

# Kartenwerk im UTM-System

Die Blattnamen und Blattnummern beziehen sich auf die Kartenblätter aus der Reihe „Österreichische Karte 1:50.000-UTM“ und werden ab 2016 mit den internationalen Blattnamen angegeben.

## Blatt NL 32-03-28 Neustift im Stubaital

### **Bericht 2018 über geologische Aufnahmen im Ötztal-Stubai-Kristallin und Brenner Mesozoikum auf Blatt NL 32-03-28 Neustift im Stubaital**

MARTIN REISER

Geologische Neuaufnahmen im Ötztal-Stubai-Kristallin (Ötztal-Decke) erfolgten im Zuge der routinemäßigen Landesaufnahme auf Kartenblatt Neustift im Stubaital. Das Kartiergebiet erstreckt sich auf der Nordseite des Stubaitals von Neustift bis Fulpmes sowie im Bereich östlich der Innsbrucker Hütte (Pinnistal/Gschnitztal). Im Bereich der Kalkkögel (Axamer Lizum/Schlicker Alm) wurden Überichtsbegehungen im Brenner Mesozoikum durchgeführt. Frühere Bearbeitungen/Kartierungen von HAMMER (1929), ROCKENSCHAUB et al. (2004) und EGGLSEDER (2012) dienten dafür als Arbeitsgrundlage.

#### **Lithologische Beschreibung**

Die Gesteine im Untersuchungsgebiet sind der Ötztal-Decke des Ötztal-Bundschuh-Deckensystems zuzuordnen; dabei kann zwischen einem polymetamorphen, kristallinen Grundgebirge (Ötztal-Stubai-Komplex) und der alpidisch metamorphen, parautochthonen Sedimentauflage (Brenner Mesozoikum) unterschieden werden. Die Beschreibungen im folgenden Abschnitt beschränken sich auf makroskopische Beobachtungen.

#### **Ötztal-Stubai-Kristallin**

Die Kristallingesteine im Untersuchungsgebiet bestehen vorrangig aus Metasedimenten (Paragneis und Glimmerschiefer) und verschiedenen Orthogneiskörpern. Metabasite, z.B. Amphibolite, kommen nur untergeordnet vor. Im östlichen Teil des Untersuchungsgebietes sind vor allem Muskowit-Biotit-Glimmerschiefer anzutreffen. Lokal treten Granat, Hornblende und/oder Disthen als Porphyroblasten auf (letztere z.B. am Weg zwischen Galtalm und der Jausenstation Vergör).

Paragneise stellen den Hauptanteil der Lithologien im Untersuchungsgebiet, sie treten als typische Muskowit-Biotit-Gneise („Zweiglimmergneis“) mit variierendem Quarzanteil auf. Häufig ist Granat mit Durchmesser bis zu 1 cm enthalten. Feldspatblastenbildung kann lokal in Paragneisen und Glimmerschiefern beobachtet werden, die Vorkommen sind jedoch unregelmäßig verteilt und erscheinen nicht an die Nähe zu Orthogneisen gebunden. Eine Abfol-

ge von Paragneisen (z.T. chloritisiert) mit geringmächtig eingeschalteten Biotitschiefern, Amphiboliten und Orthogneisen im Bereich nordöstlich von Neustift wird unter dem Arbeitsbegriff „Bachertal-Lithodem“ zusammengefasst. Die Gesteine sind lokal mylonitisch überprägt und stark verfaultet. Im Hangendbereich, am Übergang zum Mesozoikum, wird der Paragneis deutlich quarzitischer, Granat konnte dort nicht beobachtet werden.

Im Allgemeinen zeigt sich zwischen Neustift und Fulpmes ein flaches Nordwestfallen der Schieferung. Ein NW-SE streichendes Streckungslinear ist, wie an der Basis der mesozoischen Gesteine, im Kristallin deutlich ausgeprägt. Assoziierte Schersinnindikatoren zeigen häufig eine top SE-gerichtete Bewegung an. Faltenachsen von isoklinalen bis engen Falten streichen vorwiegend subhorizontal NW-SE, d.h. parallel zum Streckungslinear. Eine ältere, teilweise verfaultete Generation von Falten ist lokal beobachtbar. Im Bereich nördlich der Kalkkögel liegt eine offene, großmaßstäbliche Faltung mit subhorizontalen, E-W streichenden Faltenachsen vor, diese überprägt ältere, enge Falten. C'-Typ Scherbandgefüge zeigen vorwiegend NW-SE gerichtete Extension an.

Verschiedene granodioritische Orthogneiskörper lassen sich im Gelände anhand ihres Mineralbestands grob in drei Klassen einteilen: 1) grünlichgrau anwitternder Biotit-Granitgneis; 2) geringmächtige Lagen von grobkörnigem, Hellglimmer führendem Orthogneis („Muskowit-Granitgneis“); 3) vergrünter Orthogneis mit rötlichen Kalifeldspatblasten.

Der Biotit-Granitgneis ist feinkörnig bis gebändert und zeigt im Bereich nördlich von Milders eine steil NNW-SSE streichende mylonitische Schieferung, die ein älteres und flacheres Gefüge überprägt. Entlang der alten Straße zum Forchach-Hof ist der (abschiebend überprägte) Kontakt zwischen dem Biotit-Granitgneis und einem Orthogneis mit rötlichem Kalifeldspat aufgeschlossen. Entlang der Forststraße zur Kaserstattalm ist dieser Kontakt auf 1.800 m im Bachertal aufgeschlossen. Der mylonitische Biotit-Granitgneis zieht sich über das Tal und ist auch in der südlichen Flanke des Stubaitals am Weg zwischen Elferhütte und Autenalm aufgeschlossen.

#### **Brenner Mesozoikum**

Stratigrafisch beschränkt sich die mesozoische Schichtfolge im Untersuchungsgebiet auf triassische Ablagerungen, die sich von quarzitären Ablagerungen an der Basis bis hin zum Hauptdolomit (Obertrias) am Top erstrecken. Die Gesteine wurden in der Kalkkögel-Gruppe, nördlich des Stubaitals, sowie südlich des Pinnistals, östlich der Innsbrucker Hütte, aufgenommen.

Die Abfolge an der Basis des Mesozoikums wurde an mehreren Stellen verglichen, dabei ist besonders die Situation südlich des Hoadl-Sattels (Axamer Lizum) hervorzuheben. Dort ist die Verzahnung von Wettersteindolomit mit fossilreichen dunklen Kalken und grauen Kalkmergeln der Partnachschiechten zu beobachten. Auch auf der Südseite der Kalkkögel, am Weg zur Galtalm auf 1.560 m, sind Kalkmergel der Partnachschiechten aufgeschlossen. Südlich des Stubaitals sind die Partnachschiechten jedoch nicht anzutreffen.

Im Gschnitztal ist der Übergang vom Kristallin zum Brennermesozoikum in den Gräben entlang des Jubiläumssteigs von der Ortschaft Gschnitz zur Innsbrucker Hütte zwischen 2.100 und 2.400 m gut aufgeschlossen. Ein Metakonglomerat (vermutlich Perm) mit bis zu 5 cm großen Quarzitzeröllen überlagert den Paragneis mit einer Erosionsdiskordanz. Es zeigt sich eine deutliche, mylonitische Schieferung subparallel zu den überlagernden Karbonaten. Das Streckungslinear streicht NW–SE und die Quarzgerölle zeigen top-SE gerichteten Schersinn. Gegen das Hangende markiert ein beige-orange oxidiertes, feinkörniger Quarzit (äquivalent zum Alpinen Buntsandstein?) den Übergang zu den Karbonaten. Die Basis der karbonatischen Abfolge bilden dunkel- bis hellgraue, unregelmäßig im dm-Maßstab gebankte, siliziklastisch verunreinigte Dolomite (der Virgloria-Formation?) mit eingeschalteten dünnblättrigen, mergeligen Phylliten. Diese Ablagerungen an der Basis der mesozoischen Abfolge erreichen Mächtigkeiten von 10 bis 15 m und werden als Alpine Muschelkalk-Gruppe zusammengefasst.

Der Wettersteindolomit ist ein bis zu 350 m mächtiger, heller, dickbankiger bis massiger Dolomit, teilweise mit gut erhaltenen Riffstrukturen (Großoolithe südlich des Niederen Burgstalls). In Fallstücken wurden Crinoidenstielglieder gefunden, die (laut freundlicher Auskunft von Dr. Werner Resch) dem Anisium und somit dem Wettersteindolomit zuzuordnen sind. Aufgrund der nach Südosten zunehmenden Metamorphose und der damit verbundenen Rekristallisation der Gesteine sind Wettersteindolomit und Hauptdolomit südlich des Stubaitals kaum oder nur schwer zu unterscheiden. Dennoch ist eine Differenzierung oft bereits aus der Distanz möglich, da die dunkelgrauen Tonschiefer der Raibl-Gruppe die beiden Dolomite trennen und durch ihr Zurückwittern oft grasbewachsene Leisten und Bänder in den Felswänden ausbilden. Ein schönes Profil der Raibl-Gruppe, mit drei Tonschieferhorizonten und zwischengeschalteten, laminierten Dolomiten, ist am Weg zwischen Kreuzjoch (Gipfelstation Schlick2000) und Sennjoch aufgeschlossen. In anderen Profilen im Pinnistal zeigt sich mit eingeschalteten Quarziten und Phylliten eine große Variabilität der Raibl-Gruppe, oft ist auch nur ein einzelner Tonschieferhorizont vorhanden. Die Basis der Raibl-Gruppe bilden rötliche Sandsteine (ca. 0,5 m mächtig), welche von dunklem Sphaerocodien-Kalk überlagert werden. Auf der Nordseite der Kalkkögel, in der Axamer Lizum, sind die Tonschiefer an der Widdersberg-Überschiebung tektonisch verdoppelt. Der Hauptdolomit, als stratigrafisch jüngste Einheit des Mesozoikums im Untersuchungsgebiet mit bis zu 400 m Mächtigkeit, bildet die Gipfel der Kalkkögel-Gruppe. Der Dolomit ist meist hellgrau verwittert, deutlich geklüftet und zeigt teilweise dunkle Lamination und primäre Sedimentgefüge (z.B. Loferit).

Kartenmaßstäbliche Störungen verlaufen etwa NW–SE streichend entlang des Bachertals (Seejochl/Starkenburger Hütte/Bachertal) und des Omesberger Baches (Sennjoch/Knappenhütte/Omesberger Bach). Diese Störungen setzen die Basis des Mesozoikums gen Westen herab. In Kataklasiten am Seejochl wurde horizontale Striung eingemessen, was auf eine Reaktivierung der Abschiebungsflächen als Seitenverschiebungen hinweist.

### Quartär

Quartäre Sedimente des Würm-Spätglazials wurden bis in eine Höhe von ca. 1.900 m angetroffen. Dabei handelt es sich in den höheren Hangbereichen vorrangig um Ablagerungen von diamiktischem Material (matrix- und klastengestützt) mit gerundeten Blöcken. Diese lassen sich zusammen mit Eisrandsedimenten im Bereich zwischen 1.300 und 1.500 m der spätglazialen Eiszerfallsphase zuordnen.

In der Kalkkögel-Gruppe sind im Bereich der Lizumer und der Schlicker Alm lokale Moränenablagerungen zwischen 1.400 und 1.600 m Höhe aufgeschlossen. Die Moräne im Schlickertal wurde von LEUTELT (1931) und LEIDLMAIR (1953) als Moräne des Gschnitz-Stadials interpretiert. Aufgrund des karbonatisch dominierten Materials lassen sich diese lokalen Moränen gut von Eisrandsedimenten der Eiszerfallsphase abgrenzen, die am Eingang des Schlickertals, westlich des Gasthofs Froneben aufgeschlossen sind (MAYR & HEUBERGER, 1968).

In tieferen Hanglagen, z.B. zwischen Jedlerhof und Omesberg (auf 1.100 bis 1.150 m Höhe) sind überkonsolidierte, feinsandige bis grobsiltige Diamikte einer Grundmoräne aufgeschlossen, die sich auf der Nordseite des Tals weiter nach Südwesten verfolgen lassen. In den Gräben nordöstlich des Ortsteiles Rain wird diese Grundmoräne von glaziofluvialen Sedimenten überlagert, die sich nördlich und südlich von Neustift zu morphologisch deutlich ausgeprägten Eisrandterrassen (des Gschnitz-Stadials; MAYR & HEUBERGER, 1968) entwickeln. Die Position der Endmoräne des Gschnitz-Gletschers im Stubaital ist nicht bekannt, vermutlich ist diese erodiert und/oder von großen Schwemmfächern bei Kampl, Medraz oder Fulpmes überschüttet.

Eine interessante Situation stellt sich anhand der Verzahnung von glazigenen und glazifluvialen bzw. glazilakustrinen Sedimenten nördlich Milders, am Ausgang des Oberbergtals dar. Die Terrassensedimente beim Weiler Bichl und der Anriss unterhalb des Weilers Forchach wurden bereits von HAMMER (1929) erwähnt. Gemeinsam mit Jürgen Reitner (GBA) und Anne Hormes (sky4geo) wurde eine Abfolge von groben, angularen Kiesen an der Basis, zerscherter Silt mit Dropstones sowie kiesig-sandigem Diamikt mit Exfoliationsbrüchen und Sand („Mehlsand“) aufgenommen, die von sub-angularen Blöcken mit sandig-kiesiger Matrix überlagert werden. Diese Abfolge zeigt eine Vorstoßsituation des Gletschers aus dem südlichen Ast des Stubaitals (glaziofluviale Vorstoßschotter werden von einer subglazialen Grundmoräne überlagert). Die sub-angularen Blöcke mit sandig-kiesiger Matrix am Top des Aufschlusses werden als Sedimentschüttung aus dem Oberbergtal interpretiert. Mit Hilfe einer Detailkartierung im Oberbergtal soll die Interaktion der Gletscher herausgearbeitet werden.

Die jüngsten glazialen Ablagerungen im Kartiergebiet sind Moränenwälle von kleinen Lokalgletschern der Kalkkögel-Gruppe, deren Moränen zwischen 2.000 und 2.300 m

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 km<sup>2</sup> 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**

EGGLESSEDER, 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 km<sup>2</sup> 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 Laponesalm 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.