

Kar unmittelbar nördlich der Pramarnspitze sowie auf den höheren Abschnitt der Glättealm in der Nähe des Wanderweges Innsbrucker- bis Bremer Hütte (Aufschlusspunkte 2018-085 und 2018-075).

Glimmerschiefer erkennt man aufgrund ihrer silbrig glänzenden Schieferungsflächen (hoher Muskovitanteil). Sie weisen überdies einen feinen Lagenbau auf und kennzeichnen sich außerdem durch eine auffällige, rostbraune Anwitterungsfarbe. Neben deren untergeordnetem Vorkommen im Verband mit Paragneisen konnten Glimmerschiefer in der Scharte unmittelbar nordwestlich des Gipfels der Pramarnspitze kartiert werden (Aufschlusspunkt 2018-084). Sie führen an dieser Lokalität, ebenso wie die nördlich davon anstehenden Paragneise, Stauroolith. Ein weiteres, im Kartenmaßstab erfassbares Auftreten von Glimmerschiefern konnte in einem Graben unterhalb der Pfannalm nachgewiesen werden (Aufschlusspunkt 2018-047). Hier konnten nadel- bis stäbchenförmige, z.T. büschelförmig angeordnete Minerale auf den Schieferungsflächen als Hornblende identifiziert werden.

Bei den **chloritisierten Paragneisen** handelt es sich um einen sehr feinkörnigen, dunklen Gesteinstyp innerhalb der Gruppe der Metasedimente. Dessen dunkelgrüne Färbung wird durch das Auftreten von Chlorit hervorgerufen. Die bislang erfassten Vorkommen sind beiderseits des Wanderweges vom Gasthof Feuerstein zur Innsbrucker Hütte zwischen 1.500 und 1.600 m, am Pinnisjoch, am Gipfel des Habichts und etwa 500 m nordwestlich der Brücke 1.357 auf ca. 1.600 m zu finden.

Struktureller Aufbau des Arbeitsgebietes

Das diesjährige Arbeitsgebiet erweckt den Eindruck einer strukturell komplizierten Gliederung. Im Allgemeinen liegt eine, von wenigen Ausnahmen abgesehen, relativ einheitliche NW–SE orientierte Streichrichtung der Gesteine vor. Planare Gefügeelemente (Foliation) neigen sich demzufolge um diese Streichachse in einem mittelsteilen bis steilen Winkel nach Südwesten respektive Nordosten. Lineare Strukturen wie Faltenachsen und Streckungslineare sind entsprechend parallel zur Streichrichtung angeordnet. Folgerichtig müsste ein großräumiger Faltenbau mit einer flachen, ca. NW–SE streichenden Faltenachse angenommen werden. Eine annähernd konträre Situation liegt südöstlich des Gipfelbereiches vom Habicht vor: dort wurde eine teils sehr flache West- bis Nordwestneigung der Schieferung gemessen. Diese lokale Gegebenheit ergibt im Kartenbild nur dann einen Sinn, wenn beträchtliche Lageveränderungen an jungen Sprödstörungen vorausgesetzt werden. Aufgrund der schlechten Begehbarkeit dieses Geländeabschnittes wurden die mutmaßlich passenden Störungen von den übereinstimmenden Orthofotos respektive Laserscans auf die Karte übertragen. Von einer tiefergehenden Interpretation wird an dieser Stelle abgesehen. Wenige, markante Sprödstörungen konnten direkt eingesehen und erfasst werden. Meist sind die eigentlichen Bewegungsflächen so stark schuttbedeckt, dass sie nicht eindeutig messbar sind. Sie wurden folglich als vermutete Störungen eingeordnet.

Quartär

Die glaziale Prägung des Arbeitsgebietes manifestiert sich in Gestalt von stark eingesenkten Karen, welche im

Längsschnitt meist in einen oberen und einen unteren Boden unterteilt sind. Der U-förmig profilierte Talbereich des Haupttals wurde durch Gletscherströme und die von ihnen mitgeführten Gesteinsfragmente ausgeschürft (dies geschah im letzten Eiszeitalter) und scheidet sich von den oben genannten Karen in Form eines typischen Gefällsknickes (Trogkante). Letzterer kann mitunter sehr markant ausgeprägt sein, oder aber von Massenbewegungen teilweise ausgeglichen vorliegen. Eine partielle Nivellierung der Trogkante zu einem Hang ist beispielsweise am Ausgang der Glättealm der Fall.

Eine große Anzahl wallförmiger Moränen wurde im Arbeitsgebiet unter Zuhilfenahme von Laserscans und Orthofotos abgegrenzt. Wo ein vom Verfasser vermutetes holozänes Alter der Moränen vorliegt, wurden diese farblich von den älteren glazialen Ablagerungen differenziert.

Eine mit Moränen eng verknüpfte, morphologische Form, die Blockgletscher, findet man über das gesamte Arbeitsgebiet verteilt. Hinsichtlich deren Aktivität ist anzumerken, dass die meisten Blockgletscher, ausgenommen jener östlich unterhalb der Äußeren Wetterspitze, fossil oder inaktiv sind.

Die auf dem Kartenblatt 147 innerhalb des Kartierungsgebietes vermerkten Gletscher sind praktisch nicht mehr existent.

Bericht 2018 über geologische Aufnahmen im Lüsenstal auf Blatt NL 32-03-28 Neustift im Stubaital

MARTIN WEBER

(Auswärtiger Mitarbeiter)

Geografischer und geologischer Überblick

Das Arbeitsgebiet befindet sich südöstlich von Innsbruck, in einem Seitental des Sellraintals, genauer gesagt auf der westlichen Flanke des Lüsener Tals, zwischen Praxmar (Weiler von Gries im Sellrain) im Norden und dem Längentaler Bach im Süden. Das Arbeitsgebiet hat eine Fläche von etwa 14 km² und befindet sich in Höhenlagen zwischen 1.600 und knapp über 3.000 m ü. A. Die westliche Grenze wird vom Grat zwischen Lamsenspitze und Zischgeles aufgebaut.

Das Untersuchungsgebiet gehört zum nordöstlichen Ötztal-Stubai-Kristallin. Die Gesteine dieser tektonischen Einheit sind prävariszischen Ursprungs und zählen zum Kristallin des austroalpinen Deckenstapels. Die Lithologien bestehen hauptsächlich aus metasedimentären quarz- und feldspatreichen Gesteinen, wie z.B. Paragneis, Glimmerschiefer und Quarzit, mit meist unscharfen Übergängen. Saure bis intermediäre Orthogesteine sind sowohl als mächtige Intrusionskörper, als auch als konkordante Zwischenlagen in die Paragesteinserien eingeschaltet. Amphibolite treten mit sehr variablen Mächtigkeiten im Gesteinspaket auf. Pegmatit- sowie Diabasgänge unterschiedlichen Alters durchschlagen diskordant die Ge-

steine. Eine polymetamorphe, prä-variszische, variszische und alpidische Überprägung ist charakteristisch für das Ötztal-Stubai Kristallin (THÖNI & MILLER, 2004; TROPPEL & HOINKES, 1996). Das Ötztal-Stubai-Kristallin ist frühvariszisch, amphibolitfaziell bei mindestens 500–650° C und 4–8 kbar überprägt worden (TROPPEL & HOINKES, 1996; TROPPEL & REICHEIS, 2003). In den Metapeliten bildeten sich vor allem Staurolith und Alumosilikatpolymorphe (Andalusit, Disthen, Sillimanit), anhand derer PURTSCHELLER (1969) die zonale variszische Temperaturerhöhung nach Südosten ausarbeitete. Die im Untersuchungsgebiet dominierende, variszische Metamorphose ist im Nordwesten des Ötztal-Stubai-Kristallins am besten erhalten, da die eoalpine Überprägung dort geringer ausgeprägt ist. Im Südosten kehrt sich diese Tendenz zur dominanten alpidischen Überprägung um.

Lithologische Beschreibung der kartierten Gesteine

Um die strukturelle Dynamik besser beschreiben zu können, wurden die metamorphen Gesteine basierend auf der Karte von HAMMER (1929) in jüngsten Arbeiten vereinfacht zusammengefasst. In seiner Masterarbeit entwickelte EGGLESEDER (2012) eine vereinfachte Einteilung der Lithologien, welche auch in dieser Arbeit ihre Anwendung findet. Die Einteilung resultiert aus feldpetrografischen Indizien der Mineralogie sowie aus Untersuchungen bezeichnender Gefügemerkmale.

Die dominierende Lithologie sind **Paragneise** mit fließenden Übergängen zu Glimmerschiefern und Quarziten. In diese mächtige metasedimentäre Gesteinsabfolge sind prävariszische **Orthogneise** intrudiert. Weiters sind basische Gesteine (meist Amphibolit) konkordant zwischengeschaltet. Als strukturell oberstes Schichtglied sind mächtige **Glimmerschiefer** abgelagert. Die Gesteine sind polymetamorph überprägt und intensiv verfaltet. Basaltisch-andesitische Diabasgänge durchschlagen diskordant das Kristallin und haben laut PURTSCHELLER & RAMMLMAIR (1982) postvariszische Alter.

Paragneis

Das Gefüge der Paragneise bestehend aus sub-mm- bis mm-dünnen durchgehenden oder auskeilenden Glimmerlagen, erscheint wellig, flasrig und oft auch mylonitisiert. Durch die sehr heterogene Mineralzusammensetzung der Paragneise zeigen diese Farben von hell- bis dunkelgrau. Teilweise sind durchgehende oder boudinierte cm-dicke, mittelgraue, feinkörnige Quarzlagen zu verfolgen, wobei diese meist als verwitterungsresistenteres Material aus dem Gestein hervortreten. Deutliche Parasitärfaaltung mit Z-S-M-Strukturen sind überwiegend in den Glimmerlagen ausgebildet. Oft sind langgestreckte Quarz- und Feldspatknauern bis zu dm-Größe im Paragneis gewachsen. In den meist mm-dünnen Glimmerlagen ist auch teilweise Staurolith- und Granatwachstum vorzufinden. Dunkelglimmer (Biotit) ist immer in sehr variablen Anteilen vorhanden, Hellglimmer, wie Muskovit, ist nicht immer anwesend, kommt jedoch untergeordnet vor. Einzelne Bereiche in den Paragneisen zeigen einen deutlichen Anstieg von hellen bis milchig weißen Lagen, vermutlich aus Feldspat bestehend. Teilweise sind auch von hauchdünnen Zwischenlagen begrenzte Bereiche im Paragneis ausgebildet, die ein monotones, massiges, quarzreiches und feinkristallines

Gefüge mit grünlicher Färbung zeigen. In diesen massigen Gesteinen konnte sich auch selten Chevronfaltung ausbilden. Allgemein wird durch das Zurückwittern der inkompetenten Lagen die oft undeutliche, penetrative Hauptschieferung erst gut sichtbar. Im Untersuchungsgebiet sind fließende Übergänge sowie intensive Wechsellagerung dieser Variationen anzutreffen. Gelegentlich sind cm- bis dm-mächtige Amphibolitlagen in der mächtigen Paragneisserie zwischengeschaltet. Diese Gesteinsserie ist im Untersuchungsgebiet die bedeutendste lithologische Einheit und vielfach über weite Bereiche aufgeschlossen und weiter zu verfolgen.

Orthogneis

Makroskopisch sind Orthogneise als massige, helle Gesteine im Anschlag zu von anderen zu unterscheiden. Meist sind die Gefüge stark beansprucht und ausgewalzt, sodass das ursprünglich magmatische Gefüge zerstört wurde und unter mylonitischer Beanspruchung der Feldspatäugen und Einregelung der Glimmerminerale ein leicht geschieferter bis geflasierter Eindruck entsteht. Teilweise sind Muskovite die dominanten Glimmerkomponenten. Die Orthogneise ziehen in wenigen dünnen und auskeilenden Linsen sehr lokal begrenzt durch das Gebiet und werden daher nicht gesondert behandelt.

Glimmerschiefer

Makroskopisch sind Glimmerschiefer sehr stark und meist im mm- bis cm-Maßstab geschieferte und intensiv deformierte Gesteine mit rostbrauner Verwitterungsfarbe. Sie weisen einen großen Anteil an fein-grobkörnigen Glimmermineralen auf und brechen dünnplattig, wobei die ausgebrochenen xy-Flächen meist vollständig von Glimmer überzogen sind. Klaster wie Quarzknauern, Feldspatäugen, Granate und eingeregelt Staurolithe sind oft von den Glimmerlagen wellig bis knollig vollständig umwachsen. In x-z-Richtung zeigt das Gestein intensiv geflaserte Lagen von Quarz, Feldspat und meist dünnem Glimmer, die verfaltet, zerschert und boudiniert sein können. Diese Gesteine sind am Nordrand des Untersuchungsgebietes vermehrt vorzufinden und sie werden im nördlichen Anschluss außerhalb des Gebietes dominanter.

Amphibolit

Im Anschlag zeigen Amphibolite hauptsächlich massiges, dunkles und feinkristallines Gefüge. Zuweilen leicht grünlich, meist in cm-dicke Lagen eckig brechend. Nicht selten sind dünne Feldspatlagen durchgehend oder boudiniert ausgebildet, die teilweise aus dem Gesteinsverband herauswittern. Granat kommt lokal fein verteilt im Gesteinsverband vor. Dünne Glimmerlagen und eingeregelt Hornblenden bilden nicht selten eine Schieferung aus. Die Amphibolite bilden im Gebiet markante Rippen oder treten in Form von linsenförmig auskeilenden Lagen im umgebenden Gestein auf.

Ganggesteine

Metamorph überprägte Pegmatite sind durch die sehr hell bis weiße Verwitterungsfarbe makroskopisch leicht zu erkennen. Teilweise sind grobkörnige Glimmer- sowie Granatminerale in der quarzreichen Grundmasse ausgebildet. Im Untersuchungsgebiet beschränken sich die Auf-

schlüsse auf wenige sehr lokal begrenzte Bereiche. Im Gegensatz dazu sind Diabase sehr feinkörnige, grünliche und meist massige Gesteine. Selten ist eine leichte Schieferung ausgebildet. Die scharf begrenzten, diskordanten Gänge sind nur teilweise an lokalen Stellen im Gesteinsverband zu verfolgen. Im Arbeitsgebiet wurden jedoch keine nennenswerten Aufschlüsse angetroffen.

Strukturgeologie

Ein Ziel der Arbeit ist eine homogen verteilte Gesteins- und Strukturdatenerhebung, um den vorherrschenden Großfaltenbau im Arbeitsgebiet rekonstruieren und in Karten und Profilen darstellen zu können. Bei 321 Einzelaufschlüssen wurde jeweils die penetrative S0/1-Schieferungsfläche eingemessen und einer Lithologie zugeteilt. Weniger deutlich ausgeprägte oder wellig verlaufende Schieferungen wurden durch mehrere Messungen gemittelt. Eine sekundäre Schieferung (S2) wurde nur selten beobachtet. Im Gelände wurden lineare (Streckungslineation; Faltenachsen) und planare Strukturen eingemessen und in Stereoplots ausgewertet. Abgesehen davon wurden Erkenntnisse aus digitalen Laserscandaten und aus der Auswertung von Fotos sowie bestehenden Kartenmaterials für eine vollständige strukturelle Beschreibung herangezogen.

Schieferung

Der Datensatz der penetrativen S0/1-Schieferung besteht aus 180 Messdaten. Die überwiegende Menge der Aufschlussmessungen streicht von W-E bis NW-SE und fällt teilweise steil und flach, meist mäßig nach N-NE ein. Wenige S-SW einfallende Messungen deuten parasitäre Gengenschenkel zum allgemeinen, nach N-NE einfallenden Trend an. Bei der S2-Schieferung konnten 30 Datensätze eingemessen werden. Diese zeigen mäßiges bis steiles Einfallen nach ENE-NNW. Im Zuge der Kartierung stellte sich heraus, dass S2 subparallel zur penetrativen Hauptschieferung angeordnet ist und daher oft nicht eindeutig abgegrenzt werden kann.

Faltenachsen

In erster Linie wurden Faltenachsen parasitärer Kleinfalten in der Schieferungsfläche S0/1 eingemessen. Am deutlichsten waren diese in den Glimmerschiefern und an zurückgewitterten Lagen in den Paragneisen ausgeprägt. 27 der 32 Faltenachsen zeigen ein flaches, seltener mäßiges Einfallen mit einem Maximum im Nordwesten. Die restlichen fünf Messungen weisen flach nach Osten einfallende Faltenachsen auf und liegen somit gegenüber den Hauptrichtungen, was wiederum auf gegenüberliegende parasitäre Schenkel hinweisen kann.

Lineare

Bei eindeutiger Zuordnung der Wachstumsrichtung von sekundär gewachsenen Mineralaggregaten wurden Lineare eingemessen. Bei 17 Messungen war die Streuung relativ groß, die Lineare zeigen ein flaches bis steiles Einfallen nach Nordwesten bzw. Südosten. Lediglich zwei Bereiche mit jeweils drei Messwerten zeigen mit mittelsteilem Einfallen in Richtung Nordwesten und mäßigem Einfallen nach Nordosten ein leichtes Maximum.

Störungen

Das Ötztal-Stubai-Kristallin (ÖSK) ist von mehreren Störungssystemen durchzogen, die in der bestehenden Literatur hinlänglich beschrieben wurden. Eine der wichtigen meridionalen Störungen des ÖSK (Längental-Störung; HAMMER, 1929) streift das Lusenstal im Südosten. Diese liegt jedoch außerhalb des Kartiergebietes. Daher wurden in dieser Arbeit keine großen Störungsversätze berücksichtigt. Lokale Störungen wurden auskartiert und sind in der Karte vermerkt.

Abfolge der Deformationsphasen im Arbeitsgebiet

Aufbauend auf Literaturdaten (z.B. EGGLSEDER, 2012; EGGLSEDER & FÜGENSCHUH, 2013; BREITFUSS, 2016) sowie eigenen Messungen und Beobachtungen ergibt sich die aktuelle Deformationsabfolge. Auf eine absolute chronologische Einteilung wurde in dieser Arbeit verzichtet, da keine Altersdaten vorliegen.

D1: SE-NW streichende Intrafolial- und Isoklinalfaltung, welche vermutlich mit der Bildung der S0/1 einhergeht. Die Falten sind vor allem in kompetenten Gesteinen und in parasitären Strukturen deutlich ausgebildet. Die Frage, ob auch lokale Boudinierung einzelner, kompetenter Gesteinspakete wie die der Amphibolite dieser Phase zuzuschreiben ist, oder ob diese prä-deformativ gebildet wurde, kann noch nicht beantwortet werden.

D2: Enge bis geschlossene, z.T. isoklinale Falten tauchen im Mittel nach Norden bzw. Ostnordosten ab. Diese Falten sind für die zweite penetrative Achsenebenenschieferung S2 verantwortlich und stehen subhorizontal zu der S0/1-Schieferung. Die Strukturen der D2 sind vor allem in weniger kompetenten Gesteinen ersichtlich, wenn S0/1 nicht zu dominant in Erscheinung tritt.

D3: Sehr offene SW-NE streichende Krenulationsfalten („Runzelfaltung“). Diese gehen mit subhorizontalen Achsenebenen einher und wurden vermutlich unter kühleren Deformationsbedingungen gebildet.

D4: Knickfalten und sehr offene Falten, die WNW-ESE streichen und mit dem Nord- bzw. Südfallen der Schieferungen in Verbindung stehen. Diese Phase erzeugte eine große Synform über das Gebiet des Sellraintales (siehe Glimmerschiefermulde). Weiters wird das polymetamorph deformierte Gestein in sehr offenen Falten im mehrere Zehnermeter-Maßstab gefaltet (BREITFUSS, 2016).

Zusammenfassung

Die Beobachtungen im Feld sowie die Bearbeitung und Auswertung der gewonnenen Daten zeigen ein relativ deutliches Bild. Es bestätigt sich, dass, bedingt durch intensive Verfaltung, im Bereich des Arbeitsgebietes keine großräumigen lithologischen Wechsel vorliegen. Vielmehr resultiert der vorliegende Gesteinswechsel Richtung Süden daraus, dass tiefere Einheiten (Paragneise, Amphibole, Orthogneise) im Südschenkel einer großen W-E streichenden Synform (Glimmerschiefermulde von Sellrain) aufgeschlossen sind. Die Gesteinspakete sind im Typ 3 – Faltenüberprägungsmuster deformiert, was zu wenig Abwechslung in der allgemeinen Einfallrichtung führt. In den parasitären Strukturen lassen sich Nachweise erbringen, dass die Einheiten intern intensiv an subparallelen Faltenachsen verfault wurden. Dabei lassen sich die Strukturen

gut mit den Nachbargebieten im Osten korrelieren, auch die Glimmerschiefer lassen sich sehr gut Richtung Osten verfolgen. Die eckig und plattig emporstehenden Amphibolite am Gipfel der Lüsener Villerspitze (3.027 m) verbinden sich gut mit den Amphiboliteinheiten im Arbeitsgebiet. Eine genaue strukturelle Zusammenführung der beiden Talseiten wurde in dieser Arbeit jedoch nicht getroffen und lässt Raum für weitere Untersuchungen.

Blockgletschersystem Schöntal

Das komplex aufgebaute Blockgletschersystem nordöstlich der Schöntalspitze (3.002 m) setzt sich aus mehreren zungen- sowie auch lobenförmigen Ablagerungen zusammen. Betreffend Aktivität, morphologischer Erscheinung und relativen Alters zueinander sind mindestens drei Generationen zu unterscheiden: a) ein reliktscher (*fossiler*) Blockgletscher, b) ein intakter, aber inaktiver Blockgletscher und c) ein jüngst gebildeter lobenförmiger Blockgletscher. Das Blockgletschersystem liegt innerhalb einer glazial geformten Mulde eines ehemaligen Kargletschers. Das Gebiet war während des letzten Gletscherhochstandes der Kleinen Eiszeit im 19. Jahrhundert bereits eisfrei. Die Wurzelzone befindet sich in einem NE-exponierten Kessel, der im Westen und Süden von stark deformierten Para- und Orthogneiswänden mit eingeschalteten Amphibolitlagen umrahmt wird. Diese Gesteine liefern den Schutt für die Blockgletscher. Der Übergang zwischen Fels, Schuttfächer und Blockgletscherschutt ist fließend entwickelt und befindet sich auf einer Höhe zwischen 2.850 und 2.950 m ü. A. Der Untergrund ist an der Wurzelzone zwischen 25° und 35° steil und flacht im Zungenbereich, an einer Karschwelle fast gänzlich ab. In tieferen Lagen an der Ostseite ist das Blockgletschersystem von abgerundeter und Gras bewachsener Seitenmoräne fast vollständig eingerahmt. Ein Endmoränenwall im subhorizontalen Gelände schließt das Permafrostareal talauswärts ab. Das westliche Ende der Ablagerung wird unterhalb von 2.700 m ü. A. vom seitlich herangeführten Hangschutt durch eine markant steile Böschung abgegrenzt, darüber laufen die Strukturen fließend in die Schutthalde über. Insgesamt bedecken die aus mehreren Zungen bestehenden Blockgletscher eine Fläche von 0,18 km². Dieses komplexe Blockgletschersystem ist ein anschauliches Beispiel für klimatisch angetriebene Schwankungen zwischen Rückzug, Wiedervorstoß sowie Neubildung von Blockgletschern.

Messungen am Blockgletschersystem Schöntalkar

Im Rahmen dieser Studie wurde die nordöstliche Quelle unterhalb des Blockgletschers hinsichtlich ihrer Abflussmenge untersucht. Die Messungen ergaben eine Schüttung von etwa 0,3 l/s (21.10.2012, 14:30 Uhr). Temperaturmessungen an der Basis der winterlichen Schneedecke (BTS) lieferten für zwei morphologisch unterschiedliche Blockgletscher-Generationen genaue Informationen. Die Referenzsonde (S5) wurde unterhalb der Blockgletscher im besonnten Südhang installiert, welche erwartungsgemäß keine tiefen Temperaturen, die Anzeichen auf Permafrost im Untergrund liefern würden, aufzeichnete. Zwei Sonden (S1, S2) wurden südlich vom See auf dem Blockgletscher der zweiten Generation platziert. Die durchgehend tiefen Temperaturen von bis zu -8° C von Dezember 2012 bis Mitte April 2013 belegen eindeutig das Vorhandensein

von Eis im Blockgletscher. Zwei weitere Sonden (S3, S4) wurden nordöstlich des Sees im distalen Bereich der ältesten Blockgletscher-Generation ausgelegt. Installiert wurde die Sonde 3 im Schatten eines Blockes und Sonde 4 auf freier, sandiger Fläche in derselben Höhe. Die Auswertungen zeigen sehr unterschiedliche Temperaturbedingungen. Der Verfasser macht die unterschiedlichen Lagen der Sonden für die so differenten Werte verantwortlich. Während der Temperaturverlauf von Sonde 3 konstante Werte leicht unter 0° C aufzeichnete, was auf eine isolierende Schneedecke ab Anfang Dezember bis Ende April hinweist, weicht Sonde 4 deutlich von dieser Auswertung ab. Die Temperaturen der Sonde 4 zeigen ein Negativmaximum in der ersten Dezemberwoche. Dieses Maximum passt gut zu einem in diesem Zeitraum stattgefundenen Kaltlufteinbruch. Das würde bedeuten, dass sich zu dieser Zeit die Sonde 4 nicht unter einer ausreichend mächtigen Schneedecke befunden hat und somit Störungen der Außenluft auf die Messergebnisse einwirkten. In den darauffolgenden Wintermonaten bleibt die Temperatur meist zwischen -3° C und -5° C ohne große Schwankungen. Die breite Amplitude ähnelt dabei den Schwankungen der Sonde 1. Das wiederum kann als Zeichen für Reste von Eis im Untergrund gedeutet werden. Gleichzeitig könnte das aber auch einen Einfluss einer unvollständigen Schneedecke widerspiegeln, was durch verzögerten Außenlufteintrag verursacht werden kann. Um die Frage restlos zu klären, ob in der ältesten Blockgletscher-Generation noch Eisreste anwesend sind, und wenn in welchen Bereichen, müssten weitere detaillierte Untersuchungen durchgeführt werden.

Zusammenfassung

Die Untersuchungen, Messungen und Kartierungen am Blockgletschersystem im Schöntal zeigen sehr schön den komplexen Aufbau und die verschiedenen Stadien dieses Phänomens. Das Vorhandensein von Eisresten in den oberen Bereichen konnte nachgewiesen werden. Detaillierte Rückschlüsse der absoluten chronologischen Verhältnisse sind abhängig vom Gebiet und der Exposition sehr komplex und variabel. Daher wurde anhand dieses Beispiels lediglich versucht, über die relativen Positionen der einzelnen Generationen eine grobe Beschreibung der Abläufe eines Blockgletschers zu geben.

Literatur

- BREITFUSS, M. (2016): Tektonometamorphe Entwicklung und angewandte Aspekte im nordöstlichen ÖSK. – Unveröffentlichte Masterarbeit, Leopold-Franzens-Universität Innsbruck, 136 S., Innsbruck.
- EGGLEDER, M. (2012): Präalpine Faltenüberprägungen im Nordosten des Ötztal-Stubai-Kristallins. – Unveröffentlichte Masterarbeit, Leopold-Franzens-Universität Innsbruck, 118 S., Innsbruck.
- EGGLEDER, M. & FÜGENSCHUH, B. (2013): Pre-alpine fold interference patterns in the northeastern Oetztal-Stubai-Complex (Tyrol, Austria). – Austrian Journal of Earth Sciences, **106/2**, 63–74, Wien.
- HAMMER, W. (1929): Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Ötztal. – 58 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- PURTSCHELLER, F. (1969): Petrographische Untersuchungen an Alumosilikatgneisen des Ötztaler-Stubai-Alt-kristallins. – Tschermak's mineralogische und petrographische Mitteilungen, 3. Folge, **13**, 35–54, Wien.

PURTSCHELLER, F. & RAMMLMAIR, D. (1982): Alpine metamorphism of diabase dikes in the Ötztal-Stubai metamorphic complex. – *Tschermak's mineralogische und petrographische Mitteilungen*, 3. Folge, **29**, 205–221, Wien.

THÖNI, M. & MILLER, C. (2004): Ordovician meta-pegmatite garnet (NW Ötztal basement, Tyrol, Eastern Alps): preservation of magmatic garnet chemistry and Sm-Nd age during mylonitization. – *Chemical Geology*, **209/1**, 1–26, Amsterdam.

TROPPER, P. & HOINKES, G. (1996): Geothermobarometry of Al_2SiO_5 -bearing metapelites in the western Austroalpine Ötztal-basement. – *Mineralogy and Petrology*, **58/3–4**, 145–170, Wien.

TROPPER, P. & RECHEIS, A. (2003): Garnet zoning as a window into the metamorphic evolution of a crystalline complex: the northern and central Austroalpine Ötztal-Complex as a polymetamorphic example. – *Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft*, **94**, 27–53, Wien.

Blatt NL 32-03-30 Mayrhofen

Bericht 2016 über geologische Aufnahmen quartärer Sedimente auf Blatt NL 32-03-30 Mayrhofen

JERZY ZASADNI

(Auswärtiger Mitarbeiter)

About 100 km² of Quaternary sediments and landforms in the northwestern corner of the UTM map sheet NL 32-03-30 Mayrhofen were geologically mapped during the field season of 2016. The investigated area belongs to the Tux Alps (German: Tuxer Alpen). It comprises the lower part of the Tux valley (German: Tuxertal), i.e. the section between the villages of Finkenberg and Lanersbach, the Niglasbach catchment, the Penken massif and the valleys of Hoarbergbach and Sidanbach streams located to the north of the Penken massif. Elevations of the mapped area range from 650 m in the bottom of Ziller valley near the town of Mayrhofen to 2,762 m at the summit of Rastkogel. This corresponds to a difference in altitude of more than 2,100 m. The basement is mainly composed of metasedimentary and metavolcanic schists belonging to the upper Penninic nappe system (Tauern window) and the Innsbruck quartz phyllite Zone (Austroalpine nappe system). These lithologies are prone to weathering, erosion and mass movement processes, and exhibit a gentler relief than the neighbouring Central gneiss areas of the Zillertal Alps. The middle section of Tux valley around the village of Lanersbach, the Gröblspitze massif and most of the area of Niglasbach catchment are built up of Bündner schist (phyllites, carbonate phyllites and quartzites), which has the least resistance to erosion. The highest summits bordering the area to the north and east (Torspitze, Hippoldspitze, Rastkogel, Pangert, Wanglspitze, Hoabergkarspitze) are built up of Innsbruck quartz phyllites. The lower Tux valley and the Penken massif are built up of Bündner schist, gneisses and greenschists (mostly belonging to Wustkogel nappe system). Within the mapped area, Central gneiss occurs only at the mouth of the Tux valley, in the village of Finkenberg.

Last Glacial Maximum (LGM)

In contrast to the Zillertal Alps, trim-line features recording the maximum extent of glaciers are poorly preserved in the Tux Alps. The maximum ice surface at the end of Ziller valley near the town of Mayrhofen reached to an altitude of about 2,150–2,250 m, what is well evidenced by trim-

line data of the neighbouring Zillertal Alps (ZASADNI, 2014; WIRSIG et al., 2016). In the middle section of Tux valley, in the vicinity of Tettensjoch and Gröblspitze mountains, the ice surface reached to an altitude of about 2,300 m. At the Gröblspitz mountain, the transition from ice moulded bedrock to bedrock with no glacial overprint can be observed at elevations between 2,240 and 2,270 m. The Penken massif (2,095 m) bears clear evidence of ice moulding on the entire ridge between Wangalm (2,123 m) to Gschosberg (1,970 m). Elongation axes of bedrock streamlined features and measured striations on the Penken mountain ridge show direction of ice flow towards northeast. General ice flow directions recognized in the Ziller valley confluence zone, together with described evidence of ice flow directions on the Penken massif, indicate that during the LGM the ice stream originating from Tux valley was forced to overflow the Penken mountain ridge, because of the dominant role of the Zemm valley ice stream in the area of Mayrhofen confluence zone. Measured directions of glacial striation on the Ahorn gneiss near the village of Finkenberg (950–1,000 m altitude) and on the northern slope of Mount Gamsberg (up to 1,600 m altitude) support this conclusion for the ice confluence zone between Tux and Zemm valleys. Two generations of striation in this locality represent LGM and Gschnitz stages of ice flow. The older set of striation (LGM) shows divergent ice flow of Zemm valley ice stream towards north to northeast. The younger set of striation (Gschnitz stage) occurs only at lower elevations, below 1,000 m, and indicates ice flow towards northwest to the Tux valley. The divergent flow of the Zemm valley ice stream at the bottom of the Tux valley near the village of Finkenberg shows that the Tux valley ice stream did not reach this location during the LGM.

Till covers of the LGM occur in the Penken massif mostly below 1,800 m altitude, with the highest occurrence around 2,000 m altitude. Till covers of the Gröblspitze massif reach almost the same elevation. The vertical extent of till cover is not easily recognized in case of slaty lithology, which is not prone to develop rounded clasts by glacial transport. Even the slaty components of well-exposed glacial diamicton have an angular shape, quite similar to that of scree. On the slope, the till cover often shows an upward gradual transition into clay regolith with angular clasts, being the product of local bedrock weathering and colluvial processes. As a working hypothesis, it was adopted that till cover certainly occurs where any rounded clasts can be observed in the sediment. The thickest till cover (up to 4–5 m) occurs in the northeast slope of Penken massif (Larchwald, Grubenaste locations). LGM till entirely consists of