

oberhalb der Terrassen von den (glazio-)fluvialen Ablagerungen abgetrennt werden sollten. Da diese Faziesbereiche am Übergang vom Hang zum Talgrund verzahnen, kann die Abgrenzung nur anhand der Morphologie abgeschätzt werden.

Sedimente an Talausgängen von Seitentälern

In den unteren Talbereichen der Seitentäler des Großsölktales (Strickertal, Knalltal ...) treten ebenfalls Kies-Sand-Gemische auf. Diese sind zumeist matrixgestützt, wobei die Matrix großteils sandig, seltener siltig ist, zum Teil planar geschichtet mit wenigen Graden Neigung und zeigen in guten Aufschlüssen Lagen mit inverser Gradierung. Die Kiese und auch gröbere Komponenten sind meistens gut gerundet. Neben den gröberen Kies-Sand-Lagen treten typischerweise auch sehr feine, tonig-siltige Lagen hinzu, in die oft auch einzelne meist angulare, seltener gerundete Steine – sogenannte Dropstones – eingebettet sind.

Die Gletscher, die in diesen Tälern lagen, haben zumeist ein eher kleines Einzugsgebiet, im Vergleich zum „Großsölgletscher“. Daher reagierten sie vermutlich schneller auf Klimaschwankungen als der träge Talgletscher. Es wäre denkbar, dass sie bereits zurückzuweichen begannen, als der „Großsölgletscher“ noch eine relativ große Mächtigkeit hatte. In ihrem Vorfeld schütteten sie Material, das an den „Großsölgletscher“ angestaut wurde. Diese Sedimente können daher als Eisrandablagerungen angesprochen werden.

Sedimente an den Talflanken

Die Genese der geringmächtigen Sedimente, die überall an den Talflanken auftreten, ist nicht eindeutig zu klären. Wie eingangs erwähnt, ähneln sie sehr denen der Eisrandablagerungen in Seitentälern und Talgrundablagerungen. Aufgrund der dürrtigen Aufschlusslage ist es schwer, allgemeine Trends festzustellen. Egal wo man den Hang aufgräbt, finden sich entweder sehr sandige oder noch feinkörniger dominierte Sedimente. Dennoch scheint es nach derzeitigen Geländeaufnahmen, dass die Sedimente generell einen höheren Feinanteil besitzen und deutlich mehr angulare Komponenten beinhalten als die oben beschriebenen Eisrandablagerungen in Seitentälern. In vielen Fällen könnten sie daher auch als Diamikt bezeichnet werden. Alle Prozesse betrachtet, die seit dem LGM stattfanden, handelt es sich bei diesen Sedimenten wahrscheinlich großteils um Reste von Grundmoränen des Würm-Hochglazials, die kurz nach der Abschmelzphase, besonders bei Regenfällen, auf den noch vegetationslosen Abhängen umgelagert wurden. So entstanden Murenablagerungen und Flächenspülungssedimente. Die mitunter großen Neigungen der Hänge, auf denen sie sich befinden, sind dafür prädestiniert. Dazu kamen mit der Zeit unterschiedliche Mengen an Hangschutt, der von den darüber befindlichen Felsen herabstürzte. Aus diesem Grund scheint es nach derzeitigem Stand sinnvoll, die Sedimente als Hangablagerung mit Moränenmaterial zu bezeichnen.

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., SCHUSTER, R. & IGLSEDER, C. (2021): Bericht 2020 über geologische Aufnahmen im hinteren Sölk- und Katschtal auf den Blättern 128 Gröbming und 129 Donnersbach. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **161**, 196–200, Wien.
- HEJL, E. (2017): Bericht 2017 über geologische Aufnahmen im Schladminger Gneiskomplex, im Wölz-Komplex und im Ennstaler Phyllitkomplex auf Blatt 128 Gröbming. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **157**, 366–368, Wien.
- HEJL, E. (2018): Bericht 2018 über geologische Aufnahmen im Schladminger Gneiskomplex, im Wölz- und Greim-Komplex auf Blatt 128 Gröbming. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **158**, 152–154, Wien.
- REITNER, J.M., IVY-OCHS, S., DRESCHER-SCHNEIDER, R., HAJDAS, I. & LINNER, M. (2016): Reconsidering the current stratigraphy of the Alpine Lateglacial: Implications of the sedimentary and morphological record of the Lienz area (Tyrol/Austria). – E&G Quaternary Science Journal, **65/2**, 113–144, Göttingen.
- STARBERGER, R., DRESCHER-SCHNEIDER, R., REITNER, J.M., ROD-NIGHT, H., REIMER, P.J. & SPÖTL, C. (2013): Late Pleistocene climate change and landscape dynamics in the Eastern Alps: the inner-alpine Unterangerberg record (Austria). – Quaternary Science Reviews, **68**, 17–42, Amsterdam. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.02.008>
- STEINBICHLER, M., REITNER, J.M., LOTTER, M. & STEINBICHLER, A. (2019): Begriffskataloge der Geologischen Landesaufnahme für Quartär und Massenbewegungen in Österreich. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **159/1–4**, 5–49, Wien.

Bericht 2020 über geologische Aufnahmen im hinteren Sölk- und Katschtal auf den Blättern 128 Gröbming und 129 Donnersbach

GERIT GRIESMEIER, RALF SCHUSTER & CHRISTOPH IGLSEDER

Einleitung

Dieser Bericht beschreibt die Ergebnisse von geologischen Kartierungen um den Sölkpass (1.790 m; alle Angaben in Seehöhe) auf dem ÖK50-Blatt 128 Gröbming, die im Jahr 2020 durchgeführt wurden. Um einerseits die komplizierte Festgesteinsgeologie um den Sölkpass zu verstehen und andererseits ein gesamthafes Bild der quartären Ablagerungen im Großsölktales zu erlangen, wurden auch hintere Bereiche des Großsölktales auf dem angrenzenden Kartenblatt 129 Donnersbach bearbeitet.

Geologie der Festgesteine

Das untersuchte Gebiet um den Sölkpass wird von amphibolitfaziellen Gesteinen des Ostalpins aufgebaut, welche von SCHMID et al. (2004) dem Koralpe-Wölz-Deckensystem zugeordnet werden. Basierend auf bisherigen Kartierungen (HEJL, 2014; KOLLMANN & SCHUSTER, 2014; unpublizierte Kartierungen von R. Schuster 2006–2013) sind die liegende Donnersbach-Decke, bestehend aus dem Greim-

und Wölz-Komplex, und die hangende Pusterwald-Decke, die vom Rappold-Komplex aufgebaut wird, vorhanden. Die Situation wird durch zumindest zwei etwa NNW–SSE streichende Störungen verkompliziert, welche bisher nur im südlich angrenzenden Bereich kartiert sind. Die westliche Störung liegt im Katschtal und wird in weiterer Folge als Katschbachtal-Störung bezeichnet. Die östliche Störung zieht von den östlichen Abhängen des Feistritzbachtals kommend 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. Eine Fortsetzung im Talboden des oberen Großsölktals ist wahrscheinlich. Diese beiden Störungen sind wesentlich für die räumliche Abgrenzung zwischen dem Greim-, Wölz- und Rappold-Komplex im südöstlichen Teil des ÖK50-Kartenblattes 128 Gröbming.

Alle drei Komplexe werden weitgehend aus (Granat-)Glimmerschiefern aufgebaut, die sowohl eine permische, als auch eine kretazische (eoalpidische) Metamorphoseprägung und eine ähnliche Strukturprägung aufweisen (ABART & MARTINELLI, 1991; GAIDIES et al., 2006). Die Metapelite der einzelnen Komplexe sind daher schwierig voneinander zu unterscheiden, wenn typische Gesteinsausbildungen und Einschaltungen anderer Leitgesteine fehlen.

Im Folgenden werden die drei Komplexe und die darin auftretenden Gesteine beschrieben. Danach folgt eine Diskussion der bisherigen Erkenntnisse zur Metamorphosegeschichte und zum tektonischen Bau des Gebietes.

Lithologien

Greim-Komplex

Der Greim-Komplex ist im Allgemeinen aus monotonem Glimmerschiefer und Paragneis aufgebaut. Darin befinden sich einzelne Lagen von Amphibolit und Marmor. Nur sehr selten entwickelt sich aus quarzitischem Glimmerschiefer echter Quarzit. Die bisherigen Kartierungen lassen vermuten, dass Paragneis mit Amphibolitlagen im liegenden Anteil dominiert, während Glimmerschiefer mit Marmorlagen für den hangenden Anteil charakteristisch ist.

Der **Glimmerschiefer** ist typischerweise hellgraubraun gefärbt. Das zähe Gestein bricht zu unregelmäßigen Blöcken und Steinen. Granat ist zumeist vorhanden, aber unauffällig. In lagenweise auftretendem Granatglimmerschiefer kann er aber bis über 5 mm im Durchmesser erreichen. Die Kristalle bilden oft nur im Kernbereich rötlich gefärbte, xenomorphe Knoten oder im besten Fall rundliche Körner, nie aber idiomorphe Kristalle. Die Korngröße zeigt eine bimodale Verteilung mit größeren Individuen, die unter dem Mikroskop zweiphasig sind, und einer kleineren, einphasigen Generation, die mit dem Rand der großen Körner korreliert. Staurolith ist sehr selten als undeutliche, säulige Kristalle mit brauner Färbung vorhanden. Randlich ist oft ein heller Saum zu sehen. Dabei handelt es sich um Hellglimmer, Kyanit und Granat, die aus dem teilweisen Abbau von Staurolith hervorgegangen sind (ABART & MARTINELLI, 1991). Sehr typisch sind Glimmerschiefer mit bis zu 2,5 cm großen, säuligen Hellglimmerpseudomorphosen, die höchstwahrscheinlich aus Staurolith entstanden sind. Auf den verwitterten Bruchflächen fallen diese als grau-blaue, feinkörnige Flecken auf. Im Handstück sind weiters Biotit, Muskovit, Quarz und selten Plagioklas erkennbar. Die Glimmer sind nur selten straff in einer Schieferung ein-

geregelt, wodurch die Gesteine zäh sind und zu unregelmäßigen Blöcken brechen. Oftmals sind viele Quarzmobilisatlagen vorhanden.

Der **Paragneis** ist monoton, mittel- bis feinkörnig und aus Biotit, Plagioklas, Hellglimmer und Quarz aufgebaut. Selten, aber in manchen Bereichen gehäuft, finden sich dünne Hornblende führende Lagen oder Amphibolitlagen.

Der **Amphibolit** ist schwarzgrün gefärbt und zeigt zumeist einen stofflichen Lagenbau mit leicht wechselndem Mineralbestand im Dezimeter- bis Zentimeterbereich. Dabei kommen zu der überwiegend vorhandenen Hornblende in variierenden Mengen Plagioklas, Quarz, Granat und Biotit. In manchen Lagen ist Granat mit bis zu 5 mm Durchmesser recht häufig.

Marmor erreicht im untersuchten Gebiet eine Mächtigkeit von bis zu 15 m. Die hellen Marmorzüge sind im braun-grauen Glimmerschiefer und Paragneis gut zu erkennen und bei der Kartierung über hunderte Meter oder auch einige Kilometer verfolgbar. Es handelt sich um Dolomitmarmor, der von Lagen aus Kalzitmarmor begleitet wird. In manchen Aufschlüssen sind schöne Karsterscheinungen zu sehen. Der Dolomitmarmor ist hellgrau, feinkörnig und zumeist ist Tremolit vorhanden, der auf den Verwitterungsflächen hervortritt. Er bildet einzelne faserige oder säulige, bis 15 mm lange Kristalle, aber auch bis zu mehrere Dezimeter große multikristalline Boudins. Selten konnten auch Lagen mit bronzefarbenem Phlogopit beobachtet werden. Der Kalzitmarmor ist weiß, gelblich oder hellgrau gefärbt und fein- bis mittelkörnig. Sehr häufig zeigt er silikatische Verunreinigungen in Form von Hellglimmer, Quarz und seltener auch Biotit, die in den einzelnen Lagen angereichert sind.

Wölz-Komplex

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

Der **Glimmerschiefer** ist durch unterschiedlichen Grafitgehalt silberig bis mittelgrau gefärbt. Er zeigt eine Variabilität bezüglich der Größe und Häufigkeit der Granatporphyroblasten, als auch hinsichtlich Korngröße und Modalbestand der Matrix. Im südlichen Verbreitungsgebiet, zu dem auch der Bereich um den Sölkpass gehört, erreicht Granat immer wieder bis über 1 cm, sehr selten auch bis 2,5 cm im Durchmesser. Die Kristalle sind oft subidiomorph mit abgerundeten Kanten und dunkelrotbraun bis schwarz gefärbt. In den einzelnen Lagen ist fast immer eine unimodale Korngrößenverteilung vorhanden. Die Matrix ist reich an Hellglimmer und Quarz, dazu kommen in unterschiedlicher Menge Biotit, Chlorit und wenig Plagioklas. Häufig sind viele, stark gelängte, isoklinal verfaltete Quarzmobilisate vorhanden.

Blöcke eines grauen Granatglimmerschiefers mit ca. 7 mm großen Granatporphyroblasten und bis 8 mm langen und etwa 1 mm dicken, grauen Kyanitstängeln konnten bisher nur als Blöcke auf den Hängen südlich der Etrachböden gefunden werden. Die Blöcke wurden vermutlich vom Gletscher aus dem hintersten Bereich des Katschbachtals an diese Stelle gebracht. Dieser sehr spezielle Gesteinstyp entspricht dem Glimmerschiefer des Wölz-Komplexes am Steinplan (1.667 m) in der Stubalpe.

Rappold-Komplex

Glimmerschiefer und zum Teil migmatischer Paragneis bilden die Hauptmasse des Rappold-Komplexes. Recht häufig sind Einschaltungen von Amphibolit und Marmor enthalten. Als charakteristisches Leitgestein ist permischer Pegmatitgneis zu nennen.

Der **Glimmerschiefer** bis Paragneis ist zumeist durch Grafit grau bis dunkelgrau gefärbt und relativ feinkörnig. Granat ist fast immer unauffällig, erreicht aber bis zu 5 mm im Durchmesser. In der Matrix ist neben Quarz, Muskovit und Plagioklas auch Biotit reichlich vorhanden. Um den Sölkpass konnte bisher noch kein Staurolith makroskopisch erkannt werden. Sehr eindrucksvoller migmatitischer Paragneis des Rappold-Komplexes wurde einige Kilometer weiter südlich als Rollstücke angetroffen.

Ampibolit ist schwarzgrün gefärbt und bricht plattig. Makroskopisch ist ein Mineralbestand aus Hornblende, Plagioklas, etwas Granat und Biotit erkennbar. **Pegmatitgneis** fällt im Gelände durch die helle Färbung und die grobblockige Verwitterung auf. Soweit erkennbar liegen die meisten der gangförmigen Pegmatitintrusionen konkordant in der permischen Schieferung (Sx), sie wurden aber wahrscheinlich sowohl im Perm als auch in der Kreide deformiert. Er besteht aus Feldspat, Quarz, schwarzem Turmalin, Muskovit und manchmal etwas hellrotem Granat. Muskovit erreicht bis zu 2 cm im Durchmesser.

Strukturprägung

Die Glimmerschiefer und Paragneise aller drei Komplexe zeigen eine ähnliche Strukturprägung. Im Greim- und Rappold-Komplex ist eine ausgeprägte Schieferung Sx vorhanden, die parallel zum stofflichen Lagenbau und auch zu den Quarzmobilisatlagen liegt. Letztere sind darin isoklinal verfaltet. Im Rappold-Komplex sind auch die anatektischen Mobilisatlagen in dieser Schieferung orientiert. Da die Migmatisierung im Perm stattfand, sollte auch die Schieferung Sx in dieser Zeit entstanden sein.

Eine jüngere Schieferung Sx+1 liegt oft parallel oder in flachem Winkel zu Sx. Die Intensität dieser Strukturprägung ist sehr unterschiedlich. Während sie im Greim- und Rappold-Komplex in manchen Aufschlüssen fehlt, ist sie im Wölz-Komplex gut ausgeprägt. Diese Schieferung entstand während des Eoalpidischen Ereignisses in der Kreide, nahe dem Metamorphosehöhepunkt und im Zuge der Deckenstapelung.

Sx und Sx+1 sind um E–W orientierte Faltenachsen (Fx+2) mit steil einfallenden Achsenflächen großräumig verfaltet. Im Kleinbereich ist oft eine gleichmäßige Krenulation mit mehr oder weniger deutlicher Achsenflächenschieferung (Sx+2) entwickelt. Die Bildung dieser Strukturprägung erfolgte kurz nach dem eoalpidischen Metamorphosehöhepunkt in der Oberkreide, als die Einheiten bereits zueinander in Kontakt waren.

Die NNW–SSE orientierte Katschbachtal-Störung verläuft, von quartären Sedimenten bedeckt, zwischen Baierdorf und der Kreuzerhütte im Talboden des Katschbachtals. Sie erzeugt einen Höhenversatz von zumindest einigen hundert Metern, da auf der westlichen Talseite tektonisch tiefere Einheiten des unterlagernden Silvretta-Seckau-Deckensystems zutage treten, während die tektonisch höchste Pusterwald-Decke nur auf der Ostseite auftritt.

Der Verlauf dieser Störung im hintersten Katschbachtal und ein möglicher Übertritt in das Bräualmbachtal, ein Seitental des Großsölktales, sind jedoch noch unbekannt. Spröde Strukturen, die in Aufschlüssen an den Flanken des Katschbachtals gemessen wurden, lassen vermuten, dass die Störung dextral ist und eine abschiebende Komponente beinhaltet. Auch in einem Aufschluss innerhalb des bearbeiteten Bereiches, nordöstlich der Stampferhütte (UTM33: N 5235567, E 428677), konnte ein Harnisch gemessen werden, der mit diesem Befund im Einklang steht. Diese Kinematik passt auch zu der kartierten Verteilung der Einheiten.

Die östlichere Störung ist etwas mehr NW–SE orientiert und fällt nach dem Geländeverschnitt gegen Südwesten ein. Da die tektonisch höhere Pusterwald-Decke auf der südwestlichen Seite und die tektonisch tiefere Donnersbach-Decke auf der nordöstlichen Seite auftritt, ist eine abschiebende Komponente wahrscheinlich.

Verbreitung der Lithologien und tektonischer Bau

In diesem Absatz wird die Verteilung der angetroffenen Lithologien und der daraus abgeleitete tektonische Bau beschrieben. Die Beschreibung erfolgt entlang des Hauptkammes der Niederen Tauern von Westen gegen Osten. Dies entspricht im Groben auch der Abfolge vom Liegenden gegen das Hangende.

Auf der Südseite der Breitmodl (2.380 m) bis etwa 2.000 m Seehöhe bei Schilling konnte Granatglimmerschiefer angetroffen werden, der dem Wölz-Komplex zugerechnet wird. Der Schusterbichl und das Gschrott genannte Kar wurden bisher nicht begangen. Hier könnte die westlichere der beiden oben erwähnten Störungen die Grenze zum Greim-Komplex bilden, da der östlich gelegene Gipfel des Denecks (2.433 m) und die Abhänge südlich davon aus Glimmerschiefer des Greim-Komplexes mit Muskovitpseudomorphosen und zwei charakteristischen Dolomitmarmorzügen aufgebaut sind. Im Gegensatz zur Kartierung von HEJL (2014) würden die Autoren den Granatglimmerschiefer auf der Südwestseite der Etrachböden ebenfalls als Teil des Greim-Komplexes sehen. Die Gründe dafür sind folgende: Der Granatglimmerschiefer zeichnet sich durch eine bimodale Verteilung in Bezug auf die Korngröße der eher xenomorphen Granatporphyroblasten aus. Die größeren Kristalle erreichen bis zu 1,2 cm, die kleineren nur 1–2 mm im Durchmesser. Die Gesteine fallen in diesem Bereich generell gegen Norden ein, wodurch der Granatglimmerschiefer im Liegenden der eindeutig zum Greim-Komplex gehörenden Glimmerschiefer mit Hellglimmerpseudomorphosen und dem darin eingelagerten Dolomitmarmorzug auftritt. Da der Wölz-Komplex jedoch im Normalfall über dem Greim-Komplex lagert, müsste quer über die Etrachböden eine tektonische Grenze laufen, wofür es jedoch keinen Hinweis gibt.

Der von HEJL (2014) in den Wänden westlich des Unteren Kaltenbachsees kartierte Dolomitmarmorzug konnte verifiziert werden, ein weiterer über zumindest 600 m verfolgbarer Dolomitmarmorzug befindet sich in den Wänden nördlich und östlich des Mittleren Kaltenbachsees. Amphibolitlagen konnten am Weg vom Mittleren- zum Oberen Kaltenbachsee und in der Scharte zwischen den Etrachböden und dem Nageleck (2.155 m) angetroffen werden. Die Amphibolite von letzterer Lokalität könnten sich mit den

recht mächtigen, sehr steil stehenden und NW–SE streichenden Amphibolitlagen am Südfuß des Nagelecks verbinden. Die Glimmerschiefer und Granatglimmerschiefer am Nageleck und auf der Westseite des Sölkpasses würden die Autoren ebenfalls dem Greim-Komplex zurechnen.

Folgt man dem Weg vom Sölkpass (1.790 m) gegen Osten auf den Hornfeldspitz (2.277 m), so verläuft dieser bis 2.100 m Seehöhe in monotonem, graubraunem Glimmerschiefer bis Paragneis. Dieser gehört wahrscheinlich ebenso zum Greim-Komplex. Danach folgt manchmal migmatitisch aussehender, biotitreicherer Paragneis mit zahlreichen Amphibolit- und Pegmatitlagen. Diese Abfolge ist Teil des Rappold-Komplexes und überlagert wahrscheinlich an einer etwa parallel zur Schieferung liegenden, mittelsteil, etwa gegen Osten einfallenden Grenzfläche den Greim-Komplex. Der Rappold-Komplex baut auch alle Aufschlüsse im Kar nördlich der Aarfeldspitze (2.284 m) auf. Damit ist wahrscheinlich, dass die westlichere Störung, die aus dem Feistritzbachtal kommt, den Kamm im Sattel westlich des Hochstüben-Hauptgipfels (2.385 m) quert. Dieser Bereich wurde bisher noch nicht kartiert.

Quartäre Sedimente und Formen

Im Folgenden werden quartäre Sedimente und Formen beschrieben, die im Hinteren Großsölkatal und Katschtal auftreten. Die Ausführungen ergänzen Beobachtungen von HEJL (2014 dokumentiert) und schließen an jene von GRIESMEIER (2020) und GRIESMEIER (2021) im Großsölkatal an. In den untersuchten Talabschnitten sind besonders imposante Blockgletscherablagerungen zu beobachten.

Hinteres Großsölkatal

Der oberste Bereich des Großsölktales – der Bereich der Winkleralpe – ist von etwa 2.300 m hohen Gipfeln und sie verbindenden Kämmen umrahmt. Intern sind mehrere Kare ausgebildet. Näher untersucht wurden die beiden Kare nördlich der Hornfeldspitze (2.277 m), wobei das Kar im Nordwesten einen flacheren, quelltrichterförmigen oberen Teil und einen als Kar ausgebildeten unteren Teil beinhaltet. Direkt nordwestlich der Hornfeldspitze ist unter einem Schuttfeld Grundmoränenablagerung aufgeschlossen, die einen kleinen See staut. In dem Kar darunter befindet sich eine nordschauende (gegen Norden bewegte) Blockgletscherablagerung. Im Kar nordöstlich der Hornfeldspitze ist ebenfalls eine allerdings imposantere, nordschauende Blockgletscherablagerung vorhanden, die das gesamte Kar umrahmt. Sie beinhaltet mehrere Loben, wobei der unterste Lobus eine relativ steile (~30–40°) Böschung aufweist. Die Blöcke, welche die Blockgletscherablagerung aufbauen, stammen von den umrahmenden Karwänden, die auch heute noch einiges an Schutt liefern. Die Blöcke messen zumeist einige Dezimeter im Durchmesser, sind oft ineinander verkeilt und es befindet sich keine Matrix zwischen ihnen. Vor allem kleinblockigere Bereiche sind von Gras bewachsen. Der Blockgletscher bildete sich vermutlich im Würm-Spätglazial (~19–11,7 ka; REITNER et al., 2016). Unterhalb der Kare, im Bereich der Erzherzog-Johann-Hütte und auf den Hängen, treten bis in eine Höhe von etwa 1.700 m Seehöhe Grundmoränenablagerungen auf. In manchen Aufschlüssen zeigt sich, dass die Diamikte, aus denen sie bestehen, gut konsolidiert sind

und Scherflächen aufweisen. Die Matrix ist tonig-siltig und meist grau gefärbt. Die Komponenten sind subangular bis gerundet und bestehen zumeist aus Glimmerschiefern, die zum Teil eingeregelt sind. Im Bereich der Serpentina der Sölkatalstraße wurden Grundmoränenablagerungen verschwemmt. Dies zeigt sich deutlich an Fließstrukturen im Laserscanbild. Unter Felswänden befinden sich oft mehrere Dezimeter bis wenige Meter mächtige Schutthalde oder Schwemmkegel, die Material in den Großsölkbach schütten.

Kar südlich Hornfeldspitze

Das Kar südlich der Hornfeldspitze (2.277 m) zeigt eine Ausbildung, wie sie an der Südseite der Niederen Tauern typisch ist. Unter dem Grat gibt es keine Felswände oder Festgesteinsaufschlüsse, stattdessen sehr gleichmäßig, etwa 20–30° steil abfallende Grashänge mit einigen offenen Schuttflächen aus Steinen und Blöcken. Nur Teile davon sind als Hangschutt zu klassifizieren, der Großteil ist durch Permafroststeinwirkung entstanden und nur geringfügig am Hang abgerutscht.

Hinteres Katschtal

Das Kar südlich des Denecks (2.433 m) ist von zwei imposanten Blockgletscherablagerungen geprägt. Sie entwickelten sich aus Schutt und Blöcken, die von den umrahmenden, sehr steilen Karwänden stammen. Die östlichere der beiden liegt direkt im Kar Gschrott und endet etwa auf 1.900 m, während die westlichere auf etwa 2.000 m beginnt und bis auf etwa 1.800 m Seehöhe verfolgbar ist. Die oberen Bereiche der beiden Ablagerungen bestehen aus Schutt und Steinen, während die unteren Bereiche grobblockig ausgebildet sind. Beide Ablagerungen sind bis zu einem Kilometer lang und weisen mehrere Loben auf. Die meisten Böschungen der Loben sind nicht so steil wie bei der oben beschriebenen Blockgletscherablagerung im Großsölkatal. Es gibt allerdings einzelne Loben, die bis über 35° Böschungswinkel erreichen. Der untere Bereich der westlicheren Blockgletscherablagerung ist stark von Latschenkiefern bewachsen.

Unterhalb der Blockgletscherablagerungen befinden sich weitere Wälle, die allerdings aus Diamikten bestehen und als Seiten- und Endmoränenwälle interpretiert werden. Sie sind konsolidiert und weisen eine siltige Matrix auf. Endmoränenwälle sind nur im westlichen Teil auf dem relativ flachen Karboden erhalten, weiter östlich reichen die Seitenmoränenwälle bis zu einer Geländekante, ab der der Hang steil in das Haupttal abfällt. Die Wälle stammen wahrscheinlich von einem Gletscher aus dem Würm-Spätglazial (Gschnitz?), der im östlichen Teil über die Geländekante reichte. Da die Karwände auch heute noch große Mengen an Schutt liefern, wird angenommen, dass dieser Gletscher stark schuttbedeckt war.

Ähnlich wie aus dem Bereich der Reißbeckgruppe von STEINEMANN et al. (2020) beschrieben, könnten die Blockgletscherablagerungen eine polyphase Geschichte dokumentieren. Möglicherweise entwickelte sich der stark bewachsene, untere Teil des westlichen Blockgletschers aus Ablationsschutt des spätglazialen Gletschers bereits in einer frühen Abschmelzphase. Nach dem vollständigen Abschmelzen des Gletschers entstanden dann die oberen Bereiche des westlichen und der östliche Blockglet-

scher, wobei neben dem Ablationsschutt auch neues Material von den Karwänden geliefert wurde. In diesem Fall wäre der untere Bereich der westlichen Blockgletscherablagerung bereits deutlich länger inaktiv, was den stärkeren Bewuchs erklären könnte. Um diese Vorstellung zu prüfen, wären jedoch nähere Untersuchungen mit Altersdatierungen von Nöten.

Der Bereich unterhalb der Wälle bis hinaus zur Sölkpassstraße ist großflächig von Grundmoränenablagerungen bedeckt. Diese sind stark konsolidiert und weisen eine tonig-siltige Matrix auf. Die Komponenten darin sind angular bis gerundet und bestehen hauptsächlich aus Granatglimmerschiefer und Amphibolit. Immer wieder gibt es kleinere und größere Rinnen und daran anschließende Muren- und Schwemmfächerablagerungen. Oberhalb der Grundmoränenablagerungen ist der Hang unterhalb der Felswände großflächig von Hangschutt bedeckt. Aufgrund der eher massigen Lithologien im Einzugsgebiet sind diese zum Teil blockig ausgebildet.

Kaltenbachseen Massenbewegung

Südlich des Oberen Kaltenbachsees gibt es zwei Bereiche, an denen kleinräumige Sackungen auftreten. Der bewegte Bereich ist dabei in beiden Fällen auf wenige Hektar beschränkt, die Abrisskanten sind aber morphologisch deutlich erkennbar. In der südlicheren der beiden Massenbewegungen ist das Gestein so stark zerlegt, dass sich eindrucksvolle Felstürme und Gräben gebildet haben.

Literatur

- ABART, R. & MARTINELLI, W. (1991): Variszische und alpidische Entwicklungsgeschichte des Wölzer Kristallins (Steiermark/Österreich). – *Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten Österreichs*, **37**, 1–14, Wien.
- GAIDIES, F., ABART, R., DECAPITANI, C., SCHUSTER, R., CONNOLLY, J.A.D. & REUSSER, E. (2006): Characterisation of polymetamorphism in the Austroalpine basement east of the Tauern Window using garnet isopleth thermobarometry. – *Journal of Metamorphic Geology*, **24**, 451–475, Oxford.
- GRIESMEIER, G.E.U. (2020): Bericht 2019 über quartärgeologische Aufnahmen auf Blatt 128 Gröbming. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **160**, 417–424, 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.
- HEJL, E. (2014): Bericht 2013 über geologische Aufnahmen im Schladminger Kristallinkomplex auf Blatt 128 Gröbming. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **154**, 298–299, Wien.
- KOLLMANN, C. & SCHUSTER, R. (2014): Bericht 2012–2013 über geologische Aufnahmen auf Blatt 158 Stadl an der Mur. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **154**, 308–310, Wien.
- REITNER, J.M., IVY-OCHS, S., DRESCHER-SCHNEIDER, R., HAJDAS, I. & LINNEN, M. (2016): Reconsidering the current stratigraphy of the Alpine Lateglacial: Implications of the sedimentary and morphological record of the Lienz area (Tyrol/Austria). – *E&G Quaternary Science Journal*, **65/2**, 113–144, Göttingen.
- 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.
- STEINEMANN, O., REITNER, J.M., IVY-OCHS, S., CHRISTL, M. & SYNAL, H.-A. (2020): Tracking rockglacier evolution in the Eastern Alps from the Lateglacial to the early Holocene. – *Quaternary Science Reviews*, **241**, 106424, Amsterdam. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2020.106424>

Blatt 129 Donnersbach

Siehe Bericht zu Blatt 128 Gröbming von GERIT GRIESMEIER, RALF SCHUSTER & CHRISTOPH IGLSEDER.