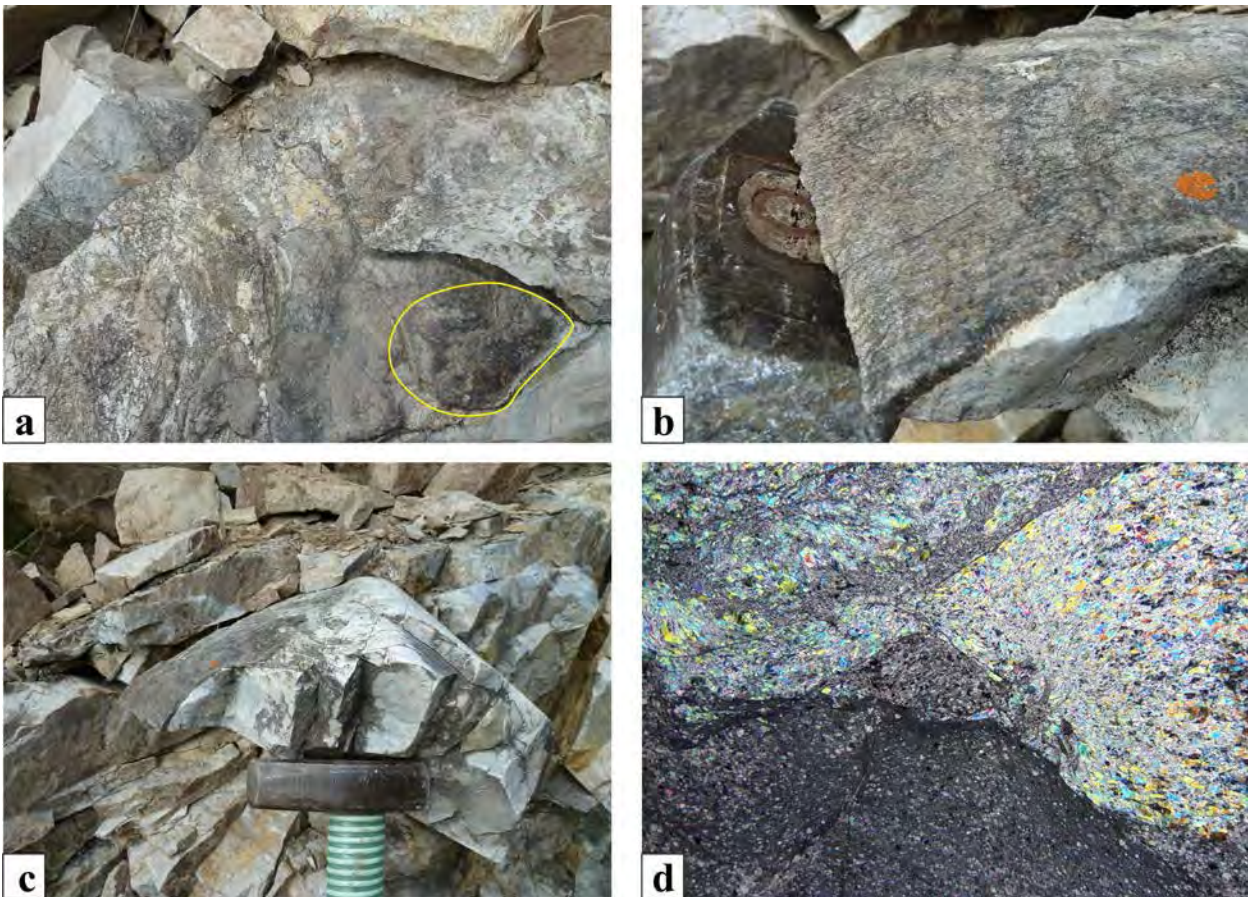


Abb. 8: Dolomitmarmor mit Hornstein. a) Hornstein (gelb markiert) in Dolomitmarmor. b) Massige, hellglimmerreiche Hornsteinlage. c) Falte in feinkörnigem, mylonitischem Dolomitmarmor. d) Dolomitmarmor mit fast gänzlich in Talk umgewandelter Hornsteinlage und grobkörnigem Hellglimmer (Bildbreite: 12 mm; 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.

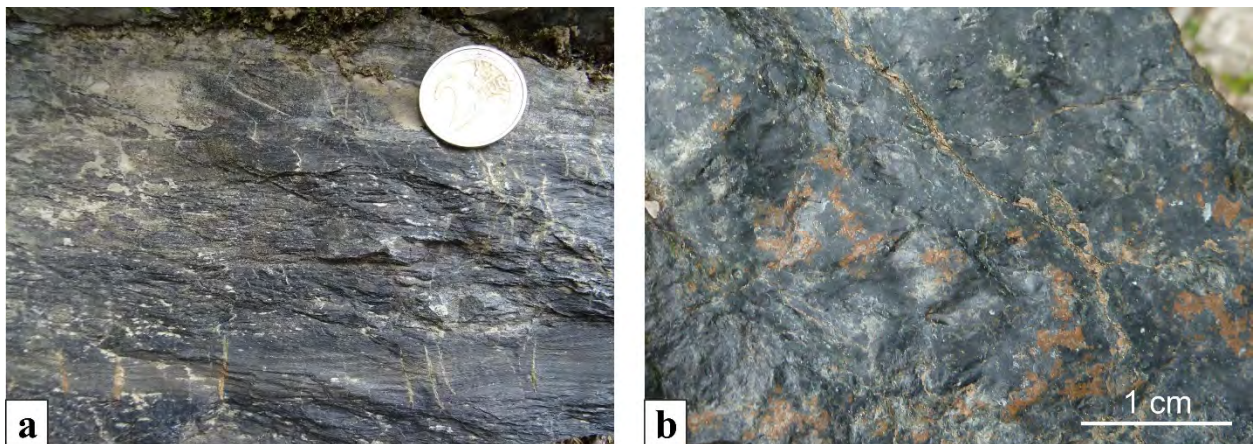


Abb. 9: a, b) Stark deformierter, schwarzer Phyllit des Bockbühel-Lithodems.

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.

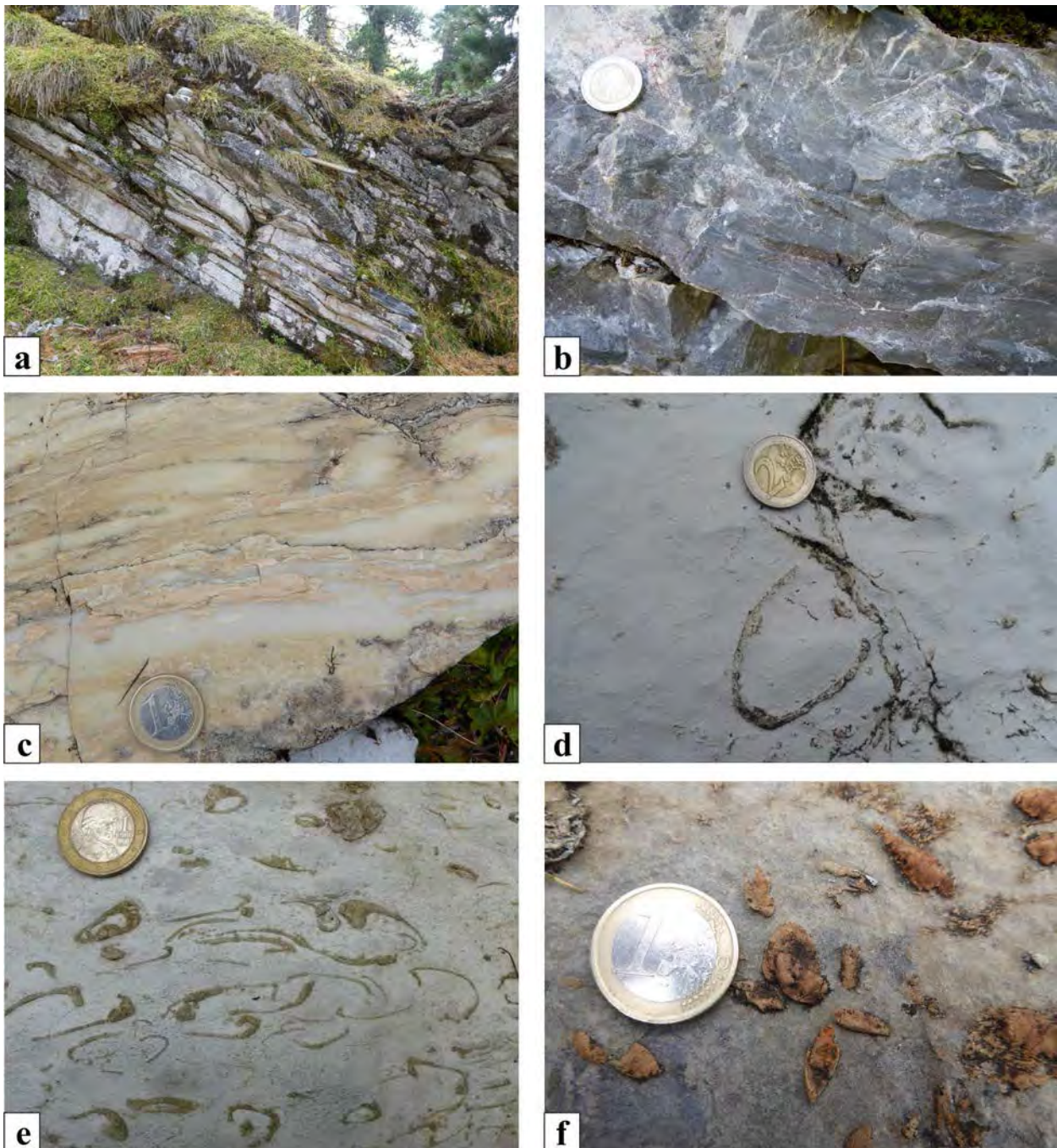


Abb. 10: Gesteine des Karnerboden-Lithodems. a, b) Dunkelgrauer, mylonitischer Dolomitmarmor (metamorphes Äquivalent des Hauptdolomits). c) Unreiner, gelb-weiß gebänderter, mylonitischer Kalzitmarmor (metamorphes Äquivalent des Plattenkalks). d) Bivalvenreste in weiß verwitterndem Dolomitmarmor. e) Bivalven 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.

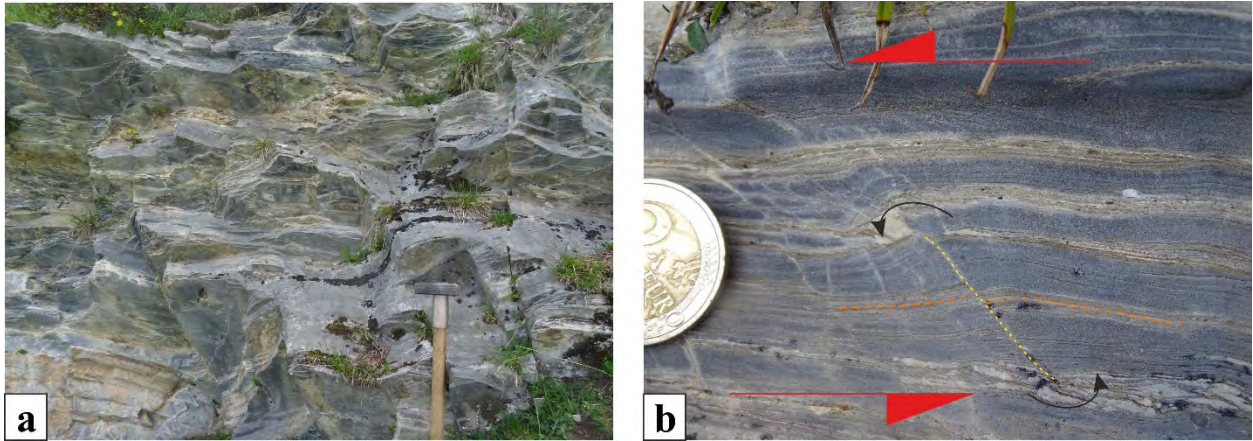


Abb. 11: a) Unreiner Kalzitmarmor des Leckenschober-Lithodems (metamorphes Äquivalent der Allgäu-Formation. b) Flanking structure in gebändertem Kalzitmarmor mit top-nach-ESE-gerichtetem Schersinn (Blickrichtung Nordwest).

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.

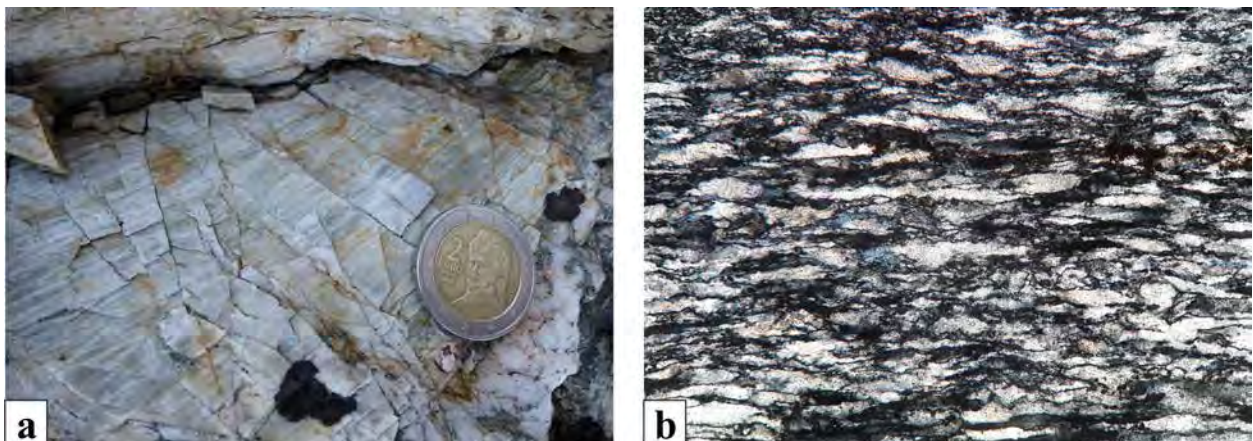


Abb. 12: a) Metaradiolarit des Leckenschober-Lithodems (metamorphes Äquivalent der Ruhpolding-Formation). b) Unreiner Quarzit mit dynamisch rekristallisiertem Quarz (Bildbreite: 7,5 mm, Blickrichtung Nordnordost).

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).

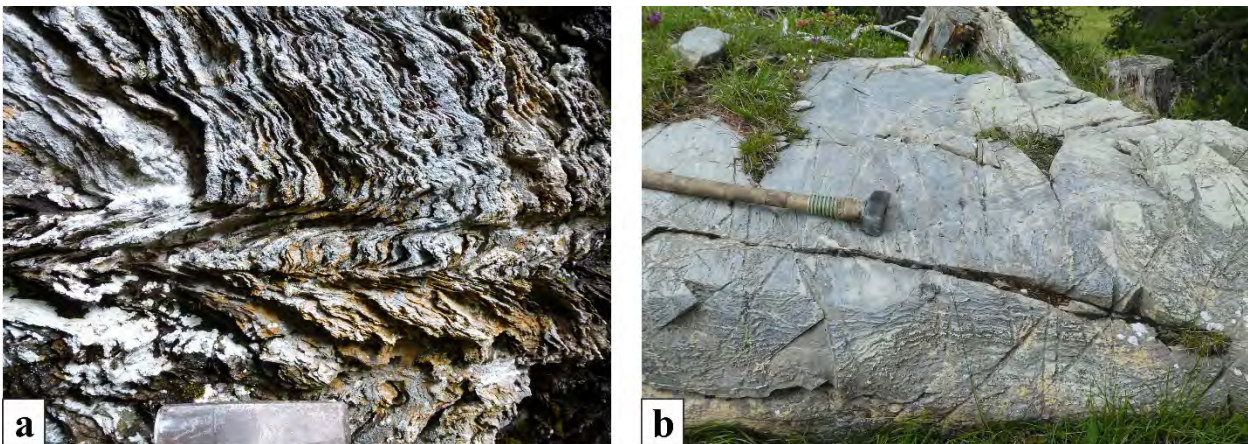


Abb. 13: Unreiner Kalzitmarmor des Leckenschober-Lithodems (metamorphes Äquivalent der Ammergau-Formation). a) Verfalteter, unreiner, bunter Kalzitmarmor 150 m westsüdwestlich des Leckenschobers. b) Unreiner, grün-weiß-rötlicher, isoklinal verfalteter, (ultra-)mylonitischer Kalzitmarmor.

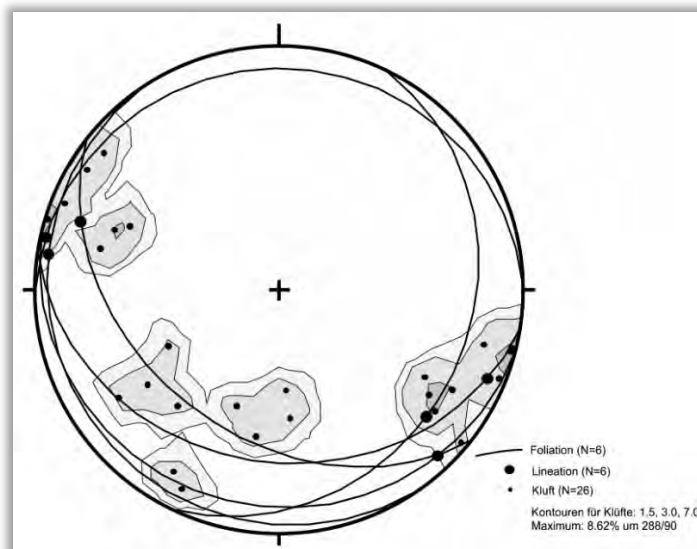


Abb. 14: Schmidt'sches Netz der gemessenen Strukturen. Die Daten sind auf die untere Halbkugel mit TectonicsFP projiziert. Die mylonitische Foliation ist als Großkreise und die Streckungslineation als dicke Punkte dargestellt. Die kleineren Punkte stellen die Polpunkte der Klufflächen sowie die graue 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.

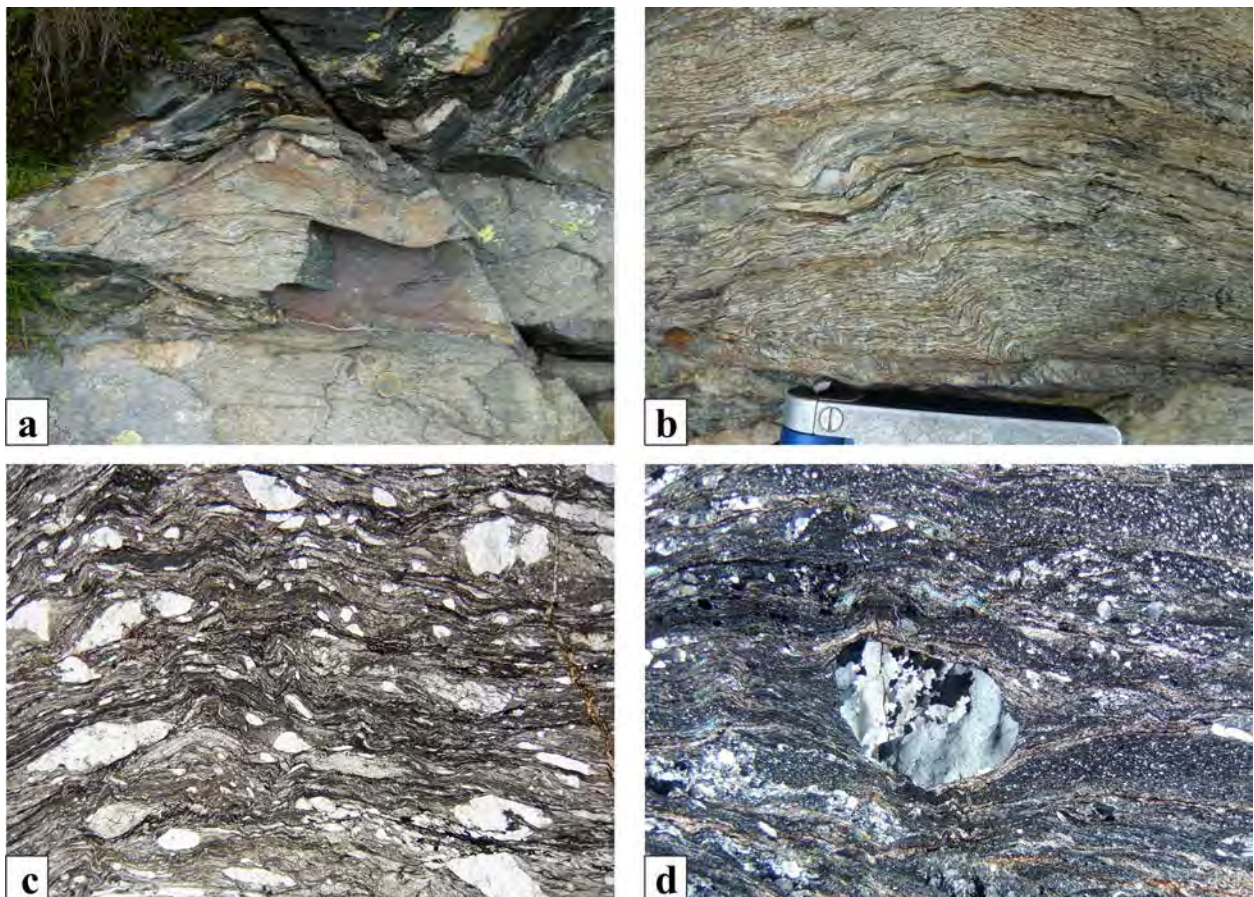


Abb. 15: Gesteine der Stangnock-Formation in der Königstuhl-Decke. a) Verfalteter Phyllit mit schieferungsparallelen, boudinierten Quarzlagen und im Liegenden stark deformiertes Metakonglomerat. b) Stark deformiertes Metakonglomerat mit Klastgeometrien und top-nach-SE-gerichtetem Schersinn (Blickrichtung Südwest). c, d) Metakonglomerat im Dünnschliff mit top-nach-SE-gerichtetem Schersinn (Blickrichtung Südwest; Bildbreiten jeweils 10 mm).

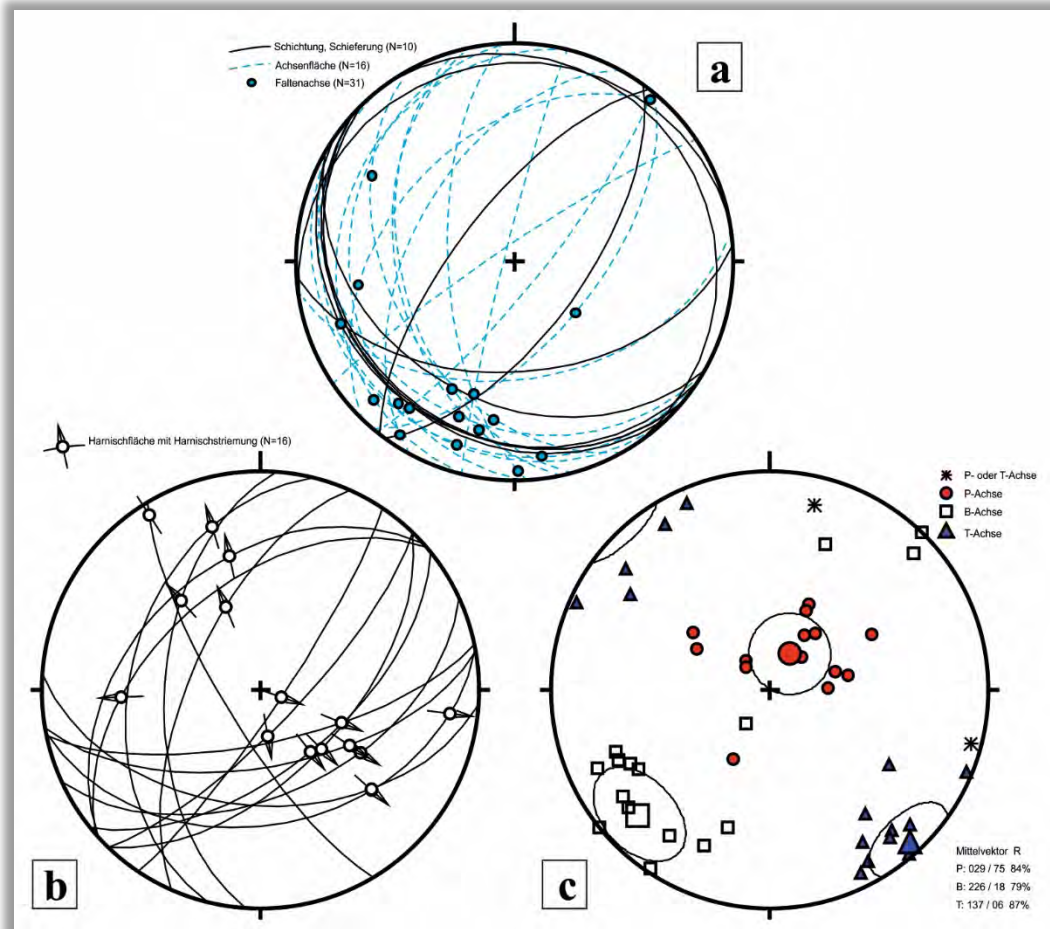


Abb. 16: Schmidt'sches Netz der gemessenen Strukturen. Die Daten sind auf die untere Halbkugel mit TectonicsFP projiziert. a) Die Schichtung und Schieferung sind als Großkreise und die Achsenflächen der Verfaltung als Großkreise (blau strichliert) sowie die Faltenachsen als blaue Punkte dargestellt. b) Konjugierte Sets an Harnischflächen (Großkreise) und Harnischströmungen mit abschiebender Kinematik. c) P-T-Diagramm der kalkulierten kinematischen Haupttrichtungen (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.

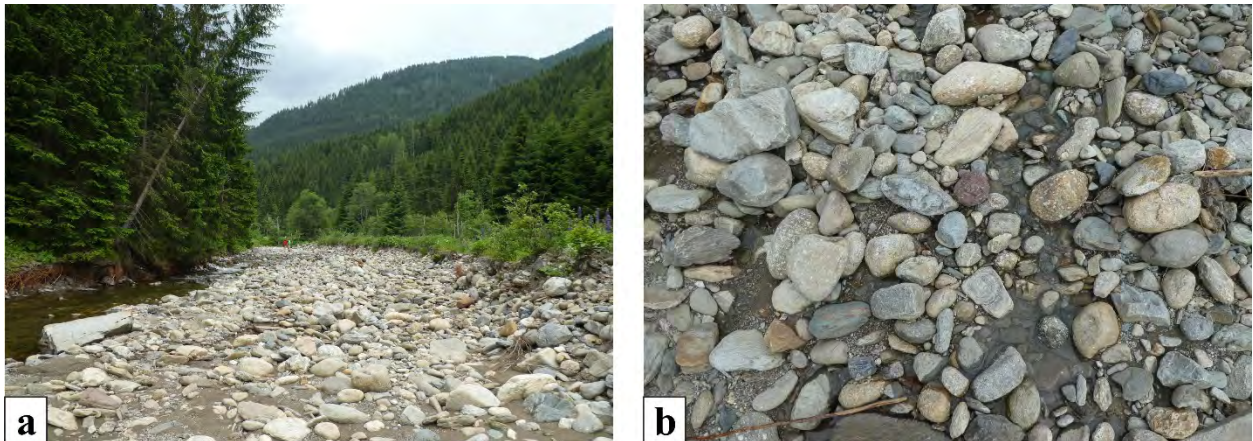


Abb. 17: a) Schotterbank. b) Verschiedenste Gerölle des Kartenblattes GK25 Radenthein-Nordost (IGLSEDER et al., 2019).

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]

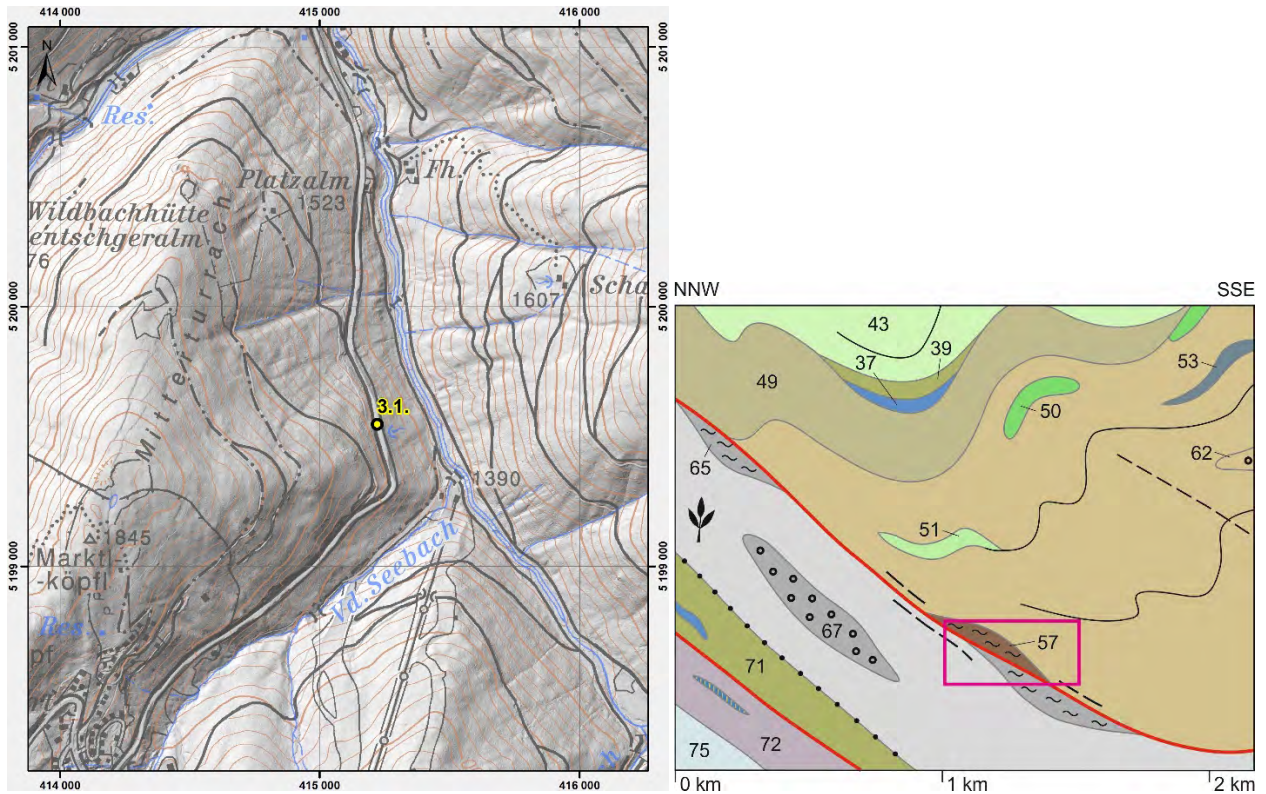


Abb. 1 (links): Topografische Übersichtskarte zu Stopp 3.1.

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.

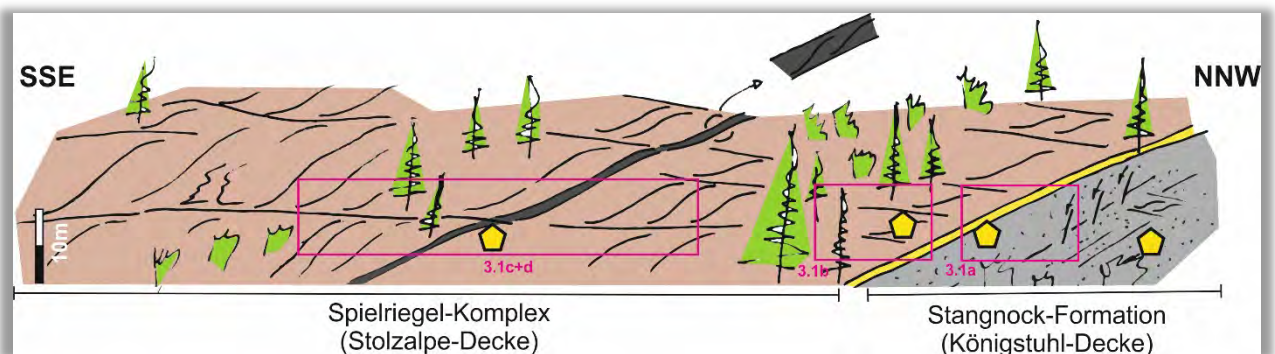


Abb. 3: Schematisches Aufschlussprofil mit Lage der Teilgebiete (verändert nach IGLSEDER et al., 2016). Die gelben Punkte zeigen die Proben für RAMAN-Mikrospektroskopie.

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-

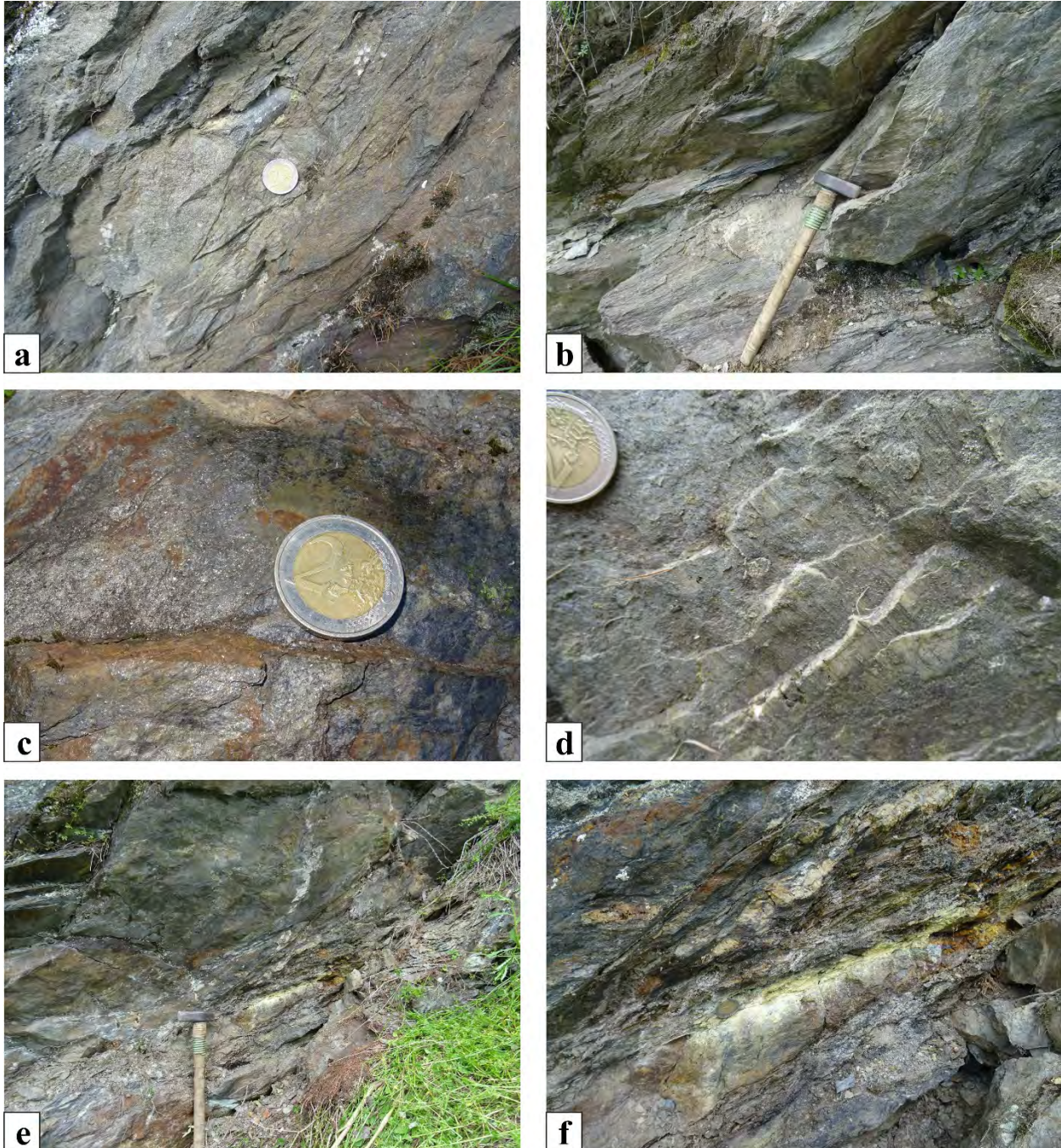


Abb. 4: a, b) Deformierte Wechsellagerung von Metasandstein mit Phyllit in der Stangnock-Formation (Königstuhl-Decke). (c) Vorkommen detritärer Hellglimmer auf den Schichtflächen der Metasandsteine. (d) Harnischfläche mit Harnischstriemung und synkinematisch gewachsenen Quarz-Faserkristallen. e, f) Deckengrenze 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).

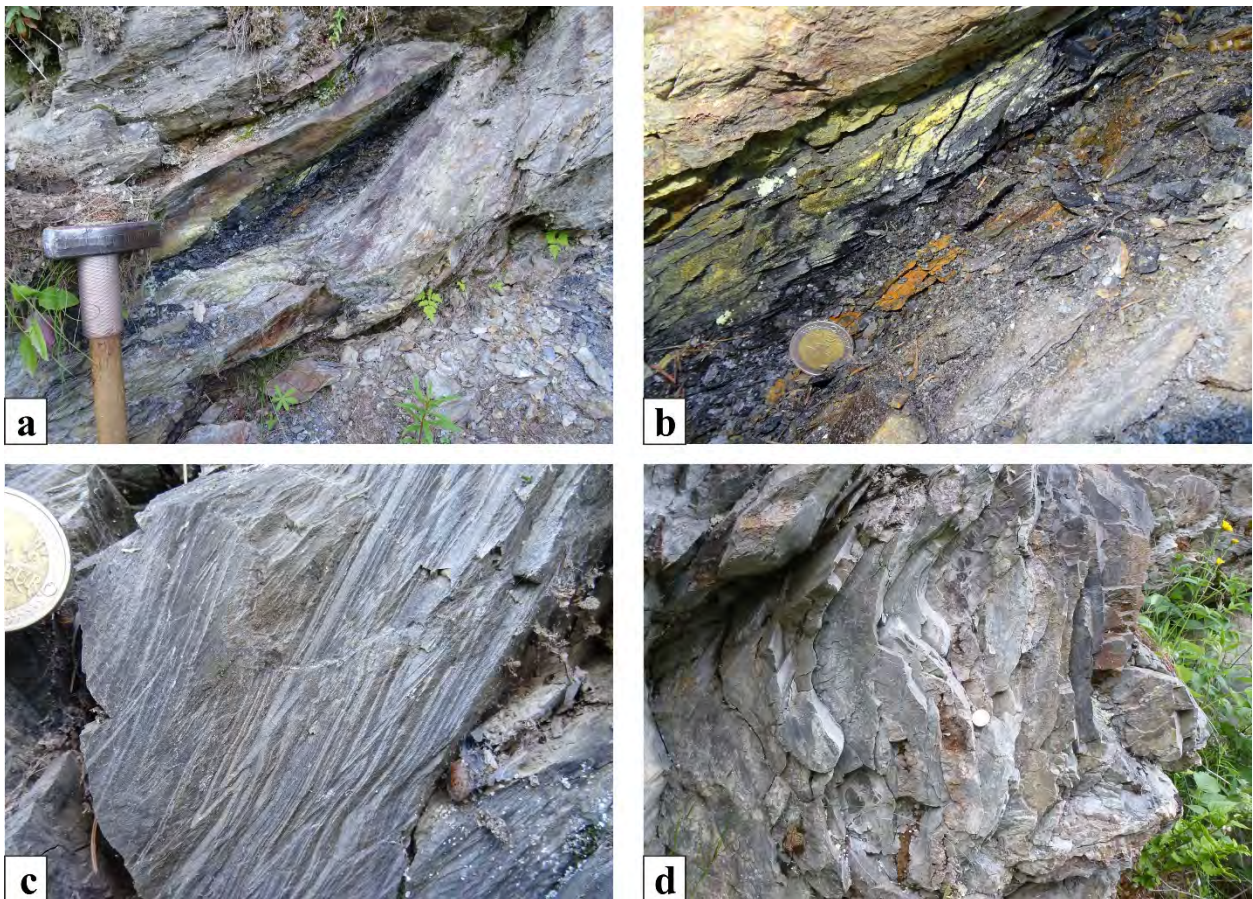


Abb. 5: a) Stark deformierte Anthrazitlage in Metasandstein und Phyllit des Spielriegel-Komplexes (Stolzalpe-Decke). b) Anthrazitlage mit Scherbandgefüge. c, d) Isoklinale und asymmetrisch offene Falten in Metasandstein und Metasiltstein des Spielriegel-Komplexes mit mehr oder weniger (W)NW–(E)SE streichenden 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

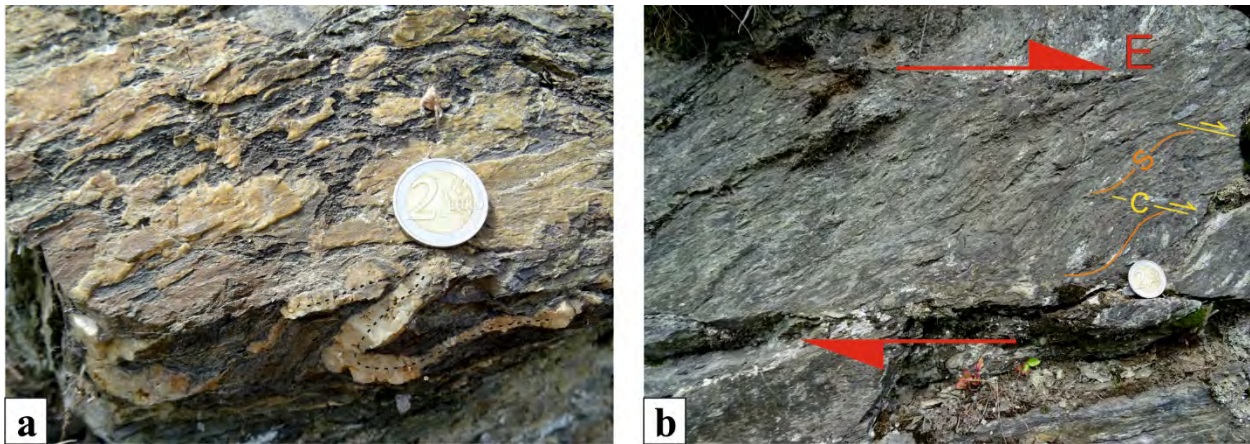


Abb. 6: a) Isoklinal verfaltete Quarzlage mit mehr oder weniger E–W streichender Faltenachse im Spielriegel-Komplex wird dem Variszischen Ereignis zugeordnet (HUET, 2015). Diese Strukturen werden von alpidischen SC-Strukturen überprägt (b). b) C-Typ Gefüge in Metasedimenten des Spielriegel-Komplexes mit top-nach-E-gerichtetem Schersinn.

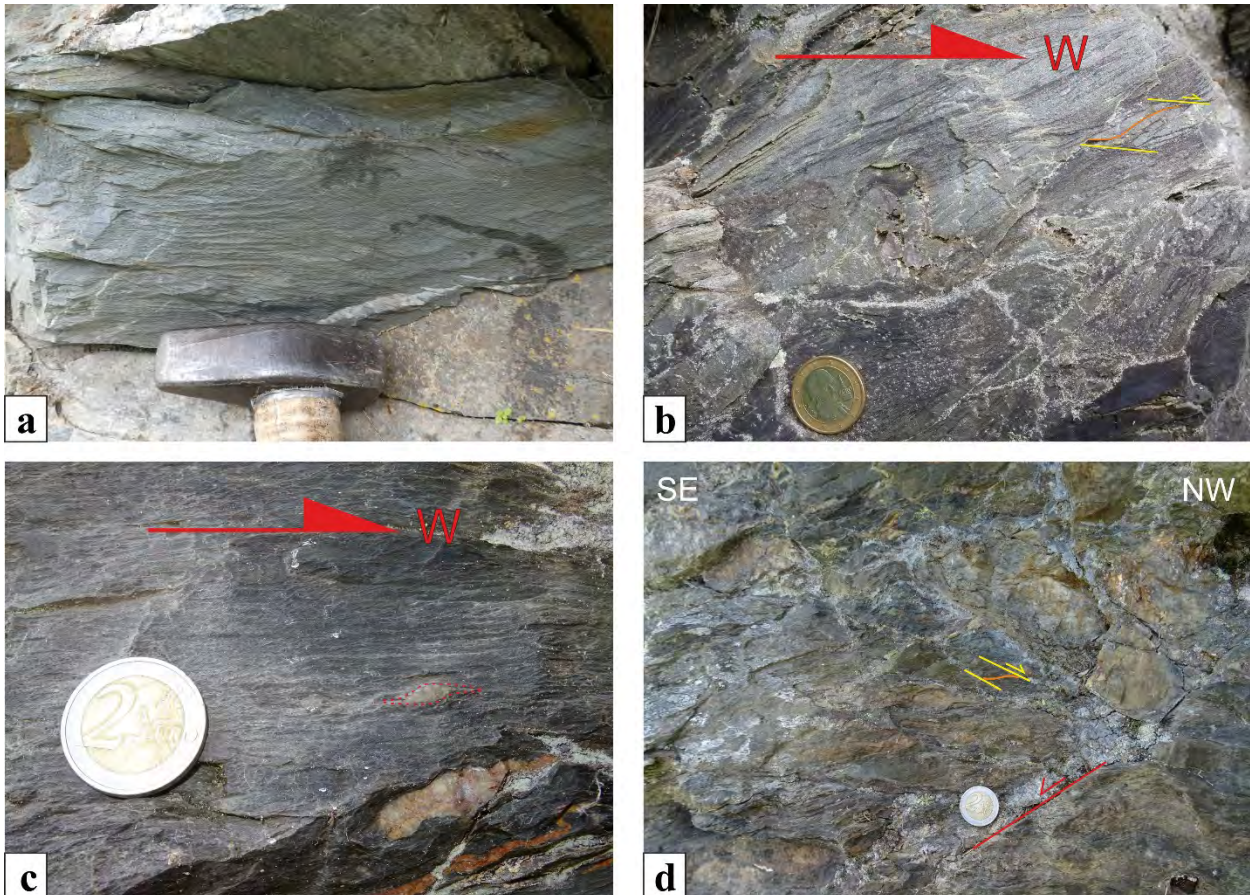


Abb. 7: a) Metasandstein des Spielriegel-Komplexes. b) C'-Typ Gefüge in Metasandstein mit top-nach-W-gerichtetem Schersinn. c) Metasandstein und Phyllit mit boudinierter Quarzlage. Die Quarz-Klastgeometrie zeigt top-nach-W-gerichteten Schersinn. d) Metasediment mit C'-Typ Scherbändern mit top-nach-W- 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).

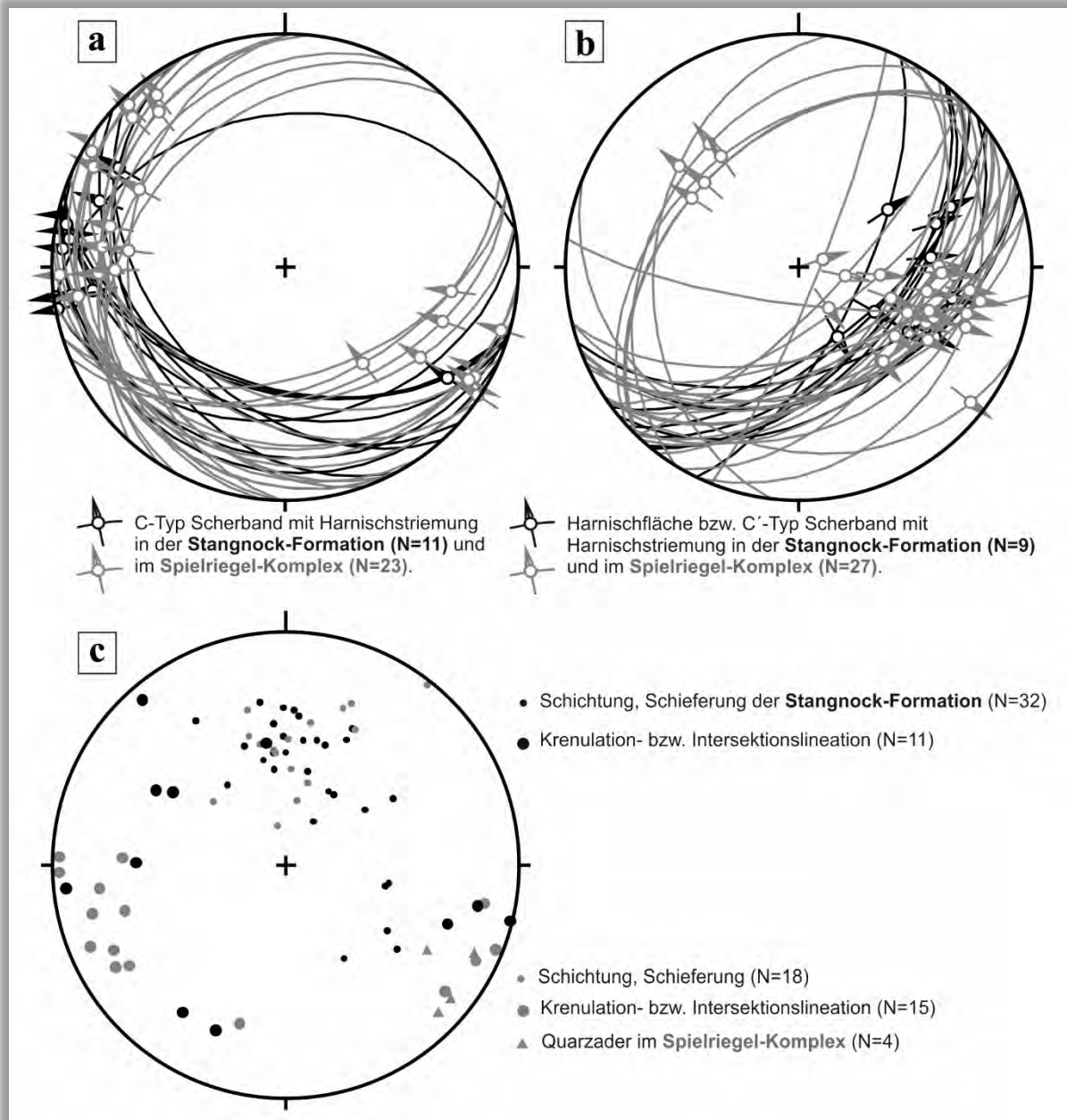


Abb. 8: Schmidt'sches Netz der gemessenen Strukturen. Die Daten sind auf die untere Halbkugel mit TectonicsFP projiziert. Die Darstellung von Messungen im Spielriegel-Komplex sind grau und in der Stangnock-Formation schwarz. a) C-Typ Scherbänder (Großkreise) mit Harnischstriemung und überschiebender 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).

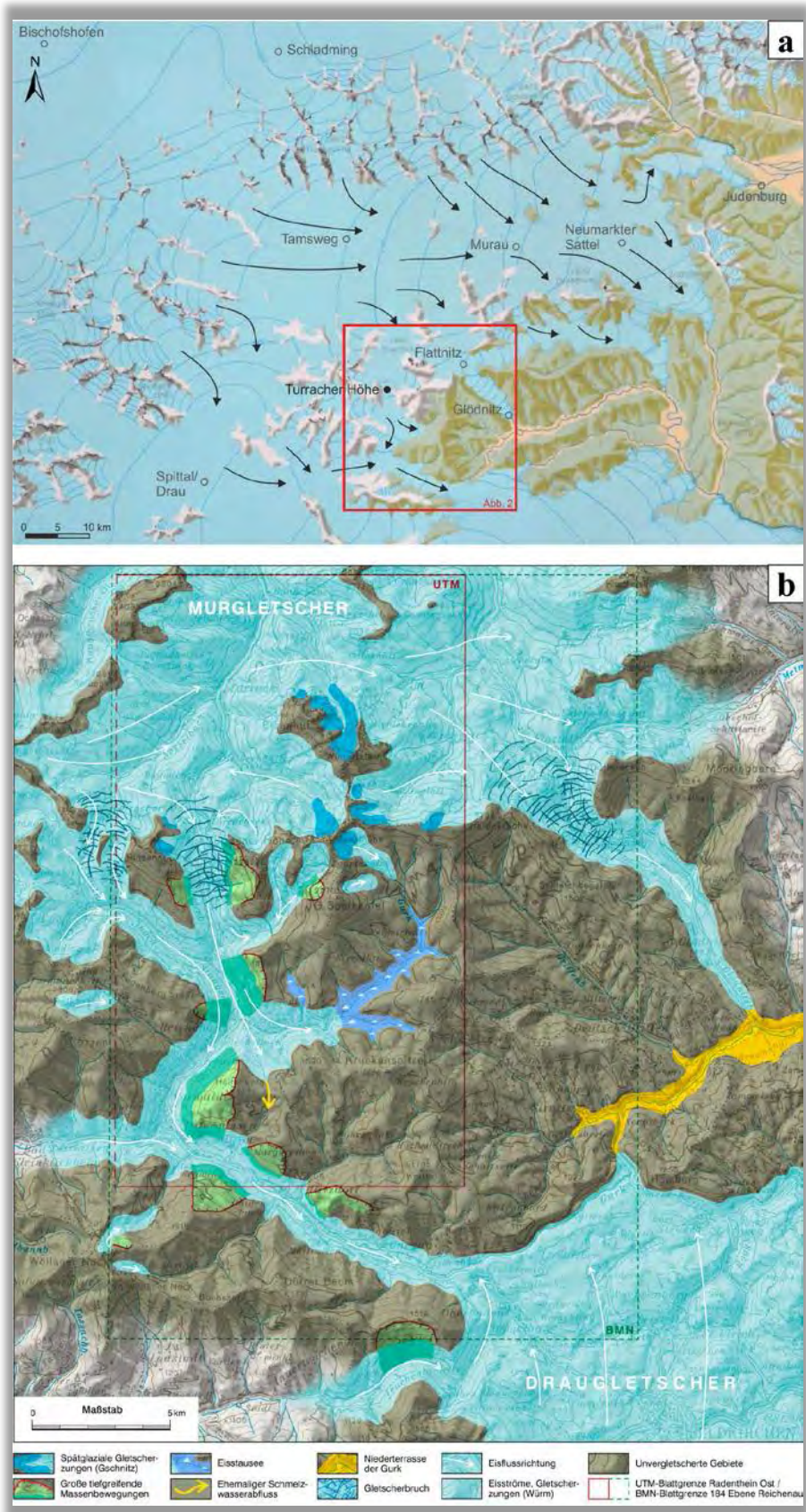


Abb. 9: a, b) Quartärgeologische Situation der Gurktaler Alpen (VAN HUSEN, 2019).

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).

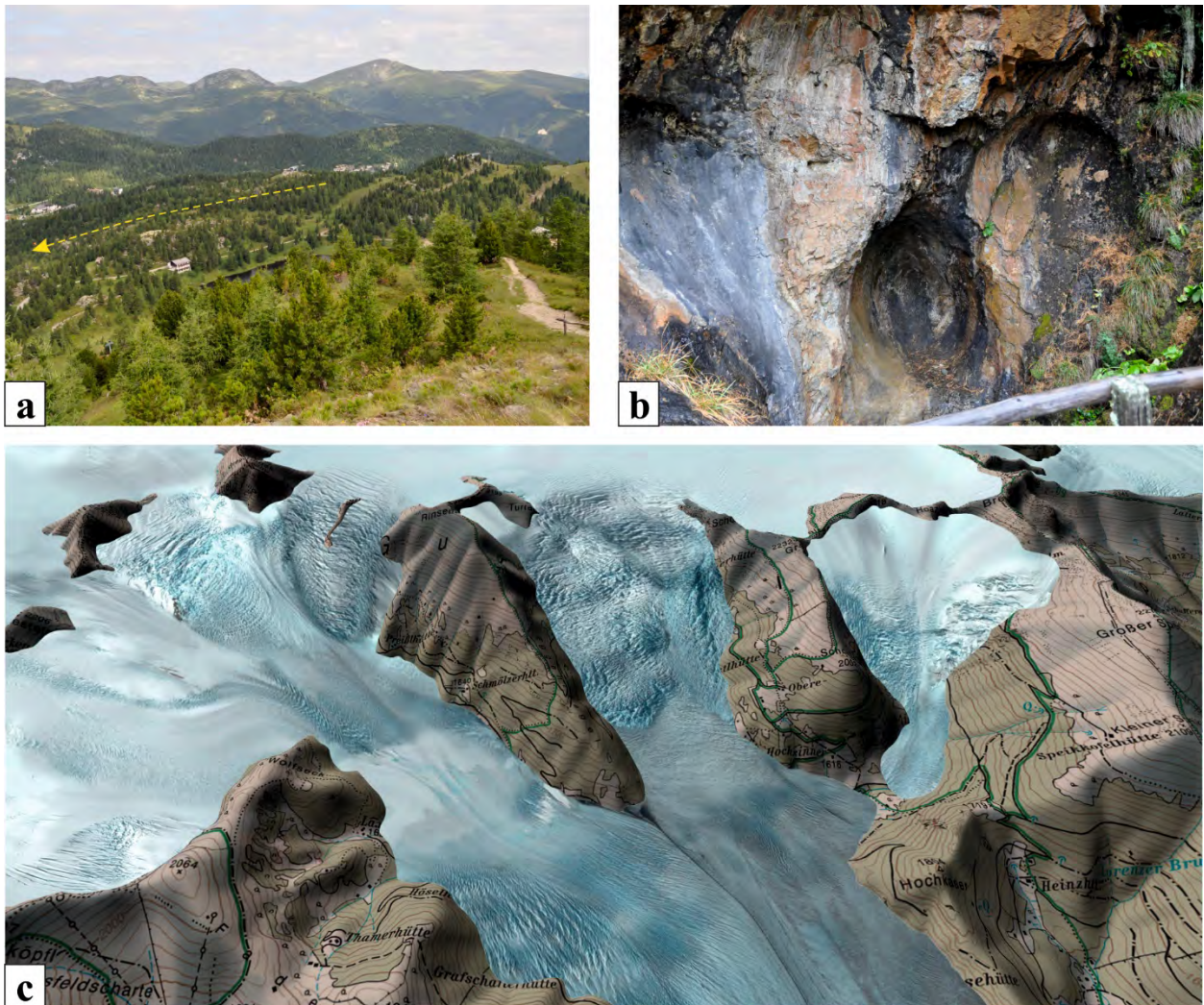


Abb. 10: a) Rundhöckerlandschaft der Turracher Höhe unterhalb des Söllenecks mit der Eisflussrichtung Süden (Pfeil). b) Kolk in Dolomitmarmor des Kaser-Komplexes westlich des Turrachsees am Hirschenkogel. c) Rekonstruktion der Gletscher um die Turracher Höhe (VAN HUSEN, 2019).

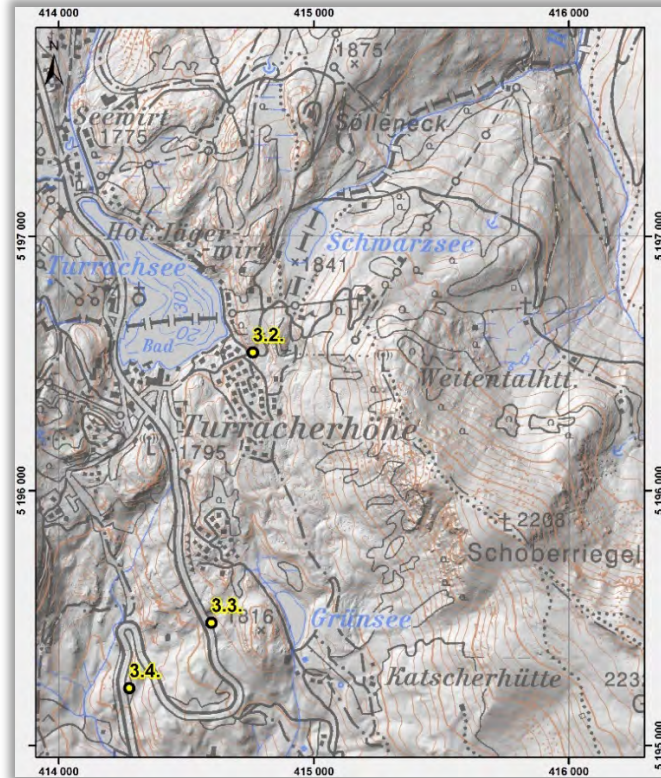


Abb. 11: Topografische Übersichtskarte um die Turracher Höhe.

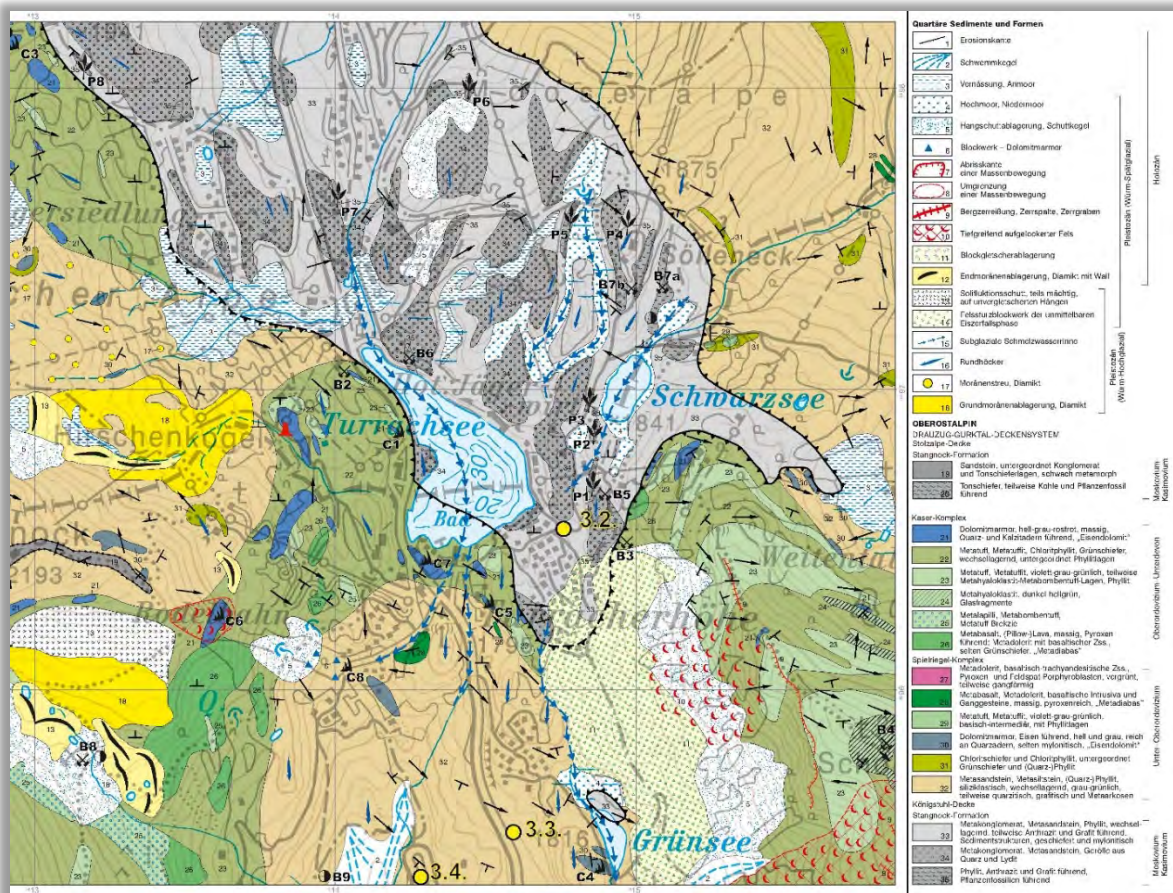


Abb. 12: Auszug aus der Geologischen Spezialkarte Turracher Höhe 1:10.000 (IGLSEDER et al., 2019b).

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.

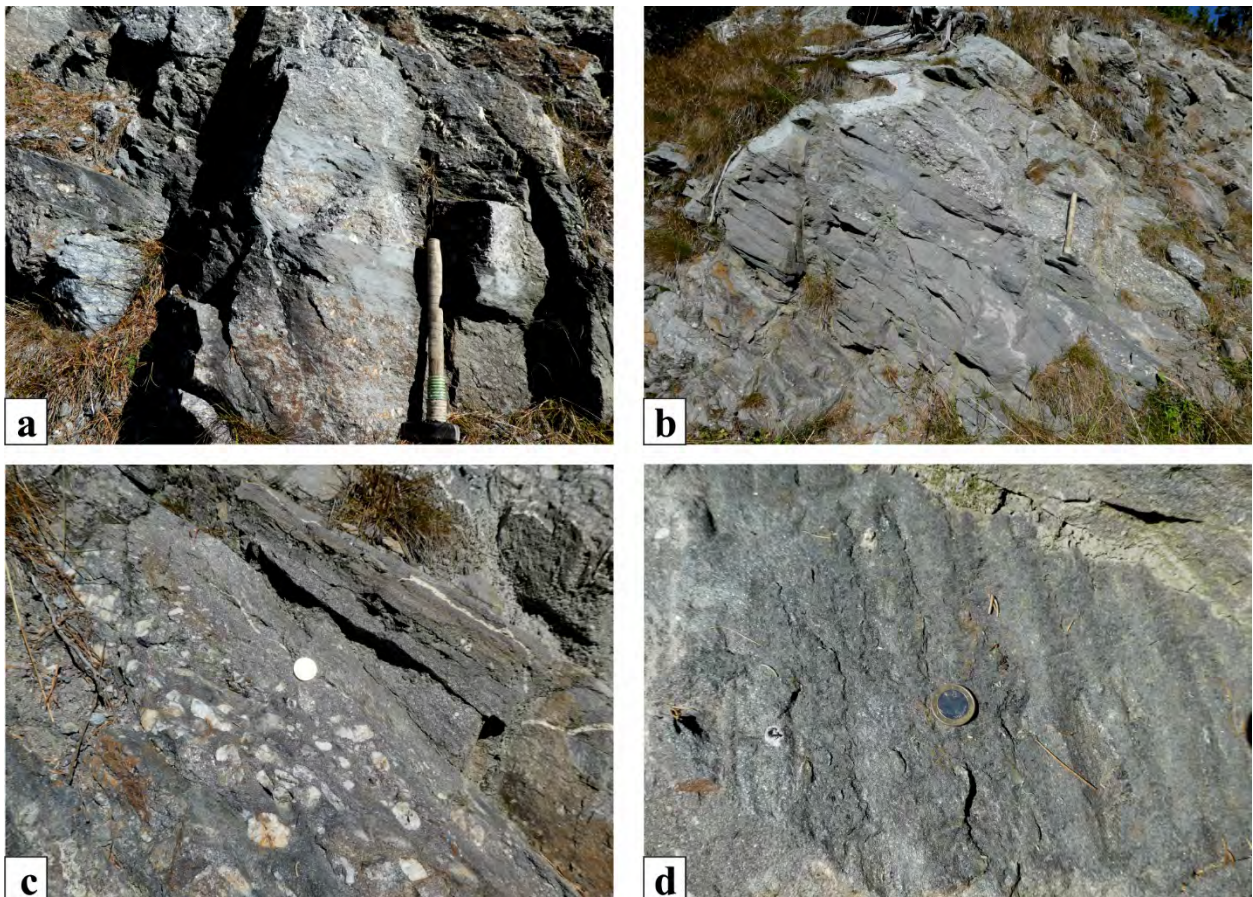


Abb. 13: a, b) Wechsellagerung von Metakonglomerat und Metasandstein mit Phyllit. c) Trotz alpidischer Überprägung sind die Lagen von Metakonglomerat gradiert mit einer Abnahme der Korngrößen in das Hangende. d) Stammabdruck eines Calamiten (baumförmiger Schachtelhalm) mit inkohlten Pflanzenresten.

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.

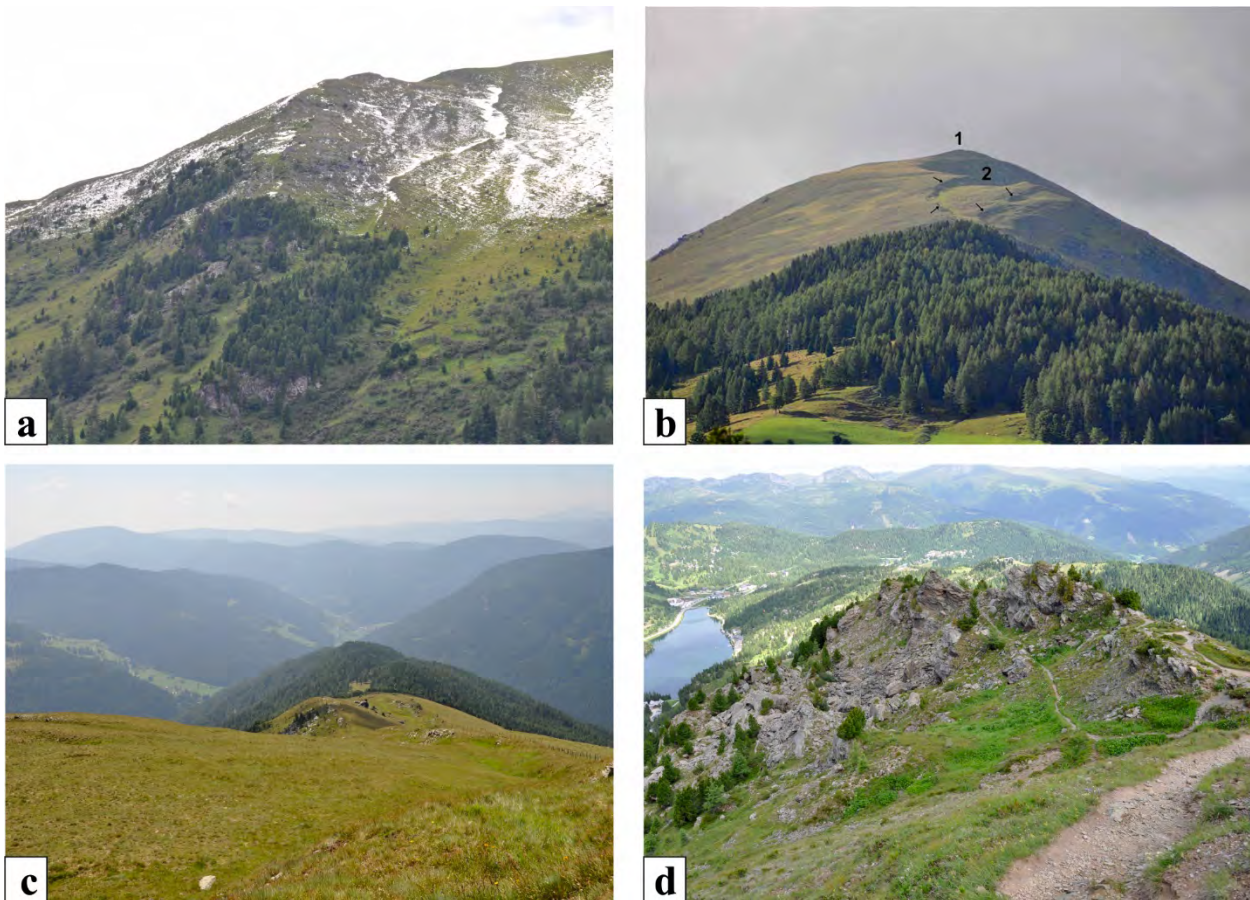


Abb. 14: a, b) Bewegte Masse am Eggenriegel oberhalb Holzboden (a: von Osten und b: von Süden; Pfeile weisen auf die Bewegungsbahn hin (VAN HUSEN, 2012). c) Bergerzerrißung am Rücken des Eggenriegels oberhalb Holzboden. d) Felsauflösung nördlich des Schoberriegels mit Blick in Richtung Turrachsee.

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).

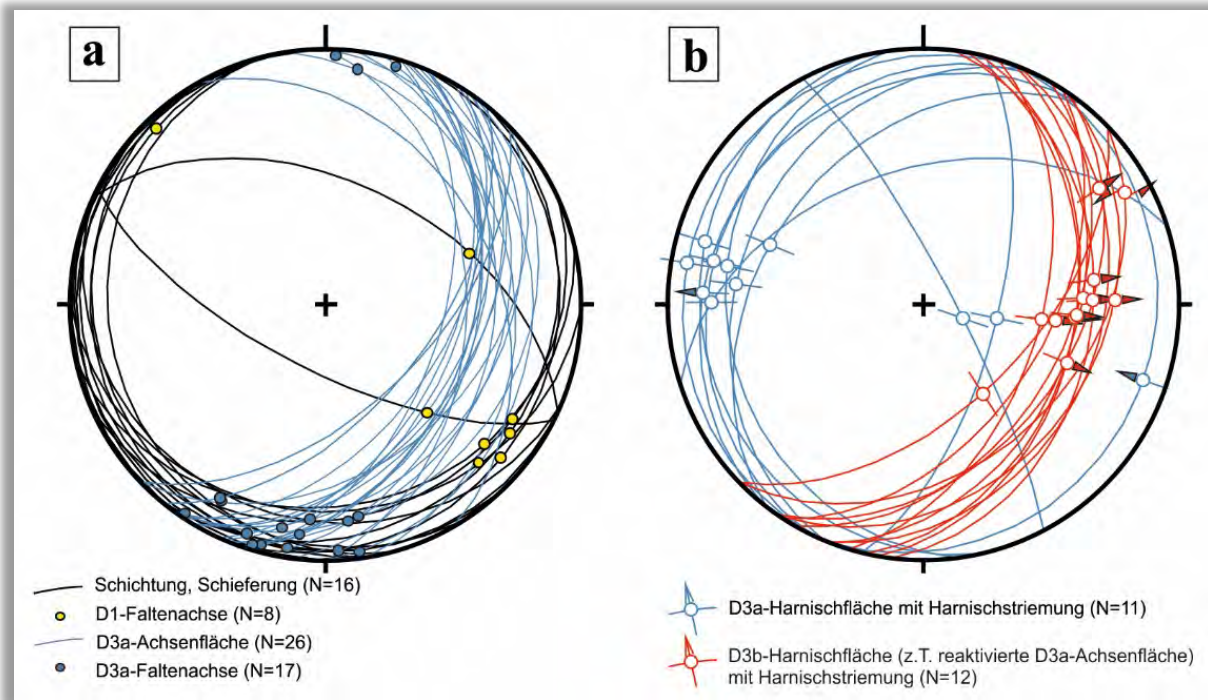


Abb. 16: Schmidt'sches Netz der gemessenen Strukturen. Die Daten sind auf die untere Halbkugel mit TectonicsFP projiziert. a) Die Schichtung und Schieferung sind als Großkreise (schwarz), die Achsenflächen der D3a Verfaltung als Großkreise (blau) dargestellt. Die variszischen Faltenachsen (D1; gelb) 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).

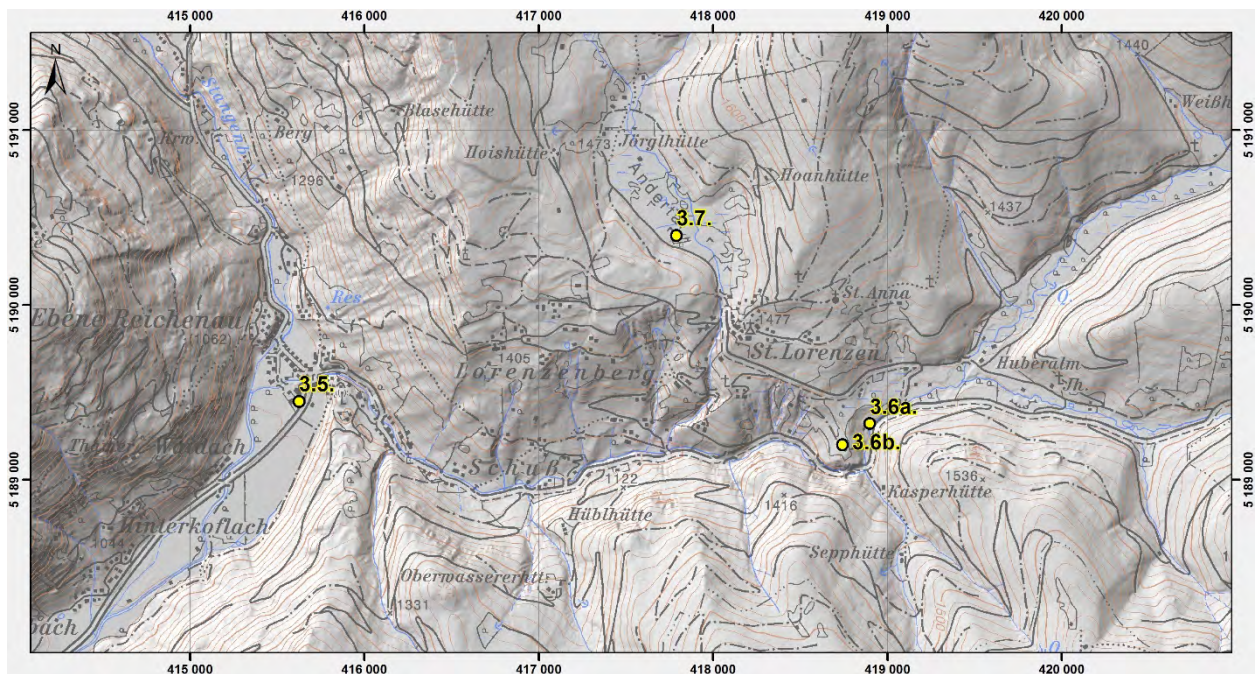


Abb. 18: Topografische Übersichtskarte des oberen Gurktales.

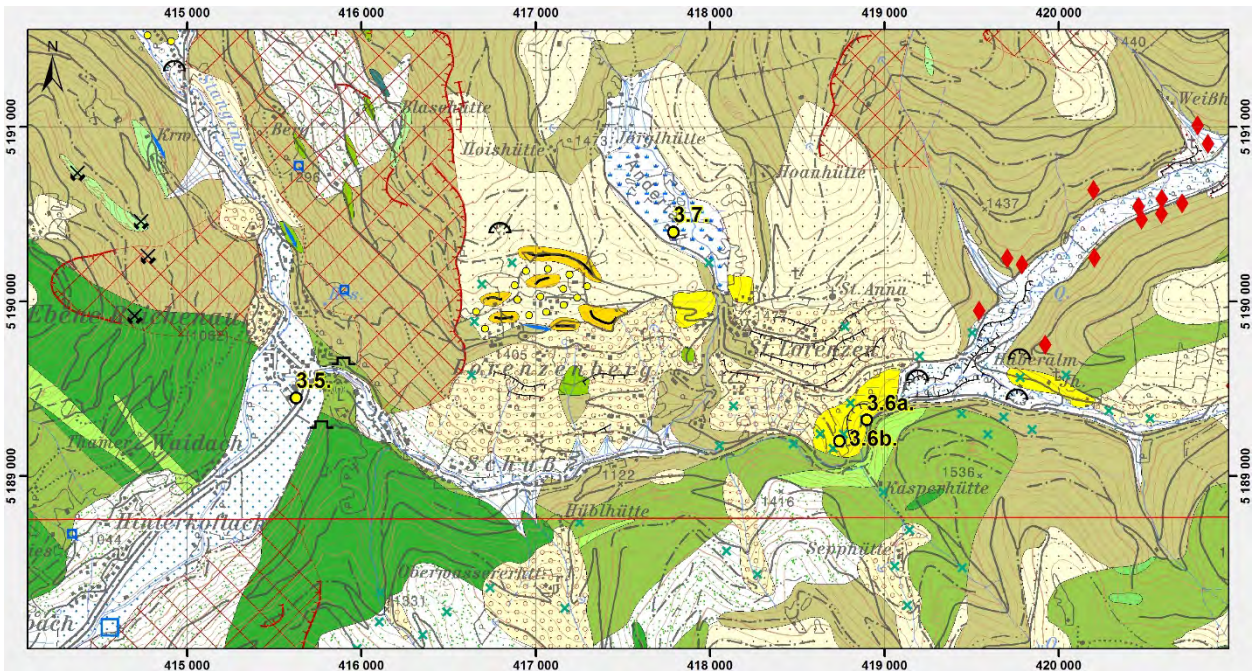


Abb. 19: Geologische Übersichtskarte des oberen Gurktales.

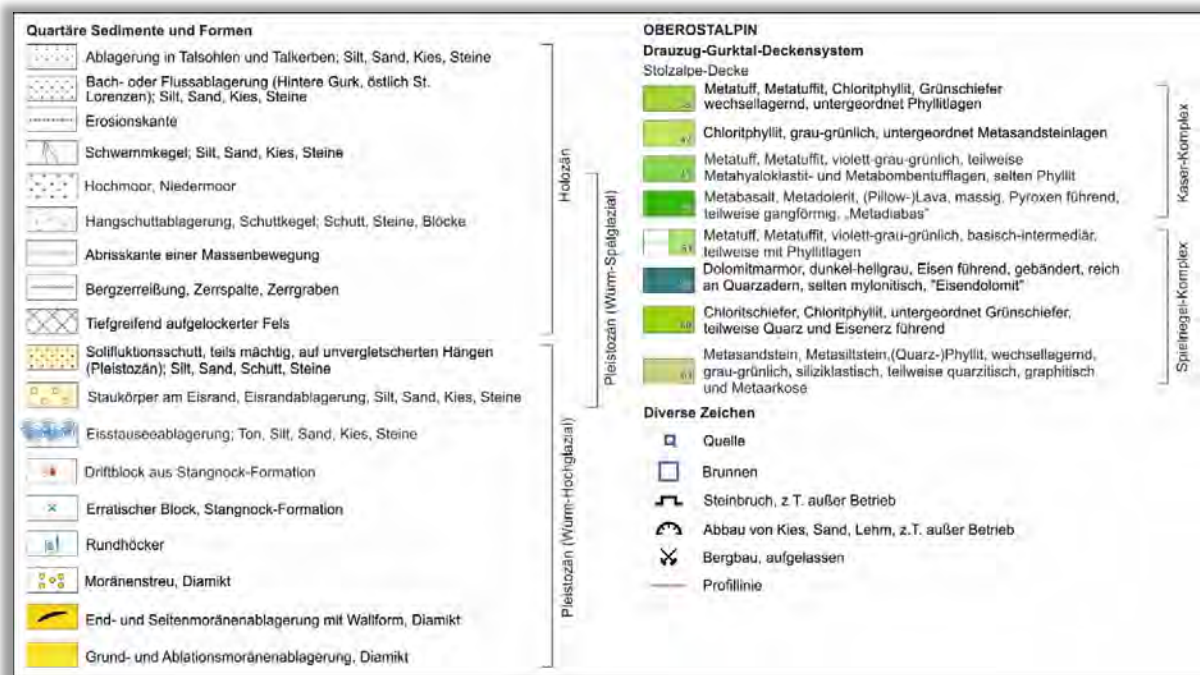


Abb. 20: Legende zur Geologischen Übersichtskarte des oberen Gurktales und zum Profil.

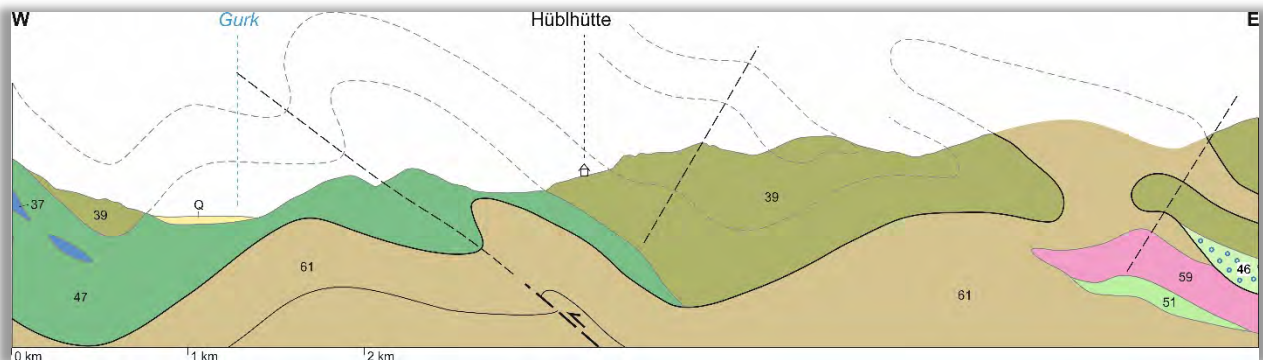


Abb. 21: W–E-Profil durch den Spielriegel- und Kaser-Komplex der Stolzalpe-Decke.

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.

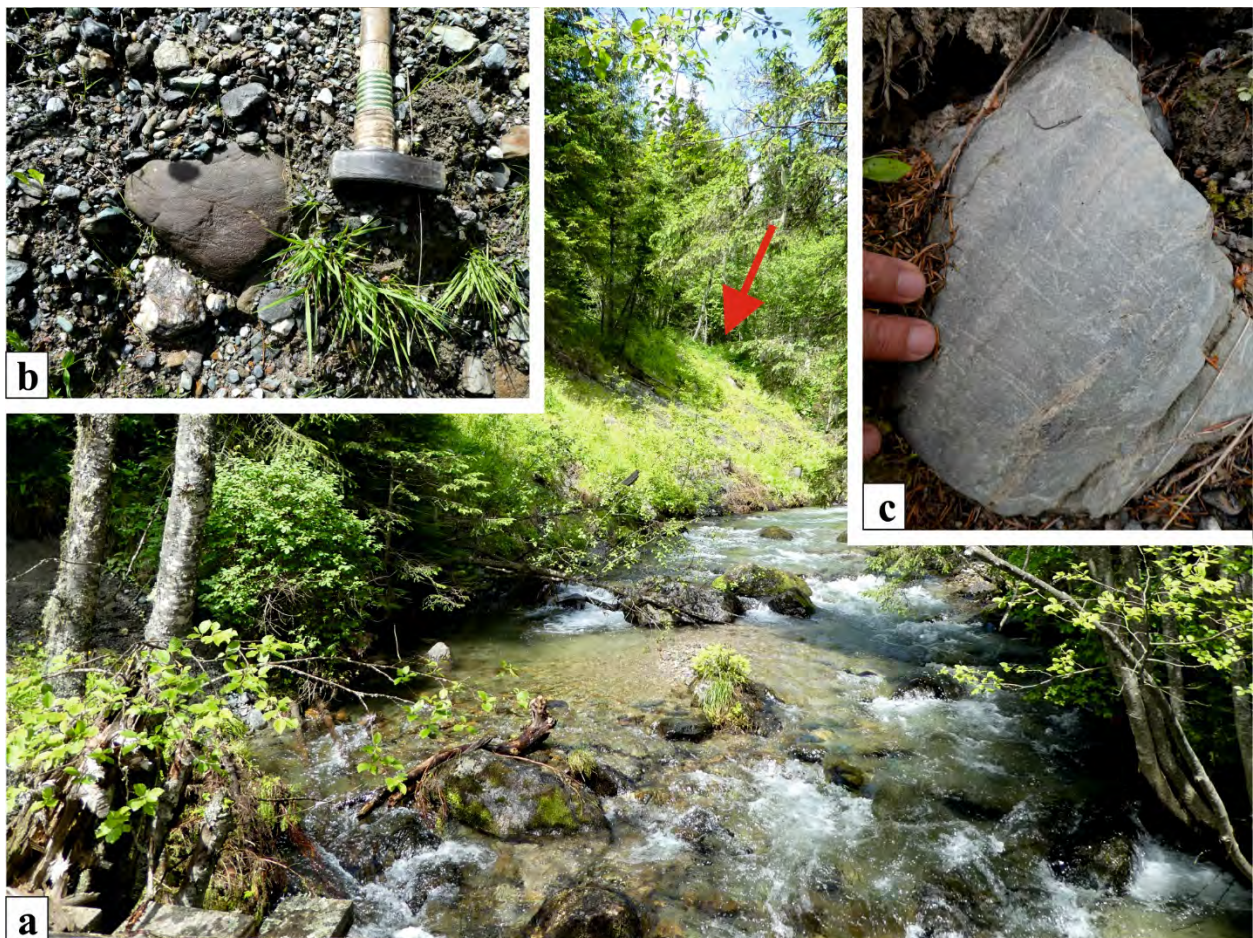


Abb. 22: a) Grundmoräne an der Gurk (Pfeil). b, c) Gekritzte Geschiebe der Stangnock-Formation und des Spielriegel-Komplexes darin.



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 Kalbungsfront mit Blickrichtung Südwesten; Kapelle St. Anna (1), Kirche St. Lorenzen (2).

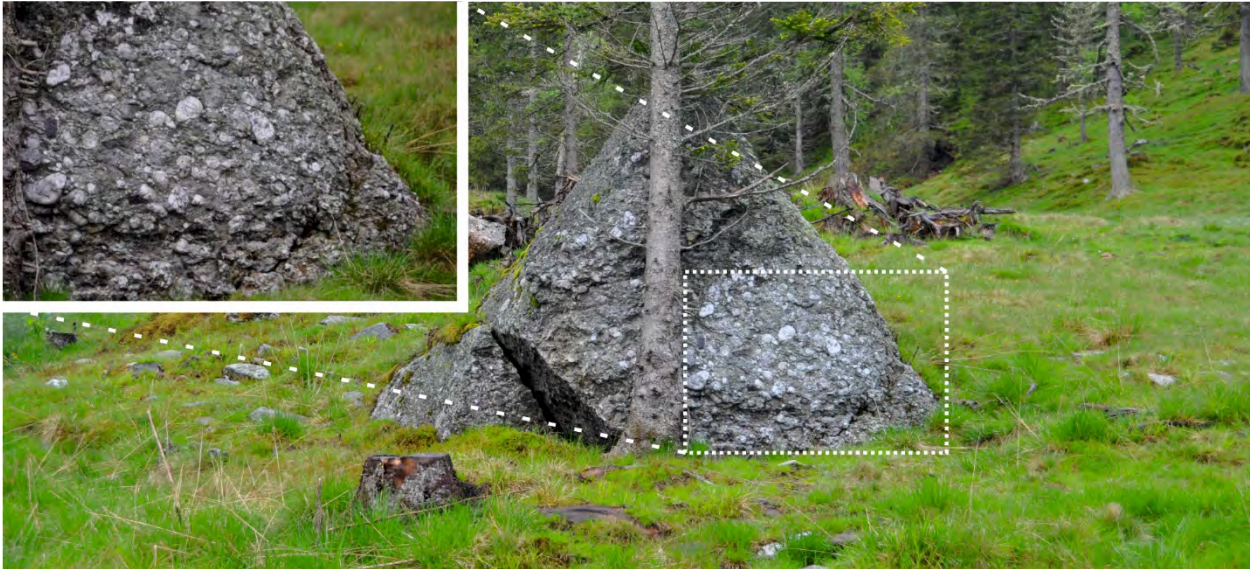


Abb. 25: Einer der großen Driftblöcke aus Stangnock-Formation östlich der Messaneggenhütte rund 4 km von der Kalbungsfront entfernt.

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).

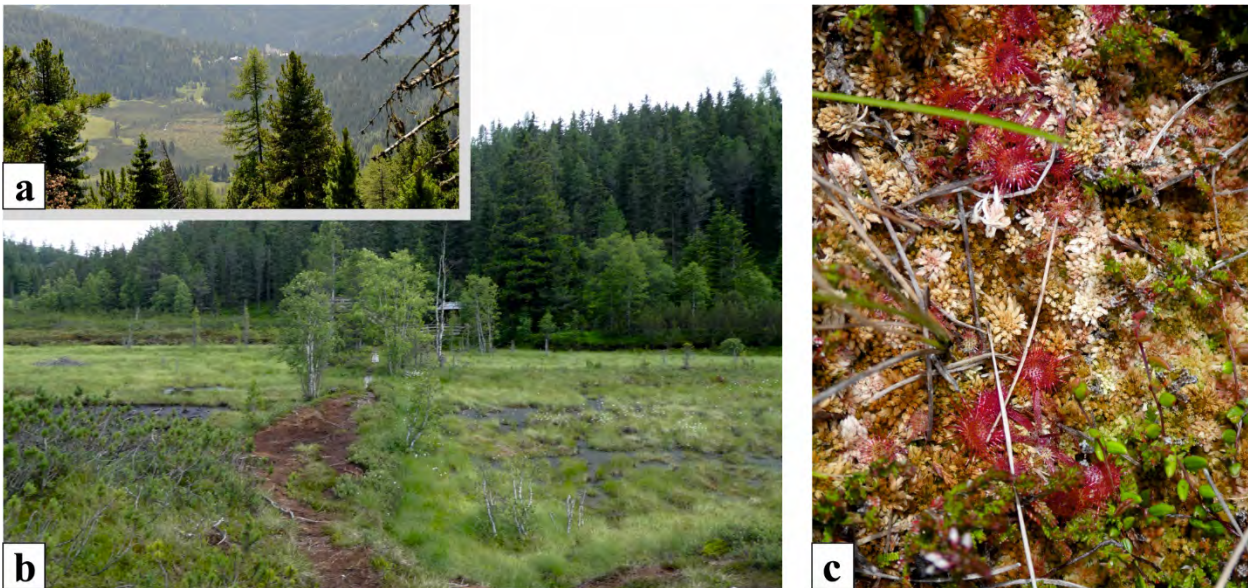


Abb. 26: a) Das „Latschenhochmoor“ im Andertal mit der Kirche von St. Lorenzen im Hintergrund. b) Renaturierung im Bereich von ehemaligen Torfstichen im zentralen Bereich des Hochmoores. c) Beispiel für die einzigartige Florenwelt – Rundblatt-Sonnentau (*Drosera rotundifolia*).

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.