

Höhe enden (z.B. im Kar zwischen Hohem und Niederm Burgstall, nördlich des Niederen Burgstall, in der Malgrube und im Lizumer Kar). Die Situation im Senderstal stellt sich komplexer dar (KERSCHNER, 1986) und sollte daher gesondert behandelt werden.

Gravitative Massenbewegung „Mahderberg“

Auf dem Laserscan deutlich erkennbar zieht sich nördlich der Gemeinde Neustift am sogenannten Mahderberg eine große Massenbewegung über die gesamte Südflanke. Eine Fläche von ca. 4 km² ist von der Massenbewegung betroffen, die aber in einzelne, mehr oder weniger stark bewegte Teilbereiche gegliedert ist. Die mesozoische Abfolge am Top des Hanges (Bereich zwischen Kaserstattalm und Starkenburger Hütte) ist aufgrund einer dominanten vertikalen Bewegungskomponente deutlich abgesenkt und über den gesamten anschließenden Hang ziehen sich antithetische Brüche, die sich vorwiegend an steil nach Norden bis Nordnordwesten in den Hang fallenden Trennflächen/Klüften entwickeln. Basierend auf Erkenntnissen aus der Geländeaufnahme erfolgt die Bewegung nicht an den flach nach Norden fallenden Schieferungsflächen, sondern an südostfallenden C'-Flächen (als Teil eines Scherbandgefüges) die mit steilstehenden E-W streichenden Klüften verschneiden. Im Gelände wurden keine Anzeichen für rezente Aktivität festgestellt. Generell scheint die Bewegung vor allem an das Auftreten von Paragneis/Glimmerschiefer gebunden zu sein, die Orthogneise sind zwar im Verband aufgelockert, aber weniger durchbewegt. Aufgrund dieser lithologischen Heterogenität ist der östliche Teilbereich stärker entwickelt und nur dieser „greift“ bis in den Talboden durch.

Weitere, überwiegend kleiner dimensionierte Massenbewegungen (z.B. zwischen Schlicker Alm und Froneben am orografisch rechten Hang; in der Axamer Lizum, südöstlich der Hoadl Gipfelstation; in der Axamer Lizum südöstlich der Gipfelstation des Sessellifts Hoadl I; Hang östlich des Gipfels des Pleisen) konnten durch Geländebegehungen sowie anhand von Laserscans identifiziert werden.

Literatur

EGGLSEDER, M. (2012): Präalpine Faltenüberprägungen im Nordosten des Ötztal-Stubai-Kristallins. – Unveröffentlichte Masterarbeit, Leopold-Franzens-Universität Innsbruck, 118 S., Innsbruck.

HAMMER, W. (1929): Erläuterungen zur Geologischen Spezialkarte der Republik Österreich: Blatt Ötztal. – 58 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

KERSCHNER, H. (1986): Zum Sendersstadium im Spätglazial der nördlichen Stubaier Alpen, Tirol. – Zeitschrift für Geomorphologie, Supplementband, **61**, 65–76, Berlin (Borntraeger).

LEIDLMAIR, A. (1953): Spätglaziale Gletscherstände und Schuttformen im Schlickertal (Stubai). – Veröffentlichungen des Tiroler Landesmuseums Ferdinandeum, **32/33**, 14–33, Innsbruck.

LEUTELT, R. (1931): Gschnitzmoräne im Schlickertal (Stubai). – Zeitschrift für Gletscherkunde, **19**, 162, Berlin (Borntraeger).

MAYR, F. & HEUBERGER, H. (1968): Type Areas of Late Glacial and Post-Glacial Deposits in Tyrol, Eastern Alps. – In: RICHMOND, G.M. (Ed.): Glaciation of the Alps. – Proceedings of the VII Congress of the International Union for Quaternary Research, 143–165, Boulder.

ROCKENSCHAUB, M., BRANDNER, R., BURGER, U., DECKER, K., KIRSCHNER, H., MAURER, C., MILLEN, B., POSCHER, G., PRAGER, C. & REITER, F. (2004): Umwelttektonik der östlichen Stubaier Alpen und des Wipptals: Eine sprödetektonische Grundlagenstudie zur Evaluierung hydrologisch-wasserwirtschaftlicher und geogener Risiken: Endbericht. – 229 S., Wien.

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

MICHAEL SCHUH

(Auswärtiger Mitarbeiter)

Das bearbeitete Gebiet befindet sich im Bundesland Tirol westlich der Gemeinde Steinach am Brenner.

Etwa 10 km² wurden von Frühsommer bis Herbst des Jahres 2018 bearbeitet. Als Kartengrundlage dienten auf 1:10.000 vergrößerte Ausschnitte des ÖK-Kartenblattes 147 Axams.

Zusätzlich erfolgte die qualitative Erfassung von quartären Formen, Massenbewegungen und anderen Lockergesteinen. Zu deren Abgrenzung wurden mit den Ausschnitten des Kartenblattes 147 deckungsgleiche Laserscans herangezogen. Die Reinzeichnung der Karte erfolgte analog.

Kurz soll die Abgrenzung des bearbeiteten Bereiches umrissen werden: entlang der Sohle des Gschnitztales zieht sich die südöstliche Gebietsgrenze vom Gasthof Feuerstein im Nordosten bis zur Laponessalm im Südwesten. Von letzterer wurde längs des Südgrates der Pramarnspitze bis zu deren Gipfel gearbeitet. Die quartäre Lockergesteinsbedeckung der Kare „Traulalm – Plattental, Bock- und Beilgrube“ wurde im Zuge dieses Arbeitsabschnittes mit Hilfe der Ansicht schräg von oben sowie durch fotografische Aufnahmen, Orthofotos (© TIRIS 2018) und Laserscans in die Karte eingefügt. Eine Geländebegehung dieser Bereiche steht noch aus. Der Weg zwischen der Innsbrucker- und der Bremer Hütte bildet nun in Richtung Nordosten für etwa 1 km die Grenzlinie, bevor diese nach Nordwesten abbiegt, um sich auf ca. 2.800 m, im Boden des Kares der Glättealm, wieder nach Nordosten (über den Gipfel des Habichts) zu ziehen. Von dort schließt sich die Gebietsgrenze etwa in einer Linie Habicht–Pinnisjoch–Gasthof Feuerstein.

Eine teils schwer übersichtliche topografische Gliederung charakterisiert das diesjährige Kartierungsgebiet. Den nordöstlichen Teil untergliedern praktisch schieferungsparallele Seitenkämme in drei Teilbereiche. Im Habichtsmassiv kulminierend sind dies von West nach Ost Glätte-, Pfann- und Alfairalm. Andererseits ordnet sich der südwestliche Teil in Form dreier, West–Ost bis West–Südost orientierten Geländekammern an: die Bock- und die Beilgrube sowie die Traulalm. Der breite Kamm – man könnte hierbei schon von einem eigenständigen Massiv sprechen – von der Pramarn- zur Glättespitze separiert diese beiden Gebietsanteile.

Randbereiche wurden beziehungsweise werden miteingearbeitet und mit benachbarten Kartierungen, so diese verfügbar sind, abgeglichen.

Lithologische Beschreibung der kartierten Gesteine

Die im Kartierungsgebiet vorgefundenen Gesteine werden im folgenden Abschnitt hinsichtlich ihrer makroskopischen Auffälligkeiten und ihrer Verbreitung kurz beschrieben. Bei der Namensgebung und Unterscheidung der verschiedenen Gesteinstypen waren rein optisch-lithologische Merkmale maßgebend.

Grundsätzlich wurden zwei große Gruppen von Festgesteinen differenziert:

Orthogesteine: metamorphe Gesteinstypen, die von basischen, intermediären oder sauren magmatischen Edukten abstammen.

Orthogneise bilden eine sehr variable Gruppe und sind überwiegend fein- bis mittelkörnig, seltener grobkörnig ausgebildet. Die für diese Gesteinstypen charakteristische Mineraleinregelung wird vorwiegend durch nicht isometrisch ausgebildete Kristalle oder Kristallgruppen akzentuiert. Besonders Schichtsilikate (Biotite) zeichnen eine annähernd parallele Anordnung planarer Gefügeelemente, eine Schieferung, nach. Diese passt sich den nahezu idiomorphen Mineralen, vorwiegend Feldspäte, an, woraus unebene bis wellige Flächen resultieren. Es kommt zur Ausbildung einer Flaser- oder in Einzelfällen einer Augengneistextur. Beides konnte im Gelände beobachtet werden. Granoblastische Strukturen und Bänderung wurden ebenfalls nachgewiesen. Der Großteil der Orthogneise weist, abgesehen von jenen am Gipfelmassiv des Habichts, eine eher dunkle Färbung auf (dunkles bis mittleres Grau). Generell bilden diese Gesteinstypen massige, steile Felsstufen und deutlich hervorwitternde Grate. Bei der Verwitterung lösen sich grobe, nahezu isometrische Blöcke, die sich als charakteristisches Erkennungsmerkmal an den Wandfüßen in Form von Geröllhalden sammeln.

Orthogneise sind im Arbeitsgebiet in einem von Südosten nach Nordwesten ziehenden Streifen aufgeschlossen. Dieser erstreckt sich vom Gschnitztal (nordwestlich oberhalb des Gasthofes Feuerstein) in einer Breite eines guten Kilometers bis zum Gipfelbereich des Habichts und steht in wechselseitiger Beziehung („Verzahnung“) mit Paragesteinen und Metabasiten.

Etwas westlich der Innsbrucker Hütte tritt ein kleines Vorkommen sogenannter „Grüner Gneise“ zutage (Aufschlusspunkt 2018-088). Aufgrund der auffälligen Färbung, die eventuell sekundär ist, wurde dieser Gesteinstyp in der Karte gesondert eingezeichnet. Der darin vorkommende Kalifeldspat deutet auf einen magmatischen Ursprung hin, eine genauere Bestimmung steht noch aus.

Gesteinstypen, die als **Metabasite** (meist Amphibolite i.e.S.) bezeichnet wurden, sind vorwiegend mittel- bis grobkörnige, im Anschlag helle, in der Anwitterung hervorstechend schwarzbraun bis schwarzviolett schillernde Lithologien. Sie erscheinen dem Betrachter infolge des hohen Plagioklasanteils granoblastisch-gneisartig. An bestimmten Lokalitäten zeigte sich ein Gabbro-ähnliches Erscheinungsbild (grob, dunkelgrün-weiß sprenkelig). Des Weiteren konnten im Gelände regelmäßig im Gestein verteilte, dunkelgrüne bis schwarze, stengelförmige Minerale (Hornblende) beobachtet werden. Das Vorkommen der

grobkörnigen Metabasittypen wurde bis zum jetzigen Zeitpunkt in einem Streifen ausgehend vom Wanderweg zwischen der Innsbrucker- und der Bremer Hütte (Nordwestrand der „Pfannalm“) über die Umgebung von P. 2.733 m bis südlich bzw. südöstlich des Habichtgipfels kartiert.

Stellenweise konnten auch feinkörnige Ausbildungen beobachtet werden. Im Unterschied zu den grobkörnigen Amphiboliten erscheinen diese farblich dunkelgrau bis schwarz, wodurch ein schwach erkennbarer Wechsel von mafitreicheren und mafitäreren Lagen (Bänderung) entsteht. Bis zum jetzigen Stand der Geländearbeit wurde diese Form von Metabasiten nur an einer Lokalität, ca. 500 m westlich der Laponessalm, vorgefunden. Ein weiterer, zur Metabasitgruppe zählender Gesteinstyp (so die Ansicht des Bearbeiters) befindet sich kurz vor dem Gipfel des Habichts. Das Erscheinungsbild an dieser Lokalität vermittelt dem Beobachter mitunter den Eindruck, es handle sich um ein basisches Metasediment (kein massiger Aufbau, Quarzknuern (Segregationsquarz), feinkörnig-schieferig, stark verfaltet). Diese Interpretation ist jedoch noch mit Unsicherheit behaftet.

Paragesteine: mit diesem Terminus wurden jene Gesteinstypen bezeichnet, deren Edukte den Sedimentgesteinen angehören.

Paragneise sind im folgenden Abschnitt nicht einfach von jenen Gneisen zu trennen, die magmatischen Ursprungs sind. Im Gelände mussten daher einige charakteristische Merkmale herangezogen werden, die – im Zuge mehrfacher Begehungen sowie der Schulung des „Blickes“ – erarbeitet wurden. Oft können Paragneise bereits aus der Distanz aufgrund ihres (im Unterschied zu den Orthogneisen) feinkörnigeren und auch schlechter sortierten Hang- und Sturzschuttes (betreffend Größe und Form der Einzelgerölle) identifiziert werden. Darüber hinaus ist eine rostbraune bis rostrote oder leicht gelbliche Anwitterungsfarbe charakteristisch. Ein weniger massiges und daher deutlich gestufteres Erscheinungsbild unterscheidet ferner die Paragneise von den Orthogneisen, wobei es hinsichtlich dieses Kriteriums auch Ausnahmen geben kann. Im Aufschluss zeigt sich folgendes: eine dank höheren Biotitgehalts feinere Schieferung als bei Orthogneisen bedingt die Ablösung cm-dicker, flächiger Platten beim Anschlag mit dem Hammer. Ebenfalls sind es hauptsächlich Glimmerminerale, die eine dunklere Färbung der frischen Bruchflächen bedingen. Überdies wurde ein geschätzter Mindestgehalt an Feldspäten von ca. 20 Vol.% vorausgesetzt, um einen Paragneis als solchen zu klassifizieren. Eine mehr oder minder intensive Verfaltung der relativ feingeschieferten Paragneise fällt dem Betrachter ebenso ins Auge wie die offensichtliche Anhäufung von Segregationsquarz in den Faltenmulden. Im Bereich Pfannalm bis Glättealm sind Paragneise weit verbreitet und mit Orthogneisen und Metabasiten assoziiert. Zusätzlich sind es vorwiegend Paragneise, die das gesamte Massiv der Pramarnspitze stützen.

Staurolith führende Paragneise ähneln den oben beschriebenen Paragneisen und enthalten im Unterschied zu jenen idiomorphe Staurolithkristalle von cm-Größe. Gelegentlich häufen sich die Staurolithe in Form von groben Lagen an, welche ihrerseits mit feineren, staurolithfreien Anteilen alternieren. Die bereits erfassten Vorkommen Staurolith führender Paragneise beschränken sich auf das

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-