

Chloritoid im phyllonitischen Glimmerschiefer häufiger vorhanden. Wegen seiner geringen Größe kann er im Zuge der feldgeologischen Aufnahmen jedoch nicht erkannt und kartiert werden. Nur eine dichtere Beprobung für Dünnschliffmikroskopie könnte hier Abhilfe schaffen.

Gegen Süden wird der Glimmerschiefer allmählich grobschuppiger, wobei auch die Häufigkeit und Größe des Granats zunehmen. Ungefähr entlang der Linie Kühofenspitze (2.145 m) – Ramertalm (1.394 m) – Dornkarspitze (2.050 m) verläuft die unscharfe Grenze zu typischem Granatglimmerschiefer mit lagenweise angereicherten, frischen Granaten mit über 5 mm Durchmesser. Granat wird oft bis zu 8 mm groß; im Wildbachschutt bei der Ramertalm treten sogar Blöcke mit knapp über 2 cm großem Granat auf (Probe Hejl 2022/1). Der Granatglimmerschiefer unterlagert den granatärmeren Glimmerschiefer konkordant und fällt wie dieser mittelsteil nach Norden ein.

Lagen und Linsen von Kalkmarmor treten auch im Granatglimmerschiefer auf – so z.B. im hinteren Ramertalm, am Schwarzkarspitze (1.996 m) und 200 m westlich vom Plöschmützzinken (2.095 m). Eine über 2 km lange und bis zu 250 m breite Kalkmarmorlage erstreckt sich vom Grat südöstlich des Kühofenspitzes (2.145 m) bis in das hintere Englitztal herunter und von dort weiter bis auf den Höhenrücken, der dieses vom Ramertalm trennt.

Bemerkenswert ist das weitgehende Fehlen von Metabasen in diesem Teil des Wölz-Komplexes. Nur im Wildbachschutt bei der Vorderen Mörsbachalm fanden sich wenige Stücke von Hornblendegarbenschiefer mit radialstrahligen, bis ca. 5 cm großen Hornblendenadeln. Ganz ähnliche Hornblendegarbenschiefer sind dem Autor aus dem Radentheiner Granatglimmerschiefer bei Afritz (Kärnten) bekannt. Möglicherweise sind diese beiden Glimmerschieferorkommen äquivalent und bildeten eine zusammenhängende Einheit mit gleichem Edukt und annähernd gleicher Metamorphoseentwicklung.

Der Ennstal-Komplex

Über der basalen Deckengrenze der Öblarn-Decke liegen bis über 250 m mächtige, helle Serizitschiefer und Serizitquarzite, welche die sulfidischen Erzlager der Lagerstätte Walchen enthalten (UNGER, 1968). Das gesamte Gesteinspaket fällt mittelsteil nach Norden ein. Seine Gesamtmächtigkeit nimmt von West nach Ost zu, wobei am Höhenrücken südlich des Karlspitzes (1.848 m) eine Gesamtmächtigkeit von ungefähr 350 m erreicht wird.

Weiter nördlich bzw. im Hangenden folgen quarzärmere, dunkelgraue Phyllite, die vermutlich aus ehemaligen Tonschiefern oder Grauwacken hervorgegangen sind. Darin eingelagert befinden sich konkordante, blassgrüne bis olivgrüne Chloritschiefer. Sie treten z.B. am Spornrücken 300 m westlich des Karlspitzes (1.848 m) auf. Es handelt sich um die gleichen Chloritschiefer, die auch an anderen Stellen im Ennstal-Komplex vorkommen.

Quartäre Sedimente und Formen

Spätglaziale Moränen befinden sich im Talgrund des Englitztales, in der näheren Umgebung der Matillentalm, bei der Weppritzalm, im Dornkar, im südlichen Talschluss des Ramertals, im Steinkar, auf dem Schusterboden und im hinteren Mörsbachtal, unmittelbar an der östlichen Kartenblattgrenze.

Bemerkenswert ist das Vorkommen von insgesamt drei Blockgletscherablagerungen mit typisch wulstartigen Formen. Es sind dies:

- 1.) eine Blockgletscherablagerung ca. 200–400 m nördlich des Plöschmützzinkens (2.095 m) in 1.940–2.000 m über NN;
- 2.) eine Blockgletscherablagerung ca. 150 m nordwestlich des Lämmertörls (1.920 m) in 1.820–1.860 m über NN;
- 3.) eine Blockgletscherablagerung im namenlosen Kar nördlich des Steinkars. Dieses Objekt befindet sich in 1.780–1.880 m über NN.

Die genannten drei Objekte liegen in einem relativ engen Höhenintervall zwischen 1.780 und 2.000 m über NN, also größtenteils über der rezenten Waldgrenze, aber weit unter der rezenten Permafrostgrenze, die nur von den höchsten Gipfeln der Niederen Tauern knapp überschritten wird (z.B. Hochgolling, 2.863 m). Es handelt sich offenbar um spätglaziale oder allenfalls frühholozäne Reliktformen. Eine genauere Alterseinstufung ist vorerst nicht möglich.

Literatur

HEJL, E. (2024): Bericht 2021 über geologische Aufnahmen im Ennstal-Komplex und im Wölz-Komplex auf Blatt 128 Gröbming. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **162** (2022), 201–203, GeoSphere Austria, Wien. (dieser Band)

PESTAL, G., HEJL, E., BRAUNSTINGL, R. & SCHUSTER, R. (2009): Geologische Karte von Salzburg 1:200.000 – Erläuterungen. – 162 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

UNGER, H.J. (1968): Der Schwefel- und Kupferkiesbergbau in der Walchen bei Oeblarn im Ennstal. – Archiv für Lagerstättenforschung in den Ostalpen, **7**, 2–52, Geologische Bundesanstalt, Wien.

Bericht 2021 über geologische Aufnahmen im hinteren Sölk- und Katschtal auf den Blättern 128 Gröbming und 129 Donnersbach

GERIT E.U. GRIESMEIER & RALF SCHUSTER

Einleitung

Anschließend an die Kartierungen vom Sommer 2020 (GRIESMEIER et al., 2021) wurden im Jahr 2021 angrenzende Gebiete im hinteren Großsölketal und hinteren Katschtal auf den Kartenblättern ÖK50 Blatt 128 Gröbming und 129 Donnersbach bearbeitet. In diesem Bericht werden zunächst die Ergebnisse zur Geologie der Festgesteine und im Anschluss die beobachteten quartären Ablagerungen und Formen dargestellt.

Geologie der Festgesteine

Das Gebiet um den Sölkpass (1.788 m) wird von mehreren, aus kristallinen Gesteinen bestehenden oberostalpinen Decken aufgebaut. Nur ganz im südwestlichsten Anteil des kartierten Gebietes tritt die tektonisch tiefste Obertal-Decke des Silvretta-Seckau-Deckensystems zutage. Der Großteil wird von der Donnersbach-Decke eingenommen, die von der Pusterwald-Decke überlagert wird. Beide sind nach SCHMID et al. (2004) dem Koralpe-Wölz-Deckensystem zuzuordnen. Die Pusterwald-Decke ist zumindest oberhalb nicht auf GK50 Blatt 128 Gröbming anzutreffen, sie tritt aber unmittelbar östlich davon auf den GK50 Blättern 129 Donnersbach und 159 Stadl an der Mur auf. Die Kartierung dieser Bereiche ist notwendig, um das Vorhandensein und die Lage von wesentlichen Scherzonen zu erfassen, welche die Grenzflächen zwischen der Donnersbach- und Pusterwald-Decke bilden. Diese setzen sich zumeist von quartären Sedimenten bedeckt und schlecht erkennbar gegen Westen auf GK50 Blatt 128 Gröbming fort.

Obertal-Decke

Im bearbeiteten Bereich wird die Obertal-Decke durch den Schladming-Komplex aufgebaut (MANDL et al., 2014). Dieser tritt, durch Störungen begrenzt, in einem Bereich direkt westlich des Oberen Zwieflersees (1.925 m) auf, wobei ein Einfallen der Schieferungsflächen nach NE oder SE zu beobachten ist. Angetroffen wurde zum Teil migmatischer, feldspatreicher Paragneis mit Amphibolit- sowie Orthogneislagen. Untergeordnet ist auch Glimmerschiefer vorhanden. Der Paragneis bricht meist zu dicken Platten oder Blöcken und wittert mit runden Formen ab. Das Gestein ist arm an Muskovit, führt aber in manchen Lagen Amphibol. In den hellen feldspatreichen Typen ist oft viel xenomorpher Granat mit bis zu 1,5 mm im Durchmesser vorhanden. Im Dünnschliff zeigt sich, dass der Granat zweiphasig gewachsen ist. Die Alter der beiden beobachteten Granatgenerationen sind derzeit unklar. Traditionell wird für die Einheit eine amphibolitfazielle variszische Metamorphose angenommen (HOINKES et al., 1999). Neueste Ergebnisse von HAAS et al. (2021) zeigen, dass die in der Einheit weit entfernt auftretenden Orthogneise im Perm kristallisiert sind und mit der Migmatisierung der Paragneise in Zusammenhang stehen. Schließlich könnten die Ränder der Granate auch während des eoalpidischen Ereignisses in der Kreide gebildet worden sein.

Donnersbach-Decke

Die Donnersbach-Decke baut sich aus dem liegenden Greim- und dem hangenden Wölz-Komplex auf. Die Grenze zwischen den beiden Einheiten ist sehr wahrscheinlich eine präalpidische Scherzone.

Greim-Komplex

Die westliche Talseite des hinteren Großsölktales zwischen Mittereck (2.284 m) bzw. Kampriedel und dem Sölkpass (1.788 m) wird vom Greim-Komplex aufgebaut. Seine weitere Fortsetzung findet dieser vom Nageleck (2.155 m) bis zur Kreuzerhütte (1.378 m). Für den Greim-Komplex kann auf Grund der neuen Ergebnisse folgende prinzipielle lithologische Abfolge angegeben werden: Der liegende Anteil besteht vorwiegend aus Paragneis, der sich zu einer Wechselfolge aus Paragneis und Amphibolit entwickelt.

Der hangende Anteil wird von Glimmerschiefer dominiert, der wie folgt weiter untergliedert werden kann: Direkt über dem Amphibolit ist der Glimmerschiefer zum Teil granatreich und kann als Granat-Glimmerschiefer angesprochen werden. Es folgt Glimmerschiefer, der Staurolith bzw. häufig Hellglimmer-Pseudomorphosen nach Staurolith enthält. In diesem Bereich findet sich eine markante Lage aus Tremolit führendem Dolomitmarmor, der von Lagen aus Kalzitmarmor begleitet sein kann. Der hangendste Teil besteht aus monotonem Glimmerschiefer bis Paragneis.

Der **Paragneis** ist feinkörnig und besteht aus Biotit, Plagioklas, Quarz und relativ wenig Muskovit. In einzelnen Lagen ist er sehr quarz- und feldspatreich mit nur vereinzelten Biotitschuppen von 0,5 bis 1 mm Größe. Das Gestein wittert oft sehr hell an, sodass er aus der Entfernung nicht vom Marmor zu unterscheiden ist. Immer wieder sind auch Übergänge zu Glimmerschieferlagen vorhanden. Der **Amphibolit** tritt in verschiedenen Varianten auf. Häufig findet sich Bänderamphibolit mit einem Lagenbau im mm-Bereich, der zumeist verfault ist. Ebenfalls weit verbreitet tritt Granat-Amphibolit auf, wobei der Granat sowohl bezüglich seiner Häufigkeit als auch Korngröße (bis max. 5 mm) schwankt. Epidot ist im Handstück unauffällig, außer an Kluff- und Harnischflächen. Im Dünnschliff ist dispers verteilter Epidot immer wieder vorhanden.

Der **Glimmerschiefer** des hangenden Anteils ist reich an Muskovitaggregaten mit Korngrößen von etwa 1 mm. Er bricht zu groben Blöcken, die ockerfarben anwittern. Die eingelagerten, charakteristischen Lithologien – Granat-Glimmerschiefer, Glimmerschiefer mit Hellglimmer-Pseudomorphosen nach Staurolith und Marmor – sind bereits im Bericht von GRIESMEIER et al. (2021) beschrieben. Von besonderem Interesse ist ein Granat-Glimmerschiefer, der an der Forststraße im Hohenseebach-Graben auf etwa 1.400 m Seehöhe auftritt. Das Gestein ist reich an 1–3 mm großen Granatkristallen, welche – untypisch für den Greim-Komplex – idiomorph ausgebildet sind. Das Gestein passt zwar gut in das lithologische Spektrum des Wölz-Komplexes, es tritt allerdings im Verband mit Paragneis und vor allem Tremolit-Marmor auf, die für den Greim-Komplex typisch sind.

Der Greim-Komplex tritt in drei durch Störungen getrennten Blöcken auf, die auch durch unterschiedliches Einfallen charakterisiert sind:

- 1) Im Bereich des Nagelecks (2.155 m) fällt die beschriebene Abfolge generell gegen Osten ein. Dies wird besonders durch den einige Zehnermeter mächtigen Amphibolitzug deutlich, der die Wände westlich vom Heck aufbaut und über den westlichen Vorgipfel des Nagelecks bis in die Felswände oberhalb der Kaltenbachkehre der Sölkpass-Straße zieht. An der Sölkpass-Straße ist Blockwerk aus Granat-Amphibolit bis in 1.640 m Seehöhe zu finden. Aufgrund der eckigen Kornform muss dieses Material aus den direkt darüber liegenden Felswänden an den Nordabfällen des Nagelecks stammen. Genau konnte das Herkunftsgebiet der Amphibolite aber nicht ausgeschieden werden, da die Felswände unzugänglich sind und sich die umgebenden Paragesteine aus der Entfernung nicht unterscheiden lassen. Die überlagernden Granat-Glimmerschiefer und Glimmerschiefer mit Hellglimmer-Pseudomorphosen nach Staurolith sind direkt westlich des Sölkpasses auch im Blockwerk sehr häufig anzutreffen.

- 2) Im Bereich um das Deneck (2.433 m) ist ein generelles Einfallen nach Norden zu beobachten, wobei die Gesteine um E–W-streichende Faltenachsen mit steil stehenden Achsenflächen verfault sind. Ein bedeutender Amphibolitzug lässt sich entlang der nach Südwesten ausgerichteten Wände unterhalb der Etrachböden verfolgen. Die wahrscheinliche Fortsetzung ist im hintersten Gschrott anzutreffen. Eine mehrere Meter mächtige Amphibolitlage im Bereich des Sonnkares auf 1.850 m Seehöhe legt nahe, dass es sich auch hier um tiefere Anteile des Greim-Komplexes handelt. Dezimeter mächtige Amphibolitlagen sind in Gletscherschliffen nahe dem Abflussbereich des Unteren Kaltenbachsees am Weg aufgeschlossen. Der charakteristische Dolomitmarmorzug findet sich in den westlichen Abhängen des Denecks, bei den Etrachböden und im Bereich der Kaltenbachseen. Höchstwahrscheinlich handelt es sich um eine einzige Lage, die an mehreren Störungen abgeschnitten und versetzt ist. Besonders an der Westseite des Denecks ist diese eindrucksvoll verfault und an zwei Störungen versetzt. Granat-Glimmerschiefer kommen in Aufschlüssen auf den Etrachböden und als Blöcke im Moränenmaterial im Kar östlich des Mitterecks (2.284 m) auf etwa 1.600 m vor. Wiederum als Blöcke sind sie zwischen dem Unteren Kaltenbachsee und der Kaltenbachalm zu finden. Vorkommen von Glimmerschiefern mit Hellglimmer-Pseudomorphosen finden sich nördlich der Etrachböden, im Bereich des Oberen Kaltenbachsees sowie östlich des Unteren Kaltenbachsees.
- 3) Um das Schafdach (2.314 m) auf der östlichen Seite des Großsölktales fällt der Greim-Komplex ebenfalls nach Norden ein.

Wölz-Komplex

Der Wölz-Komplex wird von Granat-Glimmerschiefer mit Lagen von Amphibol führendem Glimmerschiefer (Garbenschiefer), Amphibolit, Marmor und Quarzit aufgebaut.

Der **Glimmerschiefer** ist in GRIESMEIER et al. (2021) hinlänglich beschrieben. In den neu kartierten Bereichen dominieren unspektakuläre Typen von Granat-Glimmerschiefer mit gut ausgeprägter Krenulation und zumeist steil stehenden Achsenflächen. Eine flache Lagerung dieser Gesteine mit weit offener Faltung ist auch für die Ausbildung des Plateaus südlich des Zinken (2.191 m) verantwortlich.

Ein Zug aus **Amphibolit** zieht in E–W-Richtung quer über den Zinken. Die Mächtigkeit erreicht am Ostabfall und in den Felswänden auf der Nordseite einige Zehnermeter. Im Gegensatz zum Amphibolit im Greim-Komplex sind darin immer wieder bis zu zentimeterdicke, grasgrüne Lagen, die hauptsächlich aus Epidot bestehen, enthalten, während Granat makro- und mikroskopisch nicht zu beobachten ist.

Marmor findet sich im kartierten Bereich an zwei Lokalitäten, wobei das Gestein jeweils unterschiedlich ausgebildet ist. In den hohen Anteilen der Felswände, welche die Westseite im hinteren Gschrott aufbauen, ist eine durch Störungen zerlegte Lage mit bis über 10 m Mächtigkeit vorhanden. Basierend auf Beobachtungen aus Fallstücken unter den Wänden handelt es sich um recht inhomogene, weiß, gelblich und grau gefärbte, zumeist stark silikatisch verunreinigte Kalzit- und Dolomitmarmore. Wie im Dünnschliff

erkennbar, enthalten sie in wechselnder Menge Muskovit, Quarz, Tremolit und Phlogopit. Die für den Greim-Komplex typischen hellgrauen Dolomitmarmore mit großen Tremolikkristallen und Aggregaten, die auf der Ostseite des Kares vorhanden sind, fehlen. Ein weiterer Marmorzug ist südlich des Ostgrates des Zinken über mehr als 600 m weit verfolgbar. Zum Teil handelt es sich um reinen, weißen Kalzitmarmor, der schöne Verkarstungsformen zeigt. Die Mächtigkeit der Lage beträgt einige Meter.

Pusterwald-Decke

Die Pusterwald Decke wird vom Rappold-Komplex aufgebaut. Dieser ist im Allgemeinen durch Glimmerschiefer und zum Teil migmatischen Paragneis mit häufigen Einschaltungen von Amphibolit, Quarzit, Marmor und zu Gneisen deformierten, permischen Pegmatiten gekennzeichnet. Beschreibungen der Gesteine sind in GRIESMEIER et al. (2021) enthalten.

Die Kartierung zeigt, dass die Bereiche westlich des Hochstufens (2.385 m) bis in das Seekar, in dem recht häufig Pegmatitgneise anzutreffen sind, vom Rappold-Komplex aufgebaut werden. Diese Bereiche waren in ähnlicher Weise schon in GK50 Blatt 129 Donnersbach von METZ (1979) als plagioklasreicher Glimmerschiefer innerhalb der „Glimmerschieferzone der Wölzer Tauern hervorgehoben worden. Die Pegmatitgänge sind im Allgemeinen bis 2 m mächtig und zeigen eine einfache mineralogische Zusammensetzung aus Feldspat, Quarz und untergeordnet Muskovit. Die Intensität der Deformation ist unterschiedlich und meist an den Rändern konzentriert. Bisweilen sind die Gänge boudiniert.

Strukturprägung

Die strukturellen Aufnahmen bestätigen die Beobachtungen von GRIESMEIER et al. (2021). Die Gesteine des Greim- und Rappold-Komplexes lassen unterschiedlich gut erhaltene präalpidische Strukturen erkennen, wobei die prägende Schieferung S_x oft parallel zum stofflichen Lagenbau und zu den Quarzmobilisatlagen liegt. Letztere sind darin isoklinal verfault. Mit Bezug auf die eingelagerten Pegmatitgneise ist daher zumindest für den Rappold-Komplex eine permische Bildung dieser Strukturen wahrscheinlich. Zumeist ist eine jüngere Schieferung S_{x+1} vorhanden, die aber oft parallel oder in flachem Winkel zu S_x steht. Diese zeigt eine stark unterschiedliche Intensität und ist dem Eoalpidischen Ereignis in der Kreide zuzurechnen. Im Wölz-Komplex entstand die prägende Schieferung S_x hingegen erst in der Kreide während des Eoalpidischen Ereignisses nahe dem Höhepunkt der Metamorphose, die Bedingungen der Epidot-Amphibolitfazies erreichte.

S_x und S_{x+1} sind in allen Einheiten um E–W orientierte Achsen (F_{x+2}) mit steil einfallenden Achsenflächen großräumig verfault. Im Kleinbereich ist oft eine gleichmäßige Krenulation mit mehr oder weniger deutlicher Achsenflächenschieferung (S_{x+2}) entwickelt (Aufschluss RS-21-128-180). Die Faltung F_{x+2} erfolgte nach dem eoalpidischen Metamorphosehöhepunkt in der Oberkreide, als die Einheiten bereits zueinander in Kontakt waren.

Die vorliegende Bearbeitung brachte auch ergänzende Beobachtungen und Hinweise auf bisher noch nicht bekannte Störungszonen:

Die Katschbachtal-Störung (GRIESMEIER et al., 2021), die im Talboden generell von quartären Ablagerungen bedeckt ist, verläuft wahrscheinlich in das Gschrött, wo sie in den hintersten Karwänden in das Bräualmbachtal übersetzt. In den Wänden ist ein stark schwankendes Einfallen und eine starke spröd-tektonische Zerlegung zu beobachten.

Die Störung im östlich gelegenen Feistritzal, welche dort die Grenze zwischen dem Rappold- und Greim-Komplex bildet, zieht an einer bisher noch nicht bekannten Stelle zwischen dem Aarfeldspitz (2.284 m) und dem Hochstubofen (2.385 m) über den Kamm in das Großsölktal (GRIESMEIER et al., 2021). Zumindest ein Teil davon quert im Sattel zwischen Hochstubofen und dem westlich gelegenen Gipfel (2.220 m) und läuft weiter über den kleinen See 300 m westlich der Haseneckscharte (2.205 m) bis in das Seekar.

Im Bereich des Hohenseebachtals konnten an Aufschlüssen aus Glimmerschiefer und Paragneis des Greim-Komplexes entlang der Forststraße zahlreiche gut ausgebildete Harnische gemessen werden. Diese zeigen eine deutliche Striemung und Faserkristalle (Chlorit und Albit) mit Abrisskanten (Aufschluss RS-21-128-023). Die Auswertung ergab, dass die Harnische wahrscheinlich zwei Deformationsphasen zuzuordnen sind. Erstens einer WSW–ENE orientierten, sinistralen Seitenverschiebung und zweitens einer Abschiebung vornehmlich gegen SE. Diese Daten legen nahe, dass sich im Tal, das einen auffällig geraden Verlauf in WSW–ENE-Richtung zeigt, eine Störung – die Seebachtal-Störung – befindet, mit welcher die erste Deformationsphase korreliert.

Der gerade, NW–SE orientierte Verlauf des oberen Großsölktals könnte ebenfalls durch eine bedeckte Störung im Talboden bedingt sein. Einige Harnischflächen, die 300 m ESE der Mautneralm (1.292 m) gemessen wurden (Aufschluss RS-19-128-054), zeigen eine Orientierung etwa parallel zum Talverlauf und einen sinistralen Versatz.

An den Südhängen des vom Zinken (2.191 m) gegen Osten verlaufenden Grates befindet sich eine größere Massenbewegung, die Glimmerschiefer und den mächtigen Amphibolitzug erfasst. In den Amphiboliten (Aufschluss RS-21-128-150) sind immer wieder Harnischflächen zu finden, die zeigen, dass die Massenbewegung an bereits tektonisch vorgeprägten Strukturen angesetzt hat. Der Chlorit auf den Harnischflächen zeigt eine deutliche Striemung, die Auswertung der Daten ergab jedoch kein eindeutiges Bild.

Quartäre Sedimente und Formen

Dieses Kapitel behandelt die quartären Sedimente und Formen, die im Bereich östlich des Mitterecks (2.284 m) und Denecks (2.433 m) auftreten sowie die tieferen Teile des Nordhanges der Hornfeldspitze (2.277 m) im Bereich der Winkler Alpe und die Kare nördlich des Hochstubofens (2.385 m). Zusätzlich beinhaltet die Beschreibung Anteile südlich des Sölkpasses (1.788 m), südseitige Abhänge des hinteren Katschtales und Areale bei den Zwieflerseen.

Bereich östlich des Mitterecks und Denecks

Die oberen Bereiche des hier beschriebenen Hanges sind nicht durch Wege erschlossen und kaum zugänglich. Da-

her beruhen die Beschreibungen auf Beobachtungen, die vom Gipfel des Denecks aus gemacht und durch Laserscanauswertungen ergänzt wurden.

Unter den Karwänden des Denecks (2.433 m) befindet sich das Sonnkar. In diesem treten unterhalb der Karwände Hangablagerungen auf, an die sowohl nordöstlich als auch südöstlich des Denecks Blockgletscherablagerungen anschließen. Die nordöstliche Blockgletscherablagerung befindet sich in einem gegen ESE offenen Bereich und beinhaltet mehrere Stauchwülste und reicht bis auf eine Höhe von 2.200 m Seehöhe herab. Darunter befinden sich Gletscherschliffe mit nur geringmächtigen Resten von Grundmoräne. Die südöstliche Blockgletscherablagerung setzt in 2.180 m Seehöhe an und reicht Richtung ENE bis auf 2.080 m Seehöhe herab. Unmittelbar darunter tritt eine durch einen deutlichen Wall gekennzeichnete End- und Seitenmoränenablagerung auf. Deren unteres Ende befindet sich in ca. 2.000 m Seehöhe. Unterhalb dieses Walles befinden sich Grund- und Ablationsmoränenablagerungen, die vom Grasrinnrücken mit Hangschutt überstreut werden. Diese reichen bis etwa 1.600 m, wo um die Sonnkarhütte eine Verflachung auftritt, die als Schwemmfächer interpretiert wird. Dieser Schwemmfächer schüttet auf einen mehrere Zehnermeter mächtigen Lockergesteinskörper, in den mehrere tiefe Erosionsrinnen eingeschnitten sind. In Aufschlüssen entlang der in etwa 1.420 m Seehöhe angelegten Forststraße lassen sich diese Lockergesteine gut studieren. Dieses Sediment ist als Kies-Sand-Gemisch anzusprechen, zeigt jedoch eine laterale Zonierung. Die Matrix ist sandig und die Komponenten darin messen bis zu mehrere Dezimeter im Durchmesser. In den äußeren Bereichen sind die Komponenten häufig angular bis subangular und seltener gerundet, wohingegen gut gerundete Geschiebe im Kernbereich deutlich überwiegen, wobei deren Korngröße generell geringer ist. Dieser Lockergesteinskörper wird als lokale Ablagerung am Eisrand interpretiert. Den Hangfuß bilden rezente Schwemmkegel.

Im ostschauenden Kar unter dem Mittereck (2.284 m) befindet sich unterhalb ausgedehnter Schuttfelder wiederum eine wallförmig ausgebildete End- und Seitenmoränenablagerung, die bis auf 1.970 m hinabreicht. Unterhalb befinden sich Gletscherschliffe ohne Grundmoränenauflage und im Anschluss daran eine weitere End- und Seitenmoränenablagerung, die auf knapp unter 1.800 m hinabreicht. Darunter ist der gesamte Talbereich von Grund- und Ablationsmoränenablagerungen bedeckt. In den unteren Hangbereichen nimmt der Anteil an verschwemmtem und umgelagertem Material zu, wobei ab etwa 1.500 m Seehöhe eine mehr oder weniger geschlossene Bedeckung davon vorhanden ist. Nur stellenweise tritt intakte Grundmoränenablagerung darunter hervor. Aus diesem Grund wurden die tieferen Hangbereiche in der Karte als Hangablagerung mit Moränenmaterial ausgeschieden.

Taleinwärts des Sonnkares sind keine größeren Kare vorhanden und die Felswände reichen bis in etwa 1.550 m Seehöhe herab. Unter diesen befinden sich etliche Meter mächtige Hangablagerungen aus grobem Blockwerk. Dieses Blockwerk überlagert Grundmoränenablagerungen, die in den flachen Hanganteilen nahe des Talbodens an der Oberfläche auftreten. An einzelnen Stellen sind Bachläufe eingeschnitten, an die letztlich Schwemmkegel anschließen.

Auch mit Bezug auf die Darstellungen in GRIESMEIER (2021) und GRIESMEIER et al. (2021) in anderen Karen im Großsölketal werden die oben erwähnten Ablagerungen wie folgt interpretiert: Die Grund- und Ablationsmoränenablagerungen in den tieferen Hangbereichen entstanden während des Würm-Hochglazials (LGM; ~30–20 ka). In der Eiszerfallsphase wurden die Eisrandablagerungen von Bächen aus dem Sonnkar lokal an das abtauende Eis des Großsölgletschers geschüttet. Vermutlich ab diesem Zeitpunkt wurden die Grundmoränenablagerungen in den unteren Talbereichen auf den vegetationslosen Hängen verschwemmt und von Hangablagerungen überspült. Der Wall östlich des Mitterecks (2.284 m), der auf knapp unter 1.800 m endet, könnte sich im Zuge des Gschnitz-Stadials (~17–16 ka) gebildet haben. Die beiden Wälle in etwa 2.000 m Seehöhe sind möglicherweise im Egesen-Stadial (~13–12 ka) entstanden. Die Blockgletscher könnten noch während des Egesen-Stadials oder kurz danach aktiv gewesen sein.

Bereich nördlich der Hornfeldspitze (2.277 m)

Im Kar nördlich des Gipfels befindet sich unterhalb der Karwände Schutt und grobes Blockwerk mit Kubaturen von bis zu 10 m³. Daraus entwickelte sich eine Blockgletscherablagerung, die bis auf 1.720 m Seehöhe herabreicht. Sie besteht aus sehr angularen Blöcken mit Größen bis 6 m Durchmesser, die ohne erkennbare Matrix ineinander verkeilt sind. Lateral überschüttet das Blockwerk eine strukturierte Gletscherschlifflandschaft. Der Bereich ist stark bewachsen und weist lokale Vernässungen auf. Die etwas steileren Hangbereiche unterhalb des Kares sind von Hangablagerungen mit Moränenmaterial bedeckt. Im Bereich des flachen Hangfußes sind immer wieder Grundmoränenablagerungen aufgeschlossen, die vom Großsölkbach bis auf das Festgestein erodiert sind.

Kare nördlich des Hochstubofens

Direkt nördlich des Hochstubofens (2.385 m) befindet sich ein N–S gestrecktes Kar. Unterhalb der Karwände befindet sich grobblockiger Hangschutt und bedeckt Felsen, die an manchen Stellen unter dem Schutt herausragen. In flacheren Karbereichen weist ebenfalls grobblockiger Schutt einzelne Loben auf. Im Westen der beschriebenen Blöcke befindet sich ein deutlich ausgebildeter Seitenmoränenwall, auf dem der Wanderweg, der auf den Hochstubofen führt, verläuft. Der Wall wird ebenfalls von Blöcken aufgebaut, die zumeist angular ausgebildet sind. Die Matrix zwischen den Blöcken ist durch Grasbewuchs nicht erkennbar. Er setzt sich unterhalb eines kleinen Sees fort und bildet in diesem Bereich auf 2.020 m Seehöhe einen Endmoränenwall. An einzelnen Stellen treten auch im Bereich des Walles Felsen an die Oberfläche, die vermutlich eine ehemalige Karschwelle darstellen. Aufgrund der Höhenlage des Walles wird angenommen, dass er von einem Gletscher des Egesen-Stadials gebildet wurde. Die beschriebenen Loben könnten darauf hindeuten, dass das Blockwerk nach Abschmelzen des Eises in Form eines Blockgletschers etwas nachbewegt wurde.

Ein weiteres Kar befindet sich nordwestlich des Hochstubofens (2.385 m). Die oberen Karbereiche sind wiederum von Hangschutt bedeckt, der allerdings etwas kleinstückiger und bewachsener ist als im zuvor beschriebenen Kar.

Der Großteil des Kares ist relativ flach und von unruhiger Morphologie geprägt. Einzelne Buckel, die mit einzelnen Steinen und Blöcken übersät sind, prägen das Erscheinungsbild. Diese Morphologie wird von einem deutlich ausgebildeten, blockreichen End- und Seitenmoränenwall im südlichen Bereich des Kares überprägt, der sich auf einer Höhe von 2.040 m Seehöhe befindet. Die Blöcke sind wiederum zumeist angular, erreichen vereinzelt mehrere Meter Länge und sind bereichsweise ineinander verkeilt. Auffallend ist, dass an der Innen- und Außenseite des Walles relativ grobe Blöcke liegen, während der Kamm des Walles, der deutlichen Grasbewuchs zeigt, von kleinstückigerem Material aufgebaut ist. Wiederum wird angenommen, dass ein Gletscher des Egesen-Stadials den Wall gebildet hat. Aufgrund der Korngrößenzonierung am Wall kann nicht ausgeschlossen werden, dass auch dieser als Blockgletscher wenig nachbewegt wurde.

Unterhalb beider Kare befindet sich eine ausgedehnte Gletscherschlifflandschaft.

Sölkpass

Wie bereits in GRIESMEIER (2020) erwähnt, bildete der Sölkpass (1.788 m) zurzeit des LGMs eine glaziale Transfluenz. Dies zeigt sich vor allem anhand der abgeschliffen wirkenden Morphologie, aber auch anhand ausgedehnter Grundmoränenablagerungen im südlichen Bereich des Sölkpasses. Im Bach, der den Sölkpass nach Süden entwässert, zeigt sich, dass diese Sedimente eine Mindestmächtigkeit von mehreren Metern erreichen. Die Sölkpass-Straße verläuft Richtung Süden fast ausschließlich in diesen Ablagerungen, nur Anteile östlich der Hornfeldspitze (2.277 m) sind von Hangschutt überlagert. Die Kreuzerhütte befindet sich auf einem Schwemmfächer, der sich aus dem Aargraben entwickelt.

Hinteres Katschtal

Dieses Kapitel enthält geringfügige Ergänzungen zu den Beschreibungen des Hinteren Katschtales in GRIESMEIER et al. (2021). Unterhalb des Denecks (2.433 m) wurden in GRIESMEIER et al. (2021) zwei Blockgletscherablagerungen beschrieben. Die östliche der beiden beinhaltet im obersten Bereich eine kleine Lacke und subglaziale Wallformen. Es wird daher angenommen, dass diese Blockgletscherablagerung einen nachbewegten schuttbedeckten Gletscher darstellt.

Die Südseite des hinteren Katschtales weist deutlich weniger Grundmoränenablagerungen auf als die Nordseite und ist auch wesentlich steiler. Vermutlich hängt dies mit der Schürfwirkung des ehemaligen Gletschers zurzeit des LGMs zusammen, der auf der Innenseite stärker erodierte als auf seiner Außenseite. So konnten auf der Südseite nur einzelne Schwemm- und Murkegel sowie Hangablagerungen unterhalb zahlreicher Felswände beobachtet werden. Eine Ausnahme stellt eine großflächige Massenbewegung nördlich des Kammes, der vom Zinken (2.191 m) nach Osten verläuft, dar. Anhand des Laserscan-Bildes lassen sich in diesem Bereich Fließstrukturen erkennen und es lassen sich zumeist nur Blöcke beobachten. Die obere Abgrenzung dieser Fließmasse ist nur schwer feststellbar, da sie von Hangschutt überlagert ist, der vom oben beschriebenen Kamm herabstürzt. Im Tal reicht die Masse etwa bis zum Katschbach.

Kar der Zwiefelderseen bis zum südlichen Blattrand

Das Kar, in dem sich die Zwiefelderseen befinden, wird im Norden von Karwänden umrahmt, die zum Teil eisüberflossen waren, wie sich durch runde Morphologie im Bereich zwischen Zinken (2.191 m) und einem namenlosen Berg weiter östlich (2.288 m) zeigt. Südlich des namenlosen Berges befindet sich eine Gletscherschlifflandschaft mit einzelnen kleinen Seen. Der Zinken besteht aus durch Frostsprengung aufgelockerten Glimmerschiefern. Oft ist diese periglaziale Verwitterung soweit fortgeschritten, dass einzelne Blöcke korngestützt übereinanderliegen. Entlang des Kammes Richtung Osten befinden sich mehrere Zerspalten mit mehreren Metern Versatz. Diese sind bis auf etwa 1.950 m Seehöhe verfolgbar, wo sie von einer deutlichen Abrisskante abgelöst werden. Diese bildet den nördlichsten Rand einer tiefgreifenden Hangdeformation, die den gesamten Hang bis auf etwa 1.700 m Seehöhe auflockert. Der Gesteinsverband ist jedoch noch soweit gegeben, dass einzelne Gesteinslagen weithin verfolgbar sind. Unterhalb des Zinken befindet sich ein sanft Richtung Osten abfallendes Plateau, auf dem kaum Steine, aber einige wenige Festgesteinsaufschlüsse zu finden sind. Es ist deutlich vernässt und wird somit als Grundmoränenablagerung interpretiert. Nördlich des Unteren Zwiefeldersees (1.809 m) ist innerhalb dieser Ebene eine etwa 2 m hohe Abrisskante auszumachen. Diese Abrissfläche stellt die westlichste Ausdehnung der oben beschriebenen Massenbewegung dar. Der Obere Zwiefeldersee (1.925 m) bildet einen Karsee, der in eine vom Gletscher ausgeschürfte Mulde eingesenkt ist. Ausgedehnte Vernässungsebenen östlich des Sees legen nahe, dass er sich auf Grundmoränenablagerungen befindet. Der Bereich unterhalb dieses Sees ist von Gletscherschliffen mit einzelnen Senken, die mit Grundmoränensedimenten verfüllt sind, geprägt. In einer größeren Senke liegt der Untere Zwiefeldersee (1.809 m) außerhalb der Blattgrenze. Auch entlang des Baches, der den Unteren Zwiefeldersee entwässert, treten häufig flächenhaft Grundmoränenablagerungen auf. Auffallend ist eine Wallform am Talaustritt des Zwiefelertales. Diese setzt in etwa 1.400 m Seehöhe an, zieht ungefähr 250 m Richtung Osten, wo sie nach Süden umbiegt und auf etwa 1.300 m Seehöhe endet. Der Wall ist stark bewachsen, nur einzelne Blöcke sind erkennbar. Aufgrund der Morphologie wird er als Seitenmoränenwall interpretiert. Da das Einzugsgebiet des Gletschers, der diesen Wall produzierte, relativ groß und ostexponiert ist und da vor allem die Gipfel der Karumrahmung teilweise 2.400 m Höhe erreichen, könnte der Gletscher möglicherweise während des Gschnitz-Stadials aktiv gewesen sein.

Literatur

- GRIESMEIER, G.E.U. (2020): Bericht 2019 über quartärgeologische Aufnahmen auf Blatt 128 Gröbming. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **160**, 473–480, Wien.
- GRIESMEIER, G.E.U. (2021): Bericht 2020 über quartärgeologische Aufnahmen im Sölk- und Sattental auf Blatt 128 Gröbming. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **161**, 191–196, Wien.
- GRIESMEIER, G., 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**, 196–200, Wien.

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, Wien.

HOINKES, G., KOLLER, F., HÖCK, V., NEUBAUER, F., RANTITSCH, G. & SCHUSTER, R. (1999): Alpine metamorphism of the Eastern Alps. – Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, **79/1**, 151–181, Zürich.

MANDL, G., HEJL, E. & VAN HUSEN, D. (2014): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 127 Schladming. – 191 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

METZ, K. (1979): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 129 Donnersbach. – 1 Blatt, Geologische Bundesanstalt, Wien.

SCHMID, S.M., FÜGENSCHUH, B., KISSLING, E. & SCHUSTER, R. (2004): Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. – *Eclogae Geologicae Helvetica*, **97/1**, 93–117, Basel.

Bericht 2022 über geologische Aufnahmen im hinteren Sölk- und Katschtal auf den Blättern 128 Gröbming, 129 Donnersbach, 158 Stadl an der Mur und 159 Murau

RALF SCHUSTER & GERIT E.U. GRIESMEIER

Einleitung

Der vorliegende Bericht beschreibt Kartierungsergebnisse rund um den Sölkpass, aus dem obersten Katschtal, Etrachtal, Großsölkthal, Bräualmbachtal und Schödergraben auf den Kartenblättern ÖK50 Blatt 128 Gröbming, 129 Donnersbach, 158 Stadl an der Mur und 159 Murau. Die bearbeiteten Areale schließen an Kartierungen aus den vergangenen Jahren an, die in den Berichten von GRIESMEIER et al. (2021) sowie GRIESMEIER & SCHUSTER (2024) beschrieben sind. Im Folgenden werden zunächst die Festgesteine und danach die beobachteten quartären Ablagerungen und Formen der neu kartierten Areale beschrieben.

Die Koordinatenangaben im Text beziehen sich auf die BMN Zone M31 mit Rechtswert (R) und Hochwert (H).

Geologie der Festgesteine

Das Gebiet um den Sölkpass (1.788 m) wird von oberostalpinen Decken aufgebaut, die aus metamorphen Gesteinen bestehen. Die tektonisch tiefste Obertal-Decke (MANDL et al., 2014) des Silvretta-Seckau-Deckensystems wird vom Riesach-Komplex aufgebaut und tritt im südwestlichsten Anteil des kartierten Gebietes auf. Der Großteil wird von der überlagernden Donnersbach-Decke eingenommen, die aus dem liegenden Greim- und dem hangenden Wölz-Komplex besteht. Das hangendste Element ist die Pusterwald-Decke, die aus dem Rappold-Komplex aufgebaut ist und im östlichen Anteil ihre Verbreitung findet. Die beiden letztgenannten Decken gehören nach der Nomenklatur von SCHMID et al. (2004) dem Koralpe-Wölz-De-