

Bericht 2023 über geologische Aufnahmen in den Niederen Tauern auf den Kartenblättern 128 Gröbming, 129 Donnersbach und 158 Stadl a.d. Mur

GERIT E.U. GRIESMEIER & RALF SCHUSTER

1. Einleitung

Im vorliegenden Bericht sind Ergebnisse von geologischen Kartierungen rund um den Sölkpass, im obersten Katschtal, Etrachtal, Großsölktal und Bräualmbachtal zusammengefasst. Die kartierten Areale befinden sich auf den Kartenblättern ÖK50 Blatt 128 Gröbming, 129 Donnersbach und 158 Stadl a.d. Mur (Abb. 1). Sie schließen an Kartierungen der vergangenen Jahre an, welche in den Berichten von GRIESMEIER et al. (2021), GRIESMEIER & SCHUSTER (2024) und SCHUSTER & GRIESMEIER (2024) beschrieben sind.

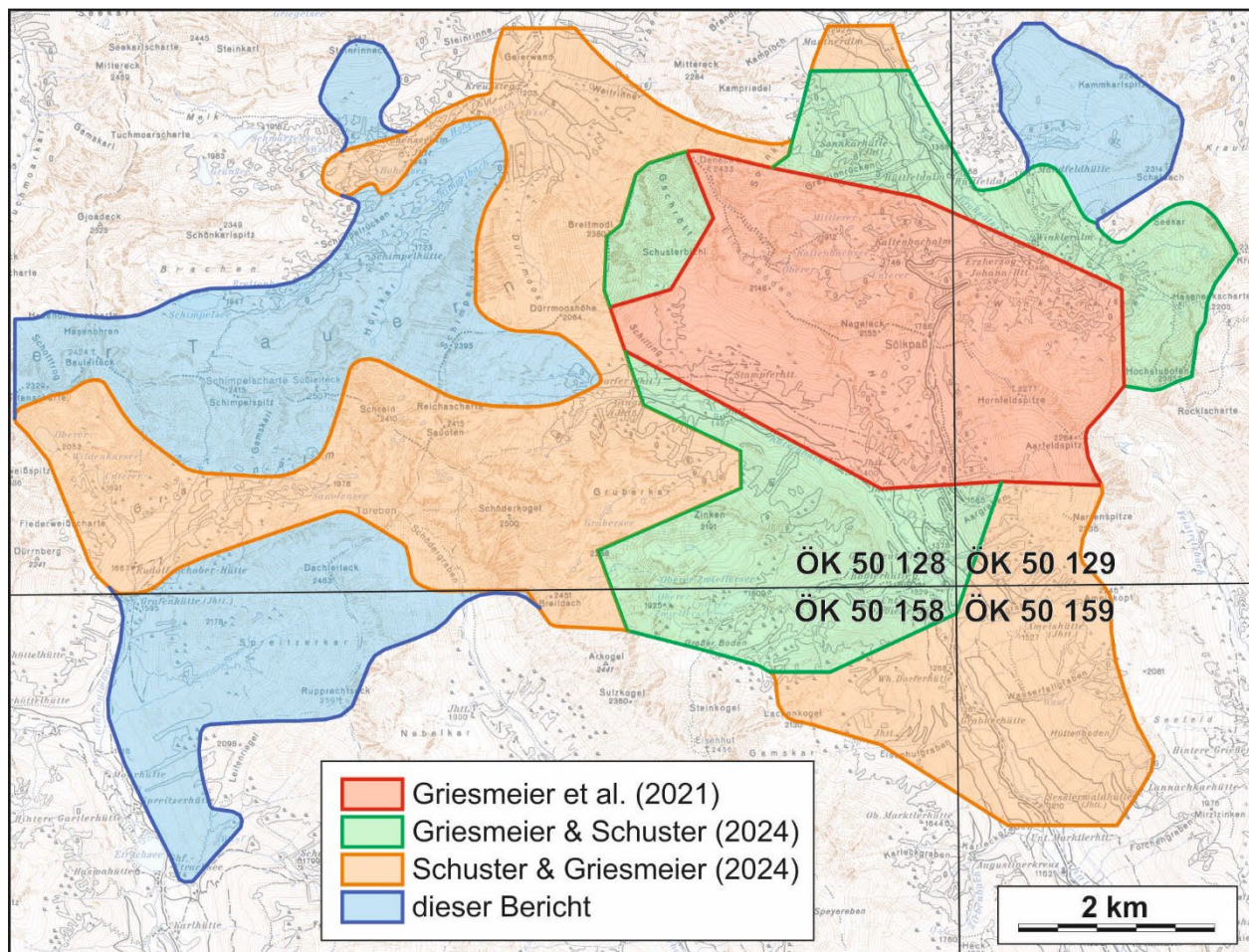


Abbildung 1: Topographische Karte des Gebietes um den Sölkpass (Steiermark). Die Kartierungen, die in den Berichten von GRIESMEIER et al. (2021), GRIESMEIER & SCHUSTER (2024), SCHUSTER & GRIESMEIER (2024) und im vorliegenden Bericht behandelt sind, sind mit verschiedenen Farben hinterlegt. Die schwarzen Linien markieren die Blattschnittgrenzen des Kartenwerkes ÖK50.

Die neu kartierten Areale werden aus denselben oberostalpinen Decken und lithodemischen (lithostratigraphischen) Einheiten aufgebaut, die bereits bei den Kartierungen der letzten Jahre

beschrieben wurden. Für einen geologischen Überblick und detaillierte lithologische Beschreibungen wird daher auf die oben genannten Berichte verwiesen. Die neu kartierten Areale sind räumlich voneinander getrennt und werden im Folgenden einzeln beschrieben (siehe Kartenbeilage).

2. Beschreibung der kartierten Areale

Für die Areale um das Etrachtal (Kapitel 2.1. und 2.2.) lag bereits eine Kartierung von ROCKENSCHAUB (1986) vor. Ziel war es, die Ergebnisse zu verifizieren, zusätzliche Strukturdaten zu messen und im Süden einen Anschluss zur Kartierung von KOLLMANN & SCHUSTER (2014) herzustellen. Während die Kartierung im obersten Katschtal (Kapitel 2.3.) nur dem Lückenschluss diente, waren die Arbeiten im Bräualmbachtal (Kapitel 2.4.) sowie im Großsölketal um den Kammkarlspitz (Kapitel 2.5.) notwendig, da die Grenze zwischen dem Greim- und Wölz-Komplex in der Geofast-Karte von KREUSS (2021) nicht nachvollziehbar und sehr wahrscheinlich nicht lagerichtig ist. Mit den Begehungen im Sattental (Kapitel 2.6.) sollten Gesteine näher untersucht werden, bei welchen der Verdacht vorlag, dass es sich um permische Metasedimente handeln könnte.

2.1. Etrachtal - Rupprechtseck

Im Etrachtal rund um das Rupprechtseck (2591 m) wird der Riesach-Komplex (Obertal-Decke) vom Wölz-Komplex (Donnersbach-Decke) überlagert. Die Kontaktfläche der Komplexe zeigt im Verschnitt mit der Topographie eine komplexe Form, da die kretazische Deckengrenze verfaultet und durch känozoische Störungen mehrfach versetzt ist. Die interne Stratigraphie des Riesach-Komplexes beginnt im Liegenden mit zum Teil migmatitischem Paragneis. Darüber folgt mit einer Mächtigkeit von über 250 m der hololeukokrate, Turmalin- und Granat führende Orthogneis, welcher nach HAAS et al. (2021) im Perm um 260 Ma als Granit intrudierte. Im hangenden Anteil des Orthogneises sind einzelne Lagen bzw. Schollen von Paragneis und Amphibolit eingeschaltet. Paragneis, Hornblendegneis und Amphibolit folgen auch im Hangenden des Orthogneises. Der Hornblendegneis zeichnet sich durch bis zu 1,5 cm lange, säulige, undeutlich eingeregelt Hornblendeporphyroblasten aus. Er bildet Lagen im Paragneis und wurde dort ausgeschieden wo diese Lagen einen bedeutenden Anteil innerhalb des Paragneises ausmachen. Er ist daher auch nicht scharf vom Paragneis abgrenzbar, findet sich aber oft im Übergang vom Paragneis zum Amphibolit. Der Amphibolit zeigt verschiedene Ausbildungen: Besonders hervorzuheben ist ein homogener Typ mit etwas mehr Hornblende als Plagioklas und einem etwa gleichkörnigen, oft kaum geschieferten Gefüge (Aufschluss RS-23-158-310, Abb. 2A). Eine deutlich geschieferte Probe (23R42, Aufschluss RS-23-158-275, Abb. 2B) zeigt im Dünnschliff einen Mineralbestand aus Amphibol + Plagioklas + Biotit + Quarz + opakem Erz + Titanit. Dazu kommt Chlorit und Epidot/Klinozoisit als retrograde Bildungen. Bis zu 5 mm große Amphibol- und Formrelikte nach Plagioklaskristallen bauen die Hauptmasse des Gesteins auf. Der Amphibol zeigt einen Pleochroismus von blaugrün nach gelbbraun. Die ehemaligen Plagioklasblasten bestehen aus unverzwilligtem Albit und sind dicht mit recht grobkörnigen Epidot-/Klinozoisitkristallen gefüllt. Dieser Typ findet sich als Lagen und diffus begrenzte Körper z.B. im mächtigen Amphibolitzug am Rupprechtseck bzw. westlich des Leitenriegels. Schon von ROCKENSCHAUB (1986) wurde er als Metagabbro interpretiert. Mit dem Metagabbro verbunden treten kleinere Körper auf, die fast ausschließlich aus bis zu 1 cm großen, gedrungenen Amphibolkristallen bestehen. Diese Hornblendkörper sind nur sehr undeutlich geschiefert und es könnte sich um Kumulate handeln. Darüber folgt der Wölz-Komplex, welcher großteils aus Granat-Glimmerschiefer mit auffällig vielen, millimeter- bis zentimeterdicken Quarzmobilisatlagen und -knauern besteht (Abb2C). Eingeschaltet treten feinkörniger Amphibolit und ein nur wenige Meter mächtiger Marmorzug auf,

der sich einige Kilometer weit als Leithorizont verfolgen lässt. Der Marmor ist im frischen Anschlag meist hellgrau gefärbt während die Verwitterungsfarbe gelblich bis braun erscheint. Durch unterschiedlich verteilte silikatische Verunreinigungen ist ein Lagenbau definiert (Aufschluss RS-23-158-277, Abb. 2D). Typisch im Wölz-Komplex ist auch das Auftreten von einige Dezimeter mächtigen, über einige Meter Länge verfolgbaren, zumindest teilweise diskordanten Quarzmobilisatgängen, welche in den sonst recht einheitlich graubraun gefärbten Aufschlüssen durch ihre weiße Färbung herausstechen.

Die tiefsten Anteile des Riesach-Komplexes sind am nördlichen Hangfuß des Dachleitecks (2463 m) aufgeschlossen, wo sie gegen Süden einfallen. Ab etwa 1800 m folgt eine mächtige Orthogneislage, welche bis wenige 10er Meter unter den Gipfel reicht. Diese baut auch den gesamten unteren Teil des Spreitzerkars auf, wobei sie gegen Westen zu immer steiler gegen Süden einfällt und in den steilen, westschauenden Abhängen zum Etrachtal sogar überkippt ist. Die darüber lagernde Abfolge aus Paragneis, Hornblendegneis, Amphibolit und Metagabbro ist am Dachleiteck weniger als 100 m mächtig, die Mächtigkeit nimmt aber gegen Süden stark zu. Am westlichen Hangfuß des Rupprechtsecks (2591 m), direkt östlich vom Etrachsee, erreicht die E-W streichende, saiger stehende, Amphibolit-reiche Abfolge mehr als einen Kilometer Mächtigkeit.

In diesem Bereich sind in mehreren Aufschlüssen gehäuft Harnische zu beobachten. Bei einem der gestörten Bereiche (Aufschluss RS-23-158-256 und RS-23-158-301) handelt es sich um eine steilstehende, E-W streichende und damit etwa senkrecht auf den Talverlauf orientierte, dextrale Seitenverschiebung (Abb. 3A). Zusätzlich sind hier mittelsteil nach NW einfallende Harnische und kataklastische Störungszonen (Abb. 2E) vorhanden, die eine abschiebende Kinematik aufweisen. Diese abschiebende Deformation ist wahrscheinlich jünger. Etwas weiter südlich (Aufschluss RS-23-128-308) weisen Harnischflächen auf einen NNW-SSE gerichteten, dextralen Versatz hin (Abb. 3B). Die Orientierung entspricht annähernd dem Talverlauf und lässt vermuten, dass sich unter dem Talboden eine Störungszone befindet.

Der Wölz-Komplex überlagert den Riesach-Komplex an einer gegen Süden einfallenden Deckengrenze, die als einige Meter dicke Phyllonitzone ausgebildet ist. Nach Untersuchungen dieser Phyllonitzone an Aufschlüssen westlich des Etrachsees durch KOLLMANN (2014), wurde diese unter Bedingungen der unteren Grünschieferfazies gebildet und zeigt einen N-gerichteten Bewegungssinn. Am Grat zwischen Dachleiteck und Rupprechtseck ist ein mehrmaliger Wechsel der Komplexe kartierbar, es ist aber schwierig ein dreidimensionales Bild zu gewinnen, da die Ostseite von unzugänglichen Felswänden gebildet wird und die Westseite mit periglazialem Hangschutt bedeckt ist. Die Deckengrenze dürfte aber mehrfach an südfallenden Störungen geschuppt sein (Abb. 2F). An den postulierten Schuppengrenzen treten jeweils feinstückig brechende, braun verwitternde Phyllonite auf. Die nördlichsten Vorkommen des Wölz-Komplexes befinden sich etwa 50 m nördlich vom Gipfel des Dachleitecks und reichen bis ca. 100 m südlich des Gipfels. Hier befindet sich auch eines der beiden bereits von THURNER (1958a, b) beschriebenen Marmorvorkommen. Das zweite Vorkommen tritt etwa 700 m nördlich des Gipfels des Rupprechtsecks in einer weiteren Schuppe aus Wölz-Komplex auf. Vom Gipfelbereich des Rupprechtsecks gegen Süden besteht der gesamte obere Teil der Berggruppe aus Granat-Glimmerschiefer des Wölz-Komplexes mit einzelnen Amphibolitlagen und dem charakteristischen Marmorzug. Bemerkenswert ist, dass auch am westlichen Hangfuß des Rupprechtsecks, im Graben östlich der Moarhütte, Granat-Glimmerschiefer des Wölz-Komplexes zu finden ist. Ob dieses Vorkommen mit jenem am Gipfel zusammenhängt ist derzeit unbekannt. Wahrscheinlich ist es an einer steilstehenden, E-W streichenden Störungszone eingeschleppt, zu welcher auch die oben beschriebenen Harnischflächen gehören. Derartige Störungen mit deutlichem Höhenversatz sind auch in der Kartierung von KOLLMANN & SCHUSTER (2014) dokumentiert.

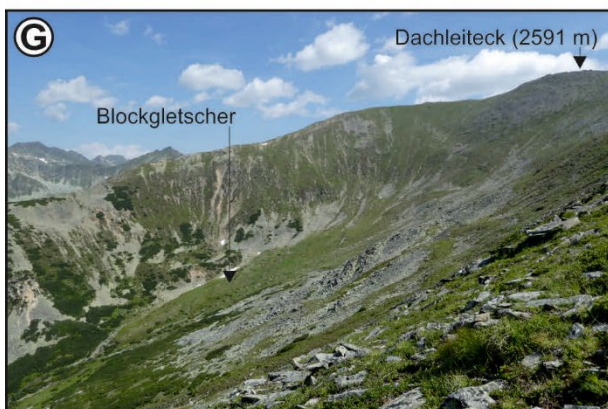
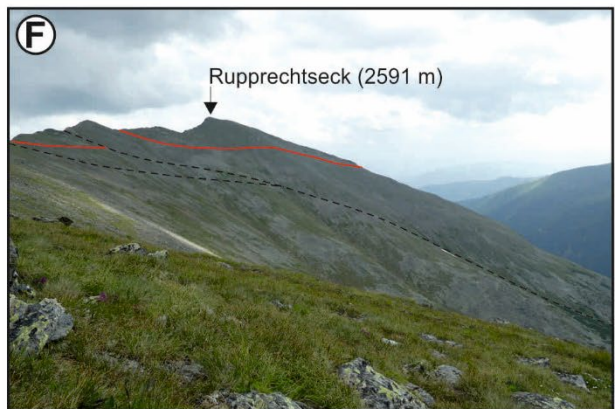
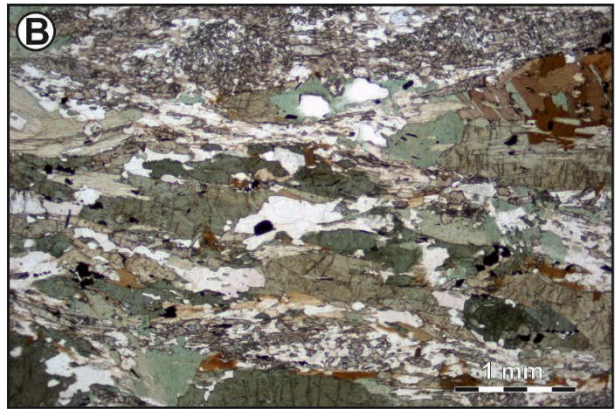


Abbildung 2: A) Metagabbro (Aufschluss RS-23-158-310, westlich Leitenriegel). B)

Dünnschliffbild eines Metagabbros mit Amphibol und Formrelikten nach magmatischem Plagioklas, die mit relativ grobem Klinozoisit und Hellglimmer gefüllt ist. Weiters ist Biotit, Quarz, und Chlorit vorhanden (Probe 23R41, Aufschluss RS-23-158-275, Grat nördlich Rupprechtseck). C) Granat-Glimmerschiefer des Wölz-Komplexes (Aufschluss RS-23-158-270, westlich Rupprechtseck). D) Verfalteter, silikatisch verunreinigter Marmor des Wölz-Komplexes (Aufschluss RS-23-158-277, Grat nördlich Rupprechtseck). E) Nach NW abschiebende, kataklastische Störungszone (Aufschluss RS-23-158-256, westlich Leitenriegel, Blickrichtung nach NW). F) Schuppung am Grat zwischen Dachleiteck und Rupprechtseck. Die Lage der schlecht aufgeschlossenen, südfallenden Störungen sind in Schwarz, die Deckengrenze zwischen der Donnersbach-Decke im Hangenden und der Obertal-Decke im Liegenden ist in Rot eingezeichnet. G) Nordgerichtete Abfälle des Rupprechtseck, welche großteils von losem Periglazialschutt und Wiesen bedeckt sind. Felsaufschlüsse sind kaum vorhanden. H) Normal gradierter, sandiger Kies, der als Eisrandablagerung interpretiert wird. Das Einfallen der Schichtung entspricht ungefähr dem Hangeinfallen (GG-23-158-159, Westseite).

An den Graten rund um das Spreitzerkar sind nur an den nach Norden ausgerichteten Abfällen des Rupprechtsecks mäßig steile Felswände ausgebildet. Überall sonst reichen steile, nur wenig bewachsene und von wenigen Felsaufschlüssen unterbrochene Permafrostablagerungen bis zum Grat. Diese Ablagerungen sind durch in-situ Verwitterung (meist Frostsprengung) der anstehenden Gesteine entstanden (Abb. 2F). Im Karboden sind Grund- und Ablationsmoränenablagerungen vorhanden, die an der Nordseite von einer aus Orthogneisblöcken bestehenden Blockgletscherablagerung überlagert werden (Abb. 2G). Am Hangfuß zum Etrachtal sind Schwemm- und Murkegel vorhanden. An den Hängen oberhalb der Kegel befindet sich Grundmoränenablagerung, die zum Teil mit Hangablagerungen vermischt ist. Zwischen diesen Sedimenten treten stellenweise gut gerundete, sandige Kiese auf. Sie lassen bereichsweise eine normale Gradierung erkennen (Abb. 2H). Durch ihre geographische Lage am Hang werden sie als Ablagerung an einem Eisrand interpretiert.

2.2. Etrachtal - Schimpelscharte

Im Profil vom Etrachtal bis zur Schimpelscharte (2275 m) ist dieselbe lithologische Abfolge anzutreffen wie am Rupprechtseck. Allerdings fallen die Gesteine hier generell gegen Norden ein. Das impliziert eine Faltung um eine E-W streichende Achse mit steilstehender Faltenachsebene im Bereich des oberen Etrachtals.

Der Paragneis im Liegenden des hololeukokraten Orthogneises ist am Weg zur Schimpelscharte bis in 1960 m Seehöhe verfolgbar. Darüber folgt die Orthogneislage, in deren hangendem Anteil wiederum Lagen und Linsen von Paragneis und Hornblendegneis anzutreffen sind. Die Hangendgrenze des Orthogneises zieht von der Südseite des Schimpelspitzes (2413 m) an den Fuß der Karwände und von dort stetig ansteigend gegen Westen, wo sie ca. 350 m westlich der Schimpelscharte den Kamm quert. Im Schimpelkar verläuft sie zur Südseite des Bauleitecks (2424 m). Die Abfolge aus Paragneis, Hornblendegneis (Abb. 4A) und dünnen Amphibolitlagen ist im Hangenden des Orthogneises nur etliche Zehnermeter bis wenige hundert Meter mächtig, denn bereits kurz nach der Scharte stehen Gesteine des Wölz-Komplexes an. Die Deckengrenze fällt mittelsteil gegen Norden und ist als Phyllonitzone ausgebildet. Der Wölz-Komplex besteht aus Granat-Glimmerschiefer mit einer einige Zehnermeter mächtigen Amphibolitlage und einer stark absetzigen Marmorlage. Beide in der Karte von ROCKENSCHAUB (1983) verzeichneten Marmorlinsen konnten verifiziert werden, obwohl es sich nur um „Rucksackvorkommen“ handelt. Unter den Felswänden an der Nordseite des Schimpelspitzes sind im Schutt einige braun anwitternde Marmorstücke zu finden und in den etwas weiter östlich gelegenen Gletscherschliffen

ist fast direkt an der Deckengrenze ein wenige Quadratmeter großer Marmorauflschluss vorhanden. Gegen Norden folgt eine steilstehende E-W gerichtete Störungszone. Diese bildet gegen Osten, am Nordgrat des Sübleitecks (2507 m), die Grenze zwischen den Komplexen bzw. Decken.

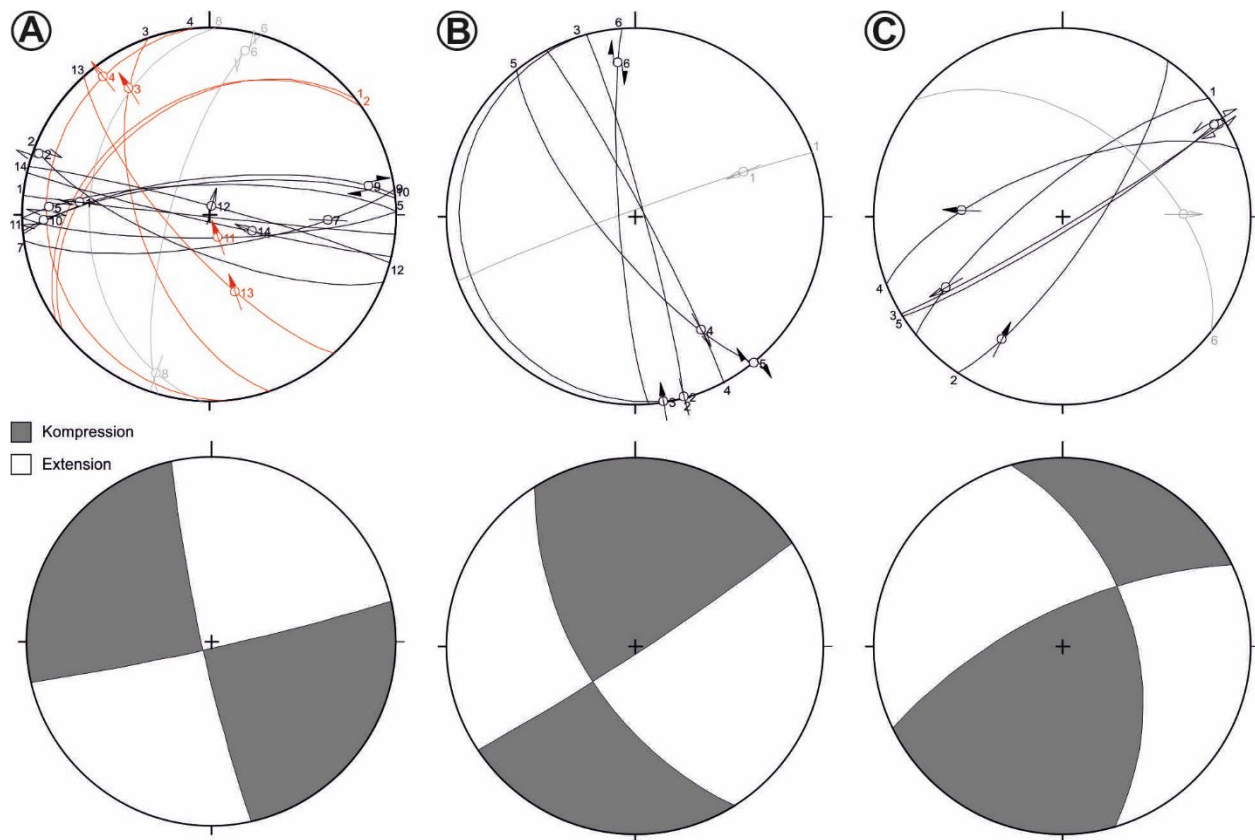


Abbildung 3: Auswertung von Harnischflächen. A) Die steilstehende Störungszone am Westhang des Rupprechtseckes ist W-E orientiert und zeigt einen dextralen Versatz (schwarz). Weiters sind nach NW abschiebende Störungsflächen vorhanden (rot) (Aufschlüsse RS-23-158-256 und RS-23-158-301). B) Harnischflächen in Amphibolit am Westhang des Rupprechtsecks. Die Mehrzahl der Harnischflächen deutet auf eine NNW-SSE gerichtete Störung mit dextralem Versatz hin. Die Orientierung entspricht annähernd dem Talverlauf (Aufschluss RS-23-128-308). C) Harnische in den permischen Metasedimenten des Sattentales weisen auf eine ENE-WSW orientierte Seitenverschiebung mit dextralem Versatz hin (Aufschluss RS-23-128-247 und RS-23-128-248).

Das südgerichtete Kar unterhalb der Schimpelscharte ist Großteils von Lockersedimenten bedeckt. Unter den Karwänden sind große Schuttkörper ausgebildet, die aus grobblockig und meist polygonal brechendem Ortho- und Paragneis bestehen. Darunter befindet sich eine Blockgletscherablagerung mit mehreren Wällen. Sie überlagert eine darunterliegende, Grund- und Ablationsmoränenablagerung mit groben Blöcken (Abb. 4B). Diese zeigt bis zur Karschwelle nur ein geringes Gefälle. Endmoränenwälle, die die Karschwelle überlagern, befinden sich auf einer minimalen Seehöhe von 1960 m. Aufgrund der Beobachtungen die nunmehr für fast das gesamte Sölktal vorliegen (GRIESMEIER, 2024), wird diese Moränenablagerung, anders als im Bericht SCHUSTER & GRIESMEIER (2024) nun dem Egesen-Stadial zugerechnet. Die Blockgletscherablagerung könnte in einer späteren Phase des Egesen-Stadials entstanden sein und entwickelte sich vermutlich aus der Ablationsmoräne des Egesen-Gletschers. Die Sedimente im Schimpelkar wurden im Wesentlichen bereits im Bericht GRIESMEIER (2020) beschrieben.

2.3. Oberstes Katschtal

Das nach Osten schauende Kar zwischen dem Sauofen (2415 m) im Süden und dem Schimpelgrat im Norden wird vom Wölz-Komplex aufgebaut. Es handelt sich fast ausschließlich um monotonen Granat-Glimmerschiefer mit relativ unauffälligen, hypidiomorphen Granatporphyroblasten mit Durchmessern bis zu 5 mm. Amphibolit findet sich als Linsen in den Felswänden am unteren Ende vom Ostgrat des Sauofens. Der wenige Meter mächtige Marmorzug, welcher über die Reichascharte ins Kar zieht, lässt sich bis 2160 m Seehöhe hinunter verfolgen. Der Marmor ist im Anschlag grau, zeigt eine ockerbraune Verwitterungsfarbe und heterogen verteilte, silikatische Verunreinigungen aus Quarz und Muskovit.

Unter den das Kar begrenzenden und kleineren internen Felswänden sind großflächige Hangablagerungen vorhanden, die zum Teil grobblockig ausgebildet sind. Der Großteil des Karbodens ist allerdings durch eine Gletscherschifflandschaft mit zahlreichen wallförmigen Moränenablagerungen geprägt. Die Wälle sind häufig von kantengerundeten Blöcken übersät und lassen sich bis auf etwa 2020 m Seehöhe herab verfolgen. Es ist anzunehmen, dass die Wälle durch mehrere Abschmelz- und Stabilisierungsphasen eines Gletschers, während eines einzigen Stadials gebildet wurden. Aufgrund der Höhenlage, der Ostexposition und der Mehrphasigkeit werden die Ablagerungen dem Egesen-Stadial zugerechnet. Abseits der Wälle tritt hauptsächlich Fels auf, nur im Bereich der Bäche, die das Kar entwässern befindet sich eine großflächige Grund- und Ablationsmoränenablagerung.

2.4. Bräualmbachtal

Ausgehend davon, dass der Marmor und Glimmerschiefer mit Hellglimmer-Pseudomorphosen, die um den Schwarzensee auftreten sicher dem Greim-Komplex zuzuordnen sind, während die Granat-Glimmerschiefer nördlich der Schimpelscharte bestimmt zum Wölz-Komplex gehören, muss zwischen diesen beiden Lokalitäten eine Grenze zwischen den beiden Komplexen vorhanden sein. Die Kartierung zeigt, dass der Schimpelrücken aus Paragneis, Granat-Glimmerschiefer und zumeist Granat führendem Amphibolit des Greim-Komplexes aufgebaut ist, während die Abhänge südlich des Schimpelbaches aus grobblockig brechendem Granat-Glimmerschiefer des Wölz-Komplexes bestehen. Die Grenze kann somit über einige hundert Meter im markanten, gerade verlaufenden Graben des Schimpelbaches, unterhalb vom Breitenbachsee festgelegt werden. Bei der im Graben verlaufenden Grenze handelt es sich offenbar um eine nur wenige Meter breite, recht steil stehende, SW-NE streichende Störung. Zu beiden Seiten des Baches konnten in den Aufschlüssen immer wieder feinstückig brechende, kataklastische Gesteine beobachtet werden. An der Störung werden die Schieferung und auch der lithologische Lagenbau des Greim-Komplexes mit ca. 30° abgeschnitten. Am oberen Ende des Sees verlässt die Grenze die Störung und zweigt E-W verlaufend Richtung Schimpelsee (1947 m) ab. Zu beiden Seiten der Störung bzw. Grenze wurden Proben genommen um die Glimmerschiefer der beiden Komplexe zu vergleichen. Beide zeigen einen Mineralbestand aus Muskovit + Quarz + Biotit + Granat + Plagioklas + Rutil/Ilmenit + Chlorit. Der Granat im Wölz-Komplex, aber auch jener im Greim-Komplex erscheinen nach optischen Kriterien einphasig gebildet. Als Unterschiede sind zu nennen, dass die Glimmer im Greim-Komplex (Abb. 4C) deutlich grobschuppiger sind und im Wölz-Komplex (Abb. 4D) sehr viel Turmalin als akzessorische Phase vorhanden ist.

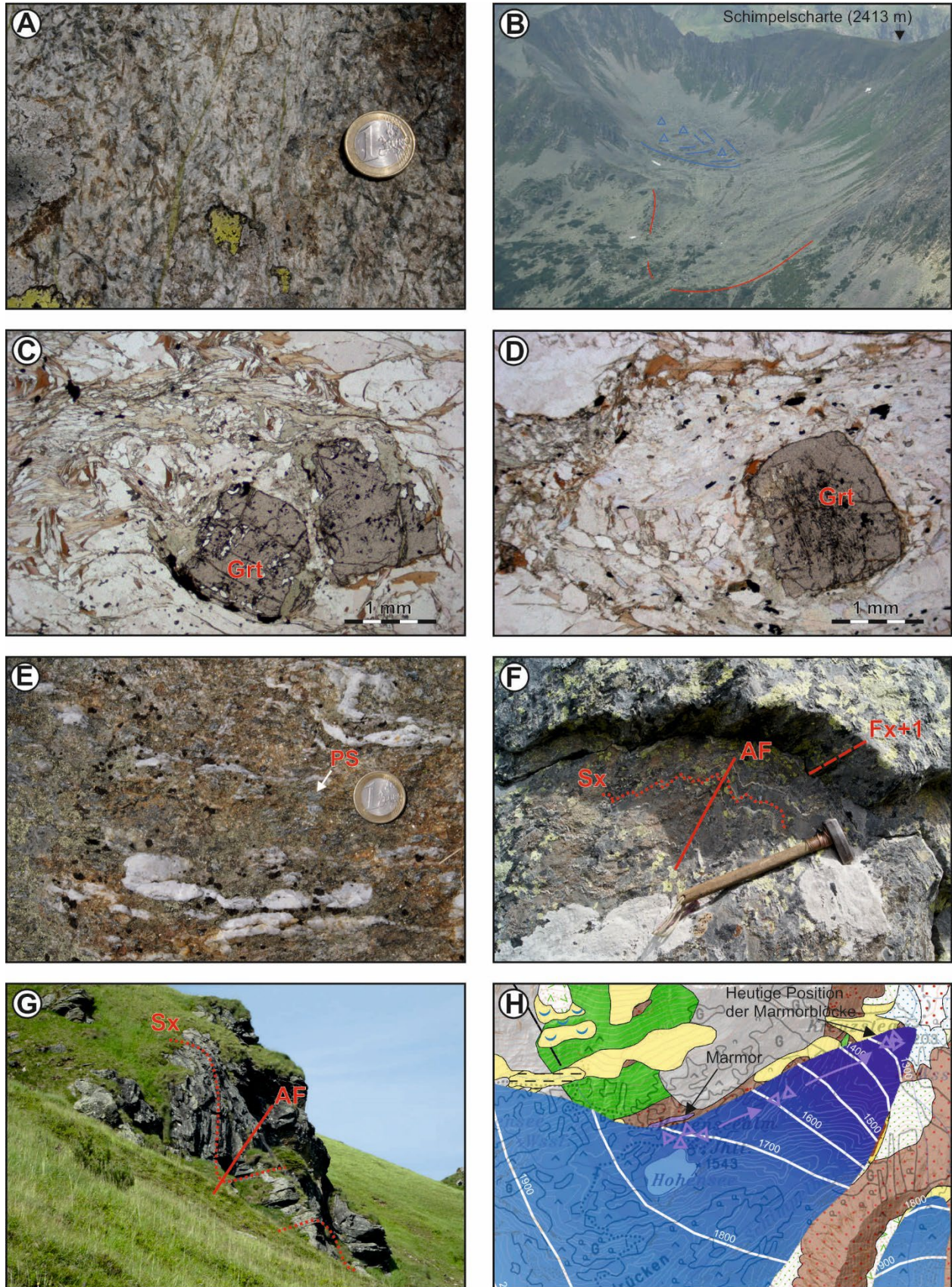


Abbildung 4: A) Hornblendegneis des Riesach-Komplexes mit stark chloritisierten, bis zu 1,5 cm

langen Hornblendestängeln (Aufschluss RS-23-128-297, nördlich Schimpelspitz 2413 m). B) Kar südlich der Schimpelscharte. Eine Blockgletscherablagerung (blau markiert) überlagert eine Moränenablagerung, die vermutlich während des Egesen-Stadials gebildet wurde (rot markierte Endmoränenwälle). C) Dünnschliffbild eines Granat-Glimmerschiefers aus dem Greim-Komplex. Der Granat (Grt) ist optisch einphasig, Muskovit und großteils chloritisierter Biotit relativ grobschuppig (Probe 23R39, Aufschluss RS-23-128-235, Schimpelrücken). D) Dünnschliffbild eines Granat-Glimmerschiefers aus dem Wölz-Komplex. Granat (Grt) ist optisch einphasig und der Hellglimmer der Matrix ist feinkörnig (Probe 23R40, Aufschluss RS-23-128-237, Tal südlich des Schimpelrückens). E) Glimmerschiefer des Greim-Komplexes mit typischen blaugrauen Pseudomorphosen (PS) aus feinschuppigem Hellglimmer nach Staurolith (Aufschluss RS-23-128-328, Steinrinneck). F, G) Verfaltete Schieferung (Sx) in Amphibolit des Greim-Komplexes mit steil gegen N einfallenden Achsenflächen (AF) und dazugehörigen Faltenachsen (Fx+1) (Blickrichtung gegen Osten, Aufschlüsse RS-23-128-330 bzw. RS-23-128-334). H) Rekonstruktion der Situation um den Hohensee zur Zeit des Gschnitz-Stadials. Eingezeichnet ist die höchste anstehende Marmorlage und die Position der wahrscheinlich supraglazial transportierten Marmorblöcke.

Die nördliche Begrenzung des Greim-Komplexes zum Wölz-Komplex ist in der Geofast Karte von KREUSS (2021) nördlich vom Hohensee (1543 m), fast genau am Kamm des Steinrinnecks (2247 m) eingezeichnet. Hier soll sich auch eine Marmorlinse im Granat-Glimmerschiefer des Wölz-Komplexes befinden. Die Begehung ergab, dass am Weg die höchste Lage aus Tremolit führendem Marmor in 1620 m Seehöhe auftritt. Diese fällt steil nach Norden ein. Darüber folgt bis in den Gipfelbereich des Steinrinnecks Amphibolit mit nur wenigen Einschaltungen von Paragneis. Erst im westlichen Anteil des kartierten Kammes ist wieder Granat-Glimmerschiefer vorhanden. Dieser enthält die für den Greim-Komplex typischen, blaugrauen Aggregate aus feinschuppigem Hellglimmer, welche als Pseudomorphosen nach Staurolith gedeutet werden (Abb. 4E). Marmor konnte nicht angetroffen werden. Die Schieferung ist verfault, wobei die Achsenflächen gegen NW einfallen. Die Schieferung fällt in der Hangmitte generell nach Südosten und im Kammbereich flach gegen Norden ein. Direkt am Kamm konnten eine M-förmige, aufrechte Verfaltung mit steil gegen NW einfallenden Achsenflächen beobachtet werden (Abb. 4F, 4G). In jedem Fall ist die gesamte Südseite des Steinrinnecks von Greim-Komplex aufgebaut.

Nicht ganz geklärt ist die interne Struktur des Greim-Komplexes um den Hohensee. Mit Bezug auf die in GRIESMEIER & SCHUSTER (2024) dargelegte, regional vorhandene lithologische Abfolge sollte sich der von Amphibolit und Paragneis dominierte Anteil im liegenden des Granat-Glimmerschiefers und der darin eingelagerten Marmorlage befinden. Der Marmor ist aber an der topographisch tiefsten Position um den Schwarzensee anzutreffen, während der Amphibolit teilweise bis zum Kamm des Steinrinnecks reicht. Wenn diese Abfolge auch im untersuchten Bereich ihre Gültigkeit hat, muss im Tal eine etwa NE-SW streichende Synform vorhanden sein, welche einen teilweise überkippten nördlichen Schenkel hat. Unter Berücksichtigung der gemessenen Strukturdaten und der im Kammbereich beobachteten parasitären Faltungen, ist eine derartige Situation durchaus möglich.

Damit stellt sich die Frage wie weit die Grenze zum Wölz-Komplex nach Norden verlegt werden muss. Möglicherweise um mehr als 1 km, falls der Dolomitmarmorzug in ca. 1500 m Seehöhe an der Südseite der Scheiben (1941 m) auch zum Greim-Komplex gehört.

Die quartären Ablagerungen des beschriebenen Bereichs sind großteils bereits im Bericht von GRIESMEIER (2020) erläutert. Im Folgenden wird noch der Südabhang des Steinrinnecks beschrieben. Etwas westlich unterhalb des Gipfels ist eine deutlich Abrisskante vorhanden. Direkt darunter ist zunächst eine steinig-blockige Hangablagerung ausgebildet und in weiterer Folge ist

eine unruhige Morphologie entwickelt, die auch am Laserscan-Bild auffällt. Der Gesteinsverband ist abgetreppert und in den flacheren Bereichen von Grund- und Ablationsmoränenablagerung überlagert. Da keine deutliche Gleitfläche und auch keine eindeutigen seitlichen Abgrenzungen ausgemacht werden können wird interpretiert, dass es sich um den Bereich eines langsamen Fließens handelt, der diffus in den ungestörten Felsverband übergeht.

Eine weitere Beobachtung betrifft das Gebiet, in dem der Hohenseebach in den Bräualmbach mündet. Entlang der Felsstufe, an der auch die Forststraße Richtung Hohensee verläuft, befinden sich mehrere relativ eckige, oft mehrere Meter große Tremolit führende Marmorblöcke. Diese sind entlang der ehemaligen Fließrichtung des Gletschers, SW-NE angeordnet. Basierend auf der Lithologie stammen sie eindeutig aus dem Bereich um den Hohensee. Würden sie an der Basis des Gletschers transportiert worden sein, wären sie deutlicher gerundet und vermutlich stärker zerkleinert. Somit ist anzunehmen, dass sie als supraglazialer Schutt transportiert wurden. Es ist daher denkbar, dass Blöcke aus der höchsten angetroffenen Marmorlage in 1620 m Seehöhe auf einen spätglazialen Gletscher gefallen sind. Dieser muss bis mindestens 1200 m herabgereicht haben. Darauf deutet auch eine Wallform auf der orographisch rechten Seite des Schimpelbaches auf ca. 1400-1600 m Seehöhe hin. Diese ist am Laserscan-Bild auszunehmen, wegen der Morphologie ist dieser Bereich aber sehr schlecht zugänglich. Die Wallform könnte die Seitenmoräne dieses Gletschers darstellen. Das Einzugsgebiet dieses Gletschers hat das gesamte Schimpel- und Grünseekar und vermutlich zusätzlich das Hüttkar umfasst. Für das Gschnitz-Stadial wird von MAISCH (1981) eine Schneegrenzdepression von 600-700 m angenommen. Bezogen auf die Schneegrenze um 1850, die in diesem Gebiet etwa bei 2800 m lag (LICHTENECKER, 1938), ergibt sich eine Gschnitz-zeitliche Schneegrenze von 2100-2000 m. Bei einer Schneegrenze von 2000 m wäre das Akkumulationsgebiet zirka zweimal so groß wie das Ablationsgebiet. Somit ist es durchaus möglich, dass ein Gletscher während des Gschnitz-Stadials diese Ausdehnung hatte und die Blöcke an ihre heutige Position brachte.

2.5. Großölktal - Kammkarlspitz

Im weiten, gegen Südwesten ausgerichteten Kar, dessen Kamm vom Schafdach (3214 m) im Osten über den Kammkarlspitz (2248 m) und weiter nach Norden Richtung Tischfeldspitze (2286 m) verläuft, ist eine deutliche lithologische Abfolge erkennbar. Generell fallen die Gesteine nach NNE ein, wobei sie um flach gegen WNW einfallende Achsen verfault sind. Die liegenden Anteile der Abfolge befinden sich daher im Südwesten und bestehen aus Paragneis, in den ein Zug aus Glimmerschiefer und Amphibolit eingelagert ist, der von südlich des Schafdach Gipfels über dessen westlichen Grat zieht. Vereinzelt, wie z.B. nördlich des Schafdach Gipfels, sind auch deformierte, bis zu 2 m mächtige Pegmatitlagen und -boudins im Paragneis anzutreffen. Darüber folgt Granat-Glimmerschiefer, in dessen liegendem Anteil eine wenige Meter mächtige Marmorlage eingelagert ist. Diese lässt sich durch das ganze Kar und im Westen noch darüber hinaus in die steilen Abhänge ins Großölktal durchgehend verfolgen. Der Marmor ist grau gefärbt, verwittert gelblich und enthält silikatische Verunreinigungen, wobei makroskopisch kein Tremolit identifiziert werden konnte. Weiter im Hangenden sind im Granat-Glimmerschiefer sehr vereinzelt dünne Amphibolit- und Quarzitlagen vorhanden. Der Granat-Glimmerschiefer selbst ist zum Teil sehr reich an xenomorphem Granat, der in den einzelnen Lagen immer Granatporphyroblasten in unterschiedlicher Größe von bis zu 5 mm enthält. Muskovit und untergeordnet Biotit sind als einige Zehntelmillimeter große Blättchen vorhanden. Bemerkenswert ist auch das Vorhandensein von bis zu 1 cm langen, säuligen Hellglimmer-Pseudomorphosen nach Staurolith (Aufschluss RS-23-129-218). Diese Pseudomorphosen sind auch im Dünnschliff als Aggregate aus feinschuppigem Hellglimmer ohne interne Vorzugsrichtung zu erkennen (Abb. 5A). Erst am Grat zum Seifriedtal wechselt die Lithologie wieder zu Paragneis.

Zu welchem Komplex die beschriebene Abfolge gehört ist ohne weitere Kartierungen nicht eindeutig zu entscheiden. Einerseits erinnert die lithologische Abfolge mit dem diskreten Marmorzug und den Hellglimmer-Pseudomorphosen an jene des Greim-Komplexes. Andererseits folgt sie konkordant und ohne erkennbaren lithologischen Wechsel auf den Pegmatit führenden Paragneis, welcher im Seekar südlich des Schafdachs dem Rappold-Komplex zugerechnet werden muss. Eine Zuordnung zum Rappold-Komplex erscheint daher wahrscheinlicher. Sie bedingt jedoch, dass sich die Deckengrenze zwischen Donnersbach-Decke (aufgebaut aus Greim- und Wölz-Komplex) und Pusterwald-Decke (Rappold-Komplex), welche vom Katschtal kommend knapp östlich des Sölkpasses vorbeizieht, auch in den steilen Flanken des Sölktales unterhalb des beschriebenen Kares entlangzieht. Diese Interpretation ergibt sich jedenfalls notwendiger Weise, wenn, wie in der Geofast Karte Gröbming (KREUSS, 2021) dargestellt, das Vorhandensein von Wölz-Komplex entlang des Hangfußes östlich der Mautneralm, zutrifft. Als Quelle hierfür wird „E. HEJL (2009)“ angegeben. Dabei ist zunächst darauf hinzuweisen, dass damit nicht der im Jahr 2009 unter fast identem Titel publizierte Kartierungsbericht von HEJL (2009a) gemeint ist, welcher sich auf einen anderen Teil des Kartenblattes bezieht. Vielmehr wird, auf ein unpubliziertes Archivstück der GeoSphere Austria, der GeoSphere Austria, bestehend aus Karte und Kartierungsbericht, verwiesen (Hejl, 2009b). In diesem werden im südlichsten Teil des besagten Hangfußes feldspatreiche Granat-Glimmerschiefer und ein Marmorzug beschrieben, welche nach dem Geländebefund heute dem Greim- oder Rappold-Komplex zuzuordnen sind.

Das beschriebene Kar ist nur in den gegen Norden gerichteten Abfällen am Schafdach durch Felswände begrenzt. Überall sonst reichen Almwiesen mit kleinen offenen Schuttflächen bis zum Grat. Die gegen Süden gerichteten Hänge zeigen eine unruhige, gegliederte Morphologie mit einer Hohlform am nordwestlichen Ende. Der einseitig ausgeprägte Kamm, der die Hohlform gegen NW begrenzt, kann kaum durch Gletschererosion erklärt werden und wird somit als Abrisskante einer in sich gegliederten Massenbewegung interpretiert (Abb. 5B). Somit stellt sich die Frage, wo sich die Masse, die ursprünglich die Hohlform ausgekleidet hat, befindet. Weitere Abrisskanten befinden sich jeweils 50-100 m unterhalb des Kammes um den Kammkarlspitz. Die erkennbare Auflockerung des Festgesteins ist vermutlich nicht allzu tiefgründig. Der südwestliche Anteil zeigt keinen deutlichen Übergang zu ungestörtem Gesteinsverband, allerdings ist dieser Bereich von Grund- und Ablationsmoränenablagerung überlagert. Die unterhalb folgende Felswand, die auf 1860 m ihren höchsten Punkt erreicht, ist jedenfalls nicht mehr von der Massenbewegung betroffen. Die Felswand selbst scheint durch einen spätglazialen Gletscher geschaffen zu sein, der sich im Kar nordwestlich des Schafdaches entwickelte. Da die Massenbewegung oberhalb der besagten Felswand endet, ist anzunehmen, dass sie kurz nach dem Hochglazial aktiv war und von dem Gletscher (Gschnitz-Stadial?) weitgehend ausgeräumt wurde. Dadurch könnte die fehlende Masse erklärt werden. Der oben beschriebene Marmorzug zieht durch die Massenbewegung und bewirkt ein durch Verkarstung erzeugtes Schluckloch, in dem ein nur zeitweilig fließender Bach verschwindet. Das Wasser tritt erst wieder im Bereich der Moränenablagerungen im Karboden aus.

2.6. Sattental

Im oberen Sattental befindet sich nach der Geofast Karte Gröbming (KREUSS, 2021) ein Segment der Deckengrenze zwischen der liegenden Obertal-Decke, welche aus dem Riesach-Komplex aufgebaut ist und der hangenden Donnersbach-Decke, die aus Gesteinen des Wölz-Komplexes besteht. Der Kontakt verläuft laut Karte im Nordwesten über den Kamm zwischen Scheibleck (2117 m) und Ochsenkarhöhe (1957 m) und von dort gegen Osten Richtung Talboden bei der Perneralm (1315 m). Innerhalb des Bereiches, der in der Karte als Obertal-Decke ausgedehnt ist, finden sich die für den Riesach-Komplex typischen Gesteine nur westlich der Lahntalrinne und Langschneerinne. Dabei handelt es sich im Wesentlichen um zum Teil migmatischen Paragneis

und Orthogneis, welche sehr kompetent und wandbildend sind. Östlich davon ist eine weniger kompetente, geringer metamorphe und bunter zusammengesetzte Gesteinsassoziation anzutreffen. Diese beinhaltet hellgrünlich-grauen Glimmerschiefer, quarzischen Glimmerschiefer und Arkosegneis. Makroskopisch bestehen die Gesteine vor allem aus Serizit, Chlorit, Quarz und Feldspat, wobei die mengenmäßigen Anteile stark schwanken. Die Gesteine brechen plattig, zeigen eine einfache Strukturprägung mit ebenen Schieferungsflächen und einer feinen Krenulation. In der feinkörnigen Matrix finden sich vereinzelt runde, aus polykristallinem Quarz bestehende Aggregate mit bis zu einigen Zentimetern Durchmesser. Diese können als Gerölle interpretiert werden (Abb. 5C). Ebenfalls vorhandene Quarzmobilisate sind im Gegensatz dazu bis zu mehrere Zentimeter dick, unregelmäßig gangförmig entwickelt und enthalten dunkelbraun gefärbte Nester mit teilweise herausgelöstem Karbonat.

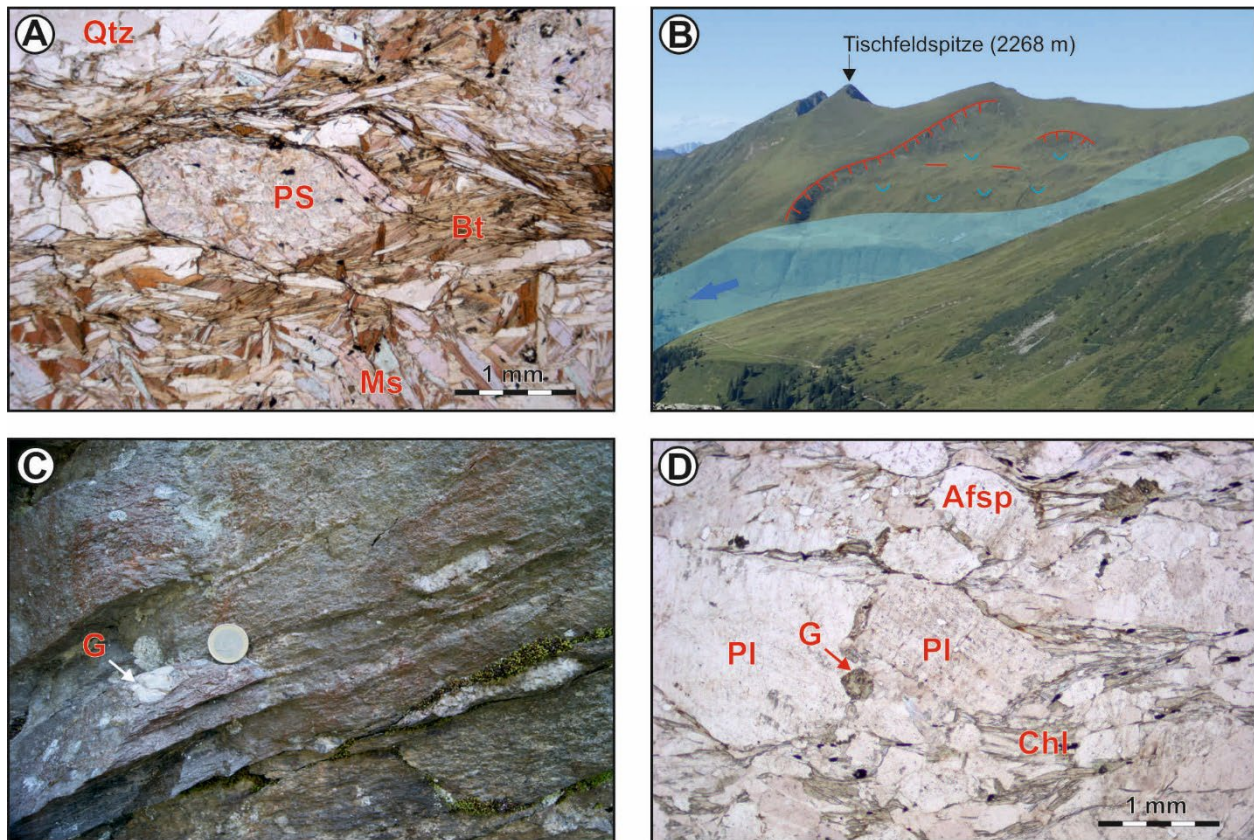


Abb. 5: A) Dünnschliffbild eines Glimmerschiefers mit einer Hellglimmerpseudomorphose nach Staurolith (PS) in einer Matrix aus Muskovit (Ms), Biotit (Bt), Quarz (Qtz) und etwas Plagioklas und Chlorit. Das Gestein gehört wahrscheinlich zum Rappold-Komplex (Probe 23R38, Aufschluss RS-23-129-218, Kar südlich des Kammkarlspitzes). B) Massenbewegung unterhalb des Kammkarlspitzes. Man sieht eine deutliche Hohlform links der längeren Abrisskante (rot mit Querlinien). Die bewegte Masse wurde vermutlich großteils von einem spätglazialen Gletscher (Gschnitz-Stadial?) ausgeräumt der auch die Felswand unterhalb der Massenbewegung schuf. Die rekonstruierte Ausdehnung dieses Gletschers ist hellblau dargestellt und die Fließrichtung mit einem Pfeil gekennzeichnet. Rote Linien: Antithetische Brüche; blaue Bögen: Fließmarken. C) Als permisches Metasediment interpretierter Quarzphyllit mit Geröll (G) (Aufschluss RS-23-128-249, Sattental). D) Dünnschliff eines Arkosegneises mit Bruchstücken von Plagioklas (Pl) und Alkalifeldspat (AFsp). Die Matrix besteht aus Chlorit (Chl), Hellglimmer und chloritisiertem Granat (Grt) (23R37, Aufschluss RS-23-128-250, Sattental).

Im Dünnschliff zeigt der Glimmerschiefer eine Matrix aus Hellglimmer, viel Chlorit mit dunkelgraugrüner Interferenzfarbe, feinkörnigem Quarz und Albit. Extrem selten ist Biotit vorhanden, der aber auch teilweise chloritisiert ist. Darin sind Bruchstücke von Alkalifeldspat und polysynthetisch verzwilligtem Plagioklas sowie lithische Fragmente aus Feldspat und/oder Quarz vorhanden. Die chloritreiche Matrix wird von weniger als 1 mm großen, zum Teil idiomorphen Granatporphyroblasten überwachsen. Diese sind randlich und entlang von Rissen, manchmal aber auch vollständig chloritisiert. In Mobilisatlagen aus Quarz und Feldspat sind Putzen aus bräunlich gefärbtem Karbonat zu sehen. Bei ähnlichem Erscheinungsbild zeigt der quarzitischer Glimmerschiefer einen höheren Quarzgehalt und im Arkosegneis dominieren die Feldspatklasten (Abb. 5E). Bei der Gesteinsassoziation handelt es sich um grünschieferfaziell überprägten Erosionsschutt aus einem von Graniten dominierten Hinterland. Die gut erhaltenen Feldspatklasten sprechen für eine geringe Transportweite. Nach lithologischen Vergleichen handelt es sich bei der beschriebenen Gesteinsassoziation um permische Metasedimente, welche in gleicher Position im Bösenstein Massiv und in den Seckauer Tauern zu finden sind und dort als „Rannachserie“ bezeichnet werden. Diese Metasedimente stellen wahrscheinlich die sedimentäre Bedeckung des Riesach-Komplexes dar. Ein primär sedimentärer Kontakt konnte auf Grund der Aufschlussituation bzw. einer tektonischen Überprägung am Kontakt nicht beobachtet werden. Im Bereich der Forststraße am Westende des Kainachwaldes fallen die permischen Metasedimente mittelsteil (ca. 20°) gegen Norden ein und erreichen eine Mächtigkeit von mehr als 100 m. Hier sind auch zahlreiche Harnische vorhanden die zu einer steilstehenden, ENE-WSW orientierten Seitenverschiebung mit dextralem Versatz gehören (Aufschluss RS-23-128-247 und RS-23-128-248, Abb. 3C).

Referenzen

- GRIESMEIER, G.E.U. (2020): Bericht 2019 über quartärgeologische Aufnahmen auf Blatt 128 Gröbming. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **160**, 473–480.
- GRIESMEIER, G.E.U. (2024): Bericht 2022 über quartärgeologische Aufnahmen im Kleinsölk-, Satten- und Walchental auf Blatt 128 Gröbming. Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **162**, 206–209.
- GRIESMEIER, G.E.U., SCHUSTER, R. & IGLSEDER, C. (2021): Bericht 2020 über geologische Aufnahmen im hinteren Sölk- und Katschtal auf Blatt 128 Gröbming und 129 Donnersbach. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **161**, 191–196.
- GRIESMEIER, G.E.U. & SCHUSTER, R. (2024): Bericht 2021 über geologische Aufnahmen im hinteren Sölk- und Katschtal auf Blatt 128 Gröbming und 129 Donnersbach. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **162**, 212-217.
- HAAS, I., KURZ, W., GALLHOFER, D. & HAUZENBERGER, C. (2021): A U/Pb zircon study on the Schladming Nappe and its implications for the pre-Alpine evolution of the Austroalpine Basement. – Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft, **167**, 100.
- HEJL, E. (2009a): Bericht 2008 über geologische Aufnahmen im Wölzer Kristallinkomplex auf Blatt 128 Gröbming. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 149, 538-539.
- HEJL, E. (2009b): Bericht 2009 über geologische Aufnahmen im Wölzer Kristallinkomplex auf Blatt 128 Gröbming. – unpublizierter Kartierungsbericht, 10 Anlagen, 3 Karten, Geologische Bundesanstalt, Wien.
- HEJL, E. (2011): Bericht 2009 über geologische Aufnahmen im Wölzer Kristallinkomplex auf Blatt 128 Gröbming. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **151**, 128-129.
- KOLLMANN, C. (2014): Cooling and deformation history of Austroalpine crystalline units in the Schladminger Tauern (Eastern Alps/Austria). – Unpublizierte Masterarbeit Universität

- Wien, 55 S, Wien.
- KOLLMANN, CH. & SCHUSTER, R. (2014): Bericht 2012–2013 über geologische Aufnahmen auf Blatt 158 Stadl an der Mur. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **154**/1-4, 308–310.
- KREUSS, O. (2021): Geofast - Zusammenstellung ausgewählter Archivunterlagen der Geologischen Bundesanstalt 1:50.000 – 128 Gröbming: Stand 2020, Ausgabe: 2021/03. – 1 Bl, Farbplot, Wien.
- LICHTENECKER, N. (1938): Die gegenwärtige und die eiszeitliche Schneegrenze in den Ostalpen. – In: Götzinger, G. (Ed.): Verhandlungen der 3. Internationalen Quartär-Konferenz. 141–147, Wien.
- MAISCH, M. (1981): Glazialmorphologische und gletschergeschichtliche Untersuchungen im Gebiet zwischen Landwasser- und Albulatal (Kt. Graubünden, Schweiz). – 218 S, Physische Geographie, **3**.
- ROCKENSCHAUB, M. (1986): Geologische und geochronologische Untersuchung im Grenzbereich Wölzer Kristallin - Schladminger Kristallin in den nördlichen und östlichen Schladminger Tauern (Steiermark). – Dissertation Universität Wien, 140 S, Wien.
- SCHUSTER, R. & GRIESMEIER, G.E.U. (2024): Bericht 2022 über geologische Aufnahmen im hinteren Sölk- und Katschtal auf den Blättern 128 Gröbming, 129 Donnersbach, 158 Stadl an der Mur und Murau. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **162**, 217-223.
- THURNER, A. (1958a): Geologische Karte Stadl-Murau 1:50.000. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- THURNER, A. (1958b): Erläuterungen zur geologischen Karte Stadl-Murau. – 106 S, Geologische Bundesanstalt, Wien.