

**Bericht 2004
über geologische Aufnahmen
in der Ennstaler Phyllitzone,
dem Wölzer und dem Schladminger
Kristallinkomplex
auf Blatt 128 Gröbming**

EWALD HEJL
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Das Aufnahmegebiet ist im N durch das Ennstal zwischen Assach und Pruggern, im E und S durch die Linie Prugger – Sattental – Kalteck – Pleschnitzzinken – Scheibleck – Gamskarspitz und im W durch den Blattschnitt zum benachbarten Kartenbereich 127 Schladming begrenzt. Das Gebiet erstreckt sich über Fläche von ungefähr 23 km² und eine Höhendifferenz von 1810 m. Der tiefste Punkt liegt an der Ennsbrücke bei Pruggern (681 m); der höchste Punkt ist der Gipfel des Gamskarspitzes (= Schober, 2491 m).

Im präquartären Grundgebirge des Aufnahmegebietes können drei Haupteinheiten unterschieden werden: die Ennstaler Phyllitzone im N, daran südlich anschließend der Wölzer Glimmerschieferkomplex und im südlichsten Teil (Scheibleck – Gamskarspitz) der Schladminger Kristallinkomplex.

Die Ennstaler Phyllitzone reicht im N bis an den Talboden bzw. die Auenablagerungen der Enns. Wie auf dem westlich anschließenden Gebiet von Blatt 127 Schladming besteht diese Zone auch hier aus relativ eintönigen Phylliten und untergeordneten Chloritschiefern. Die Phyllite sind meistens dünnblättrig, hell- bis dunkelgrau und führen normalerweise weder Granat noch Biotit. An wenigen Stellen, insbesondere im S entlang der Grenze zum Wölzer Glimmerschieferkomplex, treten aber lokal Granat und wohl auch ein wenig Biotit auf. Wegen der Feinkörnigkeit der Gesteine und der sekundären Chloritisierung ist vor allem der Biotit makroskopisch nicht immer eindeutig zu diagnostizieren. Eine genauere Aussage über die regionale Verteilung von Granat und Biotit könnte nur durch eine petrographische Detailuntersuchung mit vielen Dünnschliffen getroffen werden. Als feldgeologisches Kriterium für die flächenhafte Kartierung gilt noch immer die Aussage von MATURA (1987, Tagungsband der Arbeitstagung der Geol.-B.-A., p. 39): „Die Gesteine der Ennstaler Phyllitzone unterscheiden sich von jenen der Wölzer Glimmerschieferzone durch das feinkörnigere, eher homogenere und ebenflächiger geschieferte Gefüge; die Schiefer der Wölzer Glimmerschieferzone lassen dagegen eher inhomogene Mineralverteilung, lebhaftes Fälteln und damit unebene, gerunzelte Schieferungsflächen erkennen“. In Anbetracht dieser etwas unscharfen Abgrenzung bleibt vorerst auch die Frage offen, ob es sich dabei um eine alpidische Deckengrenze erster Ordnung handelt, oder ob diese Grenze doch nur der Ausdruck eines nach S bzw. gegen Liegend zunehmenden alpidischen Metamorphosegrades ist. Inwiefern diese Frage durch gefügekundliche Detailuntersuchungen und/oder geochronologische Befunde beantwortet werden kann, bleibt abzuwarten.

Die Chloritschiefer der Ennstaler Phyllitzone sind blaugrün und ebenso feinkörnig wie die Phyllite. Sie sind jedoch härter als diese, d.h. dass normalerweise kein dünnblättriger Kohäsionsverlust auftritt. Infolgedessen sind die Chloritschiefer oft besser aufgeschlossen als die Phyllite, die in Hanglage eher zum Zergleiten und zu kleinstückiger bis spittriger Endfestigung neigen. Stellenweise sind

die Chloritschiefer sogar wandbildend, so z.B. an der Straße ins Sattental, ca. 500 bis 700 m südlich vom Kraftwerk Pruggern. Die Chloritführung schwankt stark. Zwischen etwas Chlorit führenden Phyllit und Grünschiefern gibt es anscheinend viele Übergänge. Das Ausgangsmaterial der meisten Chloritschiefer dürften Tuffite oder distale basische Tuffe gewesen sein (Aschenfernflug). Biotit ist in den Chloritschiefern etwas häufiger als in den Phylliten. Auffallend ist auch das Fehlen jener sehr mürben, olivgrünen Chloritschiefer, die im Gebiet von Blatt Schladming relativ häufig sind. Ansonsten entspricht die lithologische Zusammensetzung der Ennstaler Phyllite des diesjährigen Aufnahmegebietes ziemlich genau den Verhältnissen im unmittelbar angrenzenden Gebiet von Blatt Schladming. Die meisten und mächtigsten Chloritschiefer treten am Pruggerberg entlang der asphaltierten Straße zwischen Koten 902 und 1143 m auf.

Die Grenze der Ennstaler Phyllitzone zum Wölzer Glimmerschieferkomplex verläuft von W nach E über die kleinen Sättel südlich der Koten 1355 m und 1257 m, und von dort ins Sattental zum Lechner. Die Lagerungsverhältnisse sind annähernd konkordant. Es überwiegt mittelsteiles bis steiles Nordfallen.

Der Wölzer Glimmerschieferkomplex besteht hier vorwiegend aus phyllitischen Glimmerschiefern und Quarzglimmerschiefern, seltener aus Granatglimmerschiefern. Der Hellglimmer überwiegt deutlich gegenüber Chlorit. Biotit ist zwar oft vorhanden, aber stets nur in kleinen Mengen. Das Erscheinungsbild der phyllitischen Glimmerschiefer entspricht ziemlich genau jenem der Kaiblingschiefer des Hauser Kaiblings und der Planai bei Schladming (siehe Aufnahmebericht HEJL, 1983). Es besteht kein Zweifel, dass sich dieser Gesteinstyp nach E in das Gebiet des Auberger Waldes und des Pleschnitzzinkens (Blatt Gröbming) fortsetzt. Metabasite sind innerhalb der Kaiblingschiefer sehr selten. Ein ungefähr 400 m langes und 50 m breites Amphibolitvorkommen liegt auf dem Höhenrücken 500 m südöstlich vom Spindlegger. Dieser Amphibolit ist auf der geologischen Karte der Steiermark (1 : 200 000) irrtümlich als Marmor ausgewiesen. Auf dem Höhenrücken zwischen dem Hühnerkogel (1602 m) und der Pleschnitzzinkenhütte (1944 m) treten zwei relativ helle, plattig brechende Quarzithorizonte in den phyllitischen Glimmerschiefern auf. Die Aufschlüsse liegen in 1760 bis 1780 m Höhe bzw. 700 und 550 m nordnordöstlich der Pleschnitzzinkenhütte.

Ein lithologisch auffälliges Schichtglied innerhalb des Wölzer Glimmerschieferkomplexes sind die Marmore vom Typus Sölk-Gumpeneck (im folgenden Sölker Marmor genannt). Es handelt sich um graue bis gelbliche, relativ feinkörnige, gebänderte Kalkmarmore, die topographisch auffällige Härtlingsrücken im Gelände bilden. Der Sölker Marmor bildet mehrere linsig zerschnittene Lagen innerhalb der Glimmerschiefer. Eine davon zieht sich vom Gipfel des Hühnerkogels (1602 m) bis in den Graben des Griebbaches südlich vom Druckfeichter. Die Mächtigkeit des Marmors beträgt ca. 50 bis 80 m. Ein zweites Marmorband liegt ungefähr 150 m weiter nördlich, ebenfalls konkordant im Glimmerschiefer. Beide Lagen von Sölker Marmor scheinen sich auch östlich des Sattentales fortzusetzen. Eine weitere, aber dünnere Marmorlage liegt 450 m südlich des Hühnerkogels und erstreckt sich in EW-Richtung über eine Länge von 1300 m. Ihre Mächtigkeit beträgt ca. 20 bis höchstens 30 m. Sie wird von kleineren Marmorlinsen begleitet. Der relativ mächtige Sölker Marmor am Gipfel des Hühnerkogels scheint nach W hin, im Bereich des

Auberger Waldes auszuweichen. Auf dem Höhenrücken zwischen dem Spindlegger und der Pleschnitzzinkenhütte konnte ich den Marmor trotz intensiver Suche und nicht allzu schlechten Aufschlussverhältnissen nicht mehr finden. Er scheint hier tatsächlich auszuweichen.

Die lithologisch markante Grenze zwischen dem Wölzer Glimmerschieferkomplex und dem Schladminger Kristallinkomplex verläuft über das Kar der Pleschnitzalm auf den Grat zwischen dem Scheibleck (2117 m) und der Ochsenkarhöhe (1957 m). Auf diesem Grat lässt sich die Grenze bis auf wenige Meter genau bestimmen. Durch Entfernung der Grasnarbe auf dem Sattel ließe sich wohl eine noch größere Genauigkeit erzielen. Im Hinblick auf die Erfordernisse einer geologischen Karte 1:50.000 hielt ich das aber für eine unnötige Fleißaufgabe. Die Grenze liegt auf dem Sattel in 1990 m Höhe, ziemlich genau 30 m nordöstlich vom Gipfel des Scheiblecks.

Das Schladminger Kristallin im Bereich Scheibleck – Fockenkar besteht vorwiegend aus keinkörnigen, plattig brechenden Paragneisen und leicht migmatischen Paragneisen. Verhältnismäßig häufig sind Biotit-Plagiogneise, Glimmerquarzite und Arkosegneise. Metabasite sind hier anscheinend nicht vorhanden.

Von den quartären Sedimenten des Aufnahmegebietes halte ich vor allem die großen Schwemmfächer unmittelbar

nördlich der Enns zwischen Assach und Pruggern für bemerkenswert. Der große Schwemmfächer bei Kunagrün bedeckt eine Fläche von fast 1 km². Sein gegenwärtiges fluviales Einzugsgebiet ist jedoch nicht einmal halb so groß. Es ist kaum anzunehmen, dass das kleine Rinnsal oberhalb von Kunagrün diesen riesigen Schwemmfächer gebildet hat. Selbst wenn man die Wirkung von Jahrhundertgewittern und Jahrhundertmuren in Betracht zieht, bleibt das Missverhältnis zwischen der riesigen Kubatur des Schwemmfächers und dem winzigen Einzugsgebiet bestehen. Ich vermute daher, dass es sich um einen spätglazialen, heute inaktiven Schwemmfächer handelt. Es wäre vorstellbar, dass das Haupttal der Mur etwas früher eisfrei wurde als das Tal zwischen Kammspitz und dem vorgelagerten Höhenrücken Sticklereck – Freienstein – Kulm. Schmelzwässer in Eisrandlage könnten über die Sättel am Freienstein in Richtung Kunagrün abgefließen sein und dabei den Schwemmfächer gebildet haben. Nach dem Abschmelzen dieses nördlichen Eisfeldes hatte der Schwemmfächer einen Großteil seines Einzugsgebietes verloren, da das Wasser aus dem Kemetgebirge nun über das Tal des Gröbmingbaches abfloß. Eine ähnliche Entstehung halte ich auch für den Schwemmfächer westlich von Assach für wahrscheinlich.

Blatt 148 Brenner

Bericht 2004 über geologische Aufnahmen im Quartär der Nördlichen Tuxer Alpen auf Blatt 148 Brenner

ALFRED GRUBER

Im Herbst 2004 wurden in den nördlichen Tuxer Alpen, speziell im Arzatal, Viggartal, Voldertal und auf den Nordhängen des Glungezers quartärgeologische Aufnahmen im Maßstab 1:10.000 durchgeführt. Der Schwerpunkt der Arbeiten lag auf der Erfassung der aktiven und relikten Permafrosterscheinungen, v.a. der Blockgletscher und ihrer Ablagerungen. Weiters wurden glaziale Sedimente (Grund-, End- und Seitenmoränen) aus dem Hoch- und Spätglazial, verschiedene Typen von Massenbewegungen (en-bloc-Sackungen, tiefgründige Hangbewegungen, groblockige Rutschmassen etc.), fluviale (Wildbach- und Schwemmfächerablagerungen), gelifluidale (Solifluktionsschuttkörper) und gravitative Sedimente (Hangschutt-, Fels- und Bergsturzablagerungen) auskartiert. Zusätzlich wurden auch lineare und punktuelle geomorphologische und hydrologische Elemente wie Wälle und Böschungen von Moränen und Blockgletschern, Gletscherschliffe, Abrisskanten, Nackentälchen und Rutschbuckel von Massenbewegungen eingezeichnet.

Das Festgestein wurde als Einheit behandelt und lithologisch nicht weiter unterteilt, da diesbezüglich schon eine genaue Kartierung von M. ROCKENSCHAUB vorliegt.

Kriterien zur Unterscheidung der aktiven Blockgletscher von den relikten Blockgletschern sind frische, unbewachsene und steile Böschungen, sowie die Verbreitung in einer Höhe, wo in diesem Gebiet noch aktiver Permafrost auftritt (2500–2600 m, je nach Exposition).

Für die relikten Blockgletscher ist die Bezeichnung „Blockgletscherablagerungen“ angebracht, da das „bewe-

gende“ Medium, das gefrorene Wasser in den Zwickeln und Poren, bereits vollständig geschmolzen ist und damit der transportierte Grobblockschutt an Ort und Stelle liegen blieb (siehe auch „Zusammenfassung“ hinten).

Einzugsgebiet Voldertal

Das Voldertal ist ein rechtsseitiges Nebental des Inntales, das über 15 km in N–S-Richtung verläuft und von bis 2800 m hohen Bergen umrahmt wird. Das Tal ist durch eine ausgeprägte, strukturell bedingte (Schieferung) Talasymmetrie gekennzeichnet: steile, durch Kare untergliederte Westhänge, flache, kaum akzentuierte Osthänge, die mehr oder weniger parallel zur Schieferung angelegt wurden. Der Talverlauf ist stufenförmig angelegt, mit meist kurzen Steilstufen und Flachstrecken. Die Stufen werden von Felsriegeln, von Bergstürzen, Moränen, Massenbewegungen und Murkegeln gebildet.

Naturfreundehaus – Klausboden

Die westliche (orographisch linke) Talflanke des Voldertales wird von der Stiftsalm taleinwärts von steilen Sturz- und Lawinenschuttkegeln eingenommen, aus denen sich im unteren Teil Murkegel entwickelt haben.

Die orographisch rechte Talseite ist von ausgedehnten Moränenablagerungen bedeckt. Diese sind entlang der Talstraße immer wieder angeschnitten und auch morphologisch durch sanfte Hänge, auf denen Almen gerodet wurden (Vorbergalm, Nösslachalm), erkennbar. Ein Großteil dieser Moränendecken ist nach ihrer Ablagerung in Rutschprozesse involviert worden. Sackungen, Treppen, Buckel, Vernässungen, etc. bezeugen dies.

Eine größere Verlandungsebene befindet sich W' unterhalb der Vorbergalm. Hier stauten die Fels- und Bergsturzmassen von der Westseite des Tales, lokal „Vorbergreisen“ genannt, den Bach auf. Zwei Sturzereignisse sind jüngeren