

OHNESORGE, T. (1908): Über Gneise des Kellerjochgebietes und der westlichen Hälfte der Kitzbühler Alpen und über Tektonik dieser Gebiete. – Verhandlungen der k. k. Geologischen Reichsanstalt, **1908**, 119–136, Wien.

SATIR, M. & MORTEANI, G. (1979): Kaledonische, herzynische und alpidische Ereignisse im Mittelostalpin nördlich der westlichen Hohen Tauern, abgeleitet aus petrographischen und geochronologischen Untersuchungen. – Geologische Rundschau, **68**, 1–40, Stuttgart.

SCHULZ, B. (1992): Microstructures, mineral chemistry and P-T deformation path from micaschists in the hanging wall of a Variscan thrust (Steinkogel area, Eastern Alps, Austria). – Neues Jahrbuch für Mineralogie: Abhandlungen, **164**, 1–28, Stuttgart.

TOLLMANN, A. (1977): Geologie von Österreich, Band I: Die Zentralalpen. – XVI + 766 S., Wien.

VERMEESCH, P. (2020): Unifying the U–Pb and Th–Pb methods: joint isochron regression and common Pb correction. – Geochronology, **2/1**, 119–131.

Blatt 122 Kitzbühel

Siehe Bericht zu Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger von BENJAMIN HUET, ANNA ROGOWITZ, MANFRED LINNER & CHRISTOPH IGLSEDER.

Blatt 128 Gröbming

Bericht 2019 über quartärgeologische Aufnahmen auf Blatt 128 Gröbming

GERIT GRIESMEIER

Das im Aufnahmsjahr 2019 kartierte Gebiet befindet sich auf dem BMN Kartenblatt ÖK50 128 Gröbming. Nach einer Geländeeinführung durch Jürgen Reitner wurden verschiedene Areale des Großsölktales in den zentralen Niederen Tauern ausgewählt. Von Norden kommend sind dies der Westhang und untere Bereiche des Osthangs um den Stausee Großsölk, weiters das Stricker- und Knallkar und die Talböden an deren Talausgängen. Weiter südlich wurden die unteren Talabschnitte in der Umgebung von St. Nikolai – bis etwa zur Mautneralm sowie das Tal, das von St. Nikolai nach Südwesten abzweigt, quartärgeologisch untersucht. In diesem Tal wurden vor allem die oberen Karbereiche, in der Umgebung des Weißensees und der Klafterseen sowie des Schwarzensees, Hohensees, als auch des Schimpelsees bearbeitet. Zusätzlich wurden noch Begehungen bei den Kaltenbachseen und am Gröbminger Mitterberg durchgeführt. Es wurden nur quartärgeologische Untersuchungen angestellt, für Festgesteinsaufnahmen sei auf Berichte von Ewald Hejl verwiesen (z.B. HEJL, 2017, 2018 und Referenzen darin).

Quartäre Ablagerungen und Formen

Im Folgenden werden die verschiedenen quartären Ablagerungen beschrieben, die im kartierten Gebiet erfasst wurden.

Moränenablagerungen

Im Gebiet kommen verschiedene Moränenablagerungen, zum Teil in großer Verbreitung, vor. Klassische Grundmoränenablagerungen treten mancherorts flächendeckend auf

und weisen häufig eine sanfte Morphologie auf. In den höhergelegenen Karen befinden sich oft End- und Seitenmoränenablagerungen, die durch markante Wälle auffallen und teilweise sind auch Ablationsmoränenablagerungen erkennbar.

Grundmoränenablagerungen

Zumeist zeichnen sich Grundmoränenablagerungen durch überkonsolidierte, matrixgestützte Diamikte aus. An steilen Hängen und in Bereichen mit dichter Vegetation sind diese Sedimente jedoch nicht selten verwittert und dadurch etwas aufgelockert. In flacheren Bereichen hingegen, vor allem also in Kar- und Talböden, führt die Überkonsolidierung und der hohe Ton- und Siltgehalt zu oberflächlichem Abfluss und Vernässungszonen. Die Matrix der Grundmoränenablagerungen ist zumeist tonig bis siltig, nur in seltenen Fällen auch sandig. Farblich überwiegen rotbraune Töne, die durch Oxidation von eisenreichen Partikeln entstehen, die aus den anstehenden (Granat-)Glimmerschiefern – vermutlich vor allem aus Biotit – stammen. Selten, vermutlich im unverwitterten Zustand, ist die Matrix auch graubraun. Die Sedimente sind schlecht sortiert und die Korngrößen der Komponenten variieren zwischen Kies und Blöcken. Diese Komponenten sind in den meisten Fällen angular bis subangular, aber auch angerundete Kiese und Steine können nicht selten beobachtet werden. Die Lithologien in den Sedimenten setzen sich zumeist aus Granat-Glimmerschiefer, (Granat-)Amphibolit und seltener auch aus Marmor zusammen.

Ablationsmoränenablagerungen

In manchen höher gelegenen Talböden und Karen gibt es bereichsweise große (1 m³ bis 10er m³) Blöcke, die verteilt auf zum Teil stark verfestigten Sedimenten mit tonig-siltiger Matrix liegen. Oft zeichnen diese Blöcke zudem eine Form nach, die der einer Gletscherzunge ähnelt. Zwischen den großen Blöcken gibt es keine Matrix. Es hat eher den Anschein, dass die Blöcke obenauf abgelagert wurden, bzw. beim Abschmelzen der Eismasse auf die darunterliegen-

den Grundmoränensedimente sanken. Diese Blöcke werden somit als Ablationsmoränenablagerung interpretiert. Durch das Aufliegen dieser auf Grundmoränenablagerung müssen beide Ablagerungen in den meisten Fällen auf der geologischen Karte gemeinsam dargestellt werden.

Seiten- und Endmoränenablagerungen

Seiten- und Endmoränenablagerungen sind generell durch Wallformen charakterisiert. Diese Wälle erreichen im kartierten Gebiet oft nur wenige Dezimeter bis Meter Höhe. In der Regel fallen Blöcke auf, die aus feiner klastischem, oft bewachsenem Material herausragen. Der Aufbau dieser Wälle ist zumeist sehr ähnlich dem einer Grundmoränenablagerung, mit dem Unterschied, dass die Diamikte ersterer nicht so stark verfestigt sind. Zum Teil fehlt auch der tonige Anteil, der Anteil der Sandfraktion hingegen ist etwas höher. Die Komponenten sind hauptsächlich angular bis subangular.

Eisrandablagerungen

Eisrandablagerungen sind im allgemeinen Staukörper, die sich am Rand von abschmelzendem Eis oder Toteis, vor allem im Mündungsbereich von Tälern, bilden. Durch die gleichmäßige Eisoberfläche befindet sich auch die Oberkante von Eisrandablagerungen zumeist etwa in derselben Höhenlage. Besonders schön ist dies bei St. Nikolai (1.127 m) zu beobachten. Hier zieht die Oberkante der Eisrandablagerungen auf 1.300–1.400 m Seehöhe lateral mehrere hundert Meter im Großsölk- und Bräualmtal einwärts. Die Sedimente sind dominant Kies-Sand-Gemische, 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 angular, seltener gerundete Steine – sogenannte Dropstones – eingebettet sind. Diese Wechsellagerung lässt sich mit dem Ablagerungsraum eines Deltas gut vergleichen. Die gröberen Lagen, teils mit inverser Gradierung und flachem Einfallen, spiegeln die Delta foresets wider, während die feinen Lagen Stillwasserablagerungen darstellen. Aufgrund der Nähe zum Gletscher waren driftende Eisschollen in kleinen Seebildungen durchaus möglich. Durch deren Abschmelzen wurde auch der darin eingefrorene Schutt freigesetzt, der in Form einzelner Dropstones in die Seebodensedimente fiel.

Da diese Sedimente durch ihre lockere Lagerung nicht besonders erosionsbeständig sind, zeigt deren Morphologie ein auffälliges Bild: eng beieinanderliegende, wenige Meter tiefe, geradlinig in Falllinie verlaufende Gräben weisen auf kanalisierte fluviatile Erosion hin. Die abgetragenen Sedimente werden hierbei unterhalb der Eisrandablagerung mehrfach als Mur- und Schwemmkegel aufgeschüttet. An manchen Stellen ist gut erkennbar, wie Schwemmfächer an die Eisrandkörper stoßen.

Blockgletscherablagerungen

Blockhalden mit Wallformen, die in hohen Karbereichen auftreten, sind oftmals Ablagerungen von Blockgletschern. Häufig ist in den Wällen und auch in den Blockhalden oberhalb der Wälle keine Matrix aufgeschlossen. Es können nur bis zu mehrere dm^3 – m^3 große Blöcke, die sich gegenseitig stützen, beobachtet werden. Diese Blöcke sind immer an-

gular und gut ineinander verkeilt. Ähnlich wie Ablagerungen von schuttbedeckten Gletschern weisen auch Blockgletscherablagerungen für gewöhnlich viel eckigen Schutt (Kies, Steine, Blöcke) mit einer sandigen Matrix auf. Diese ist jedoch durch die oben abdeckende Schicht aus verkeilten Blöcken selten sichtbar. Dieses typische Gefüge ist ein Unterscheidungskriterium von Blockgletschern zu schuttbedeckten Gletschern. Ein Blockgletscher entwickelt sich in der Regel aus Schutthalde oder Schuttfeldern, seltener aus Moränenablagerungen (vgl. BARSCH, 1983; KELLERER-PIRKLEBAUER et al., 2007).

Ablagerungen am Gröbminger Mitterberg (Vorstoßsedimente des Würm-Hochglazials oder älter)

Der Gröbminger Mitterberg ist ein Höhenzug, der sich 200 m über dem Talboden des Ennstales erstreckt. Im Aufnahmejahr wurden nur an wenigen Stellen Untersuchungen gemacht, die im Folgenden kurz beschrieben sind.

Der Mitterberg besitzt einen Felssockel, der von Phylliten des Ennstal-Phyllit-Komplexes aufgebaut ist. Dieser ist an den untersuchten Stellen, vor allem im Südost-Teil und bei Dorf, von gut gerundeten Kiesen und Sanden überlagert, die vermutlich am Beginn des Würm-Hochglazials, während der Vorstoßphase, aufgeschüttet wurden. Darüber folgen Grundmoränenablagerungen des Würm-Hochglazials.

Die Kiese sind im allgemeinen planar geschichtet und fallen wenige Grade nach Norden ein. Gradierung ist selten erkennbar. Es wechseln zumeist Kies- mit Sandlagen, vereinzelt kommen auch Sandlinsen in Kieslagen und umgekehrt vor.

Die Kieslagen sind häufig korngestützt und es finden sich einzelne „gecrackte“, das heißt zerbrochene Gerölle. Die Risse entstanden durch die Auflast des in diesem Abschnitt etwa 1 km mächtigen Ennstal-Gletschers (z.B. PENCK & BRÜCKNER, 1909; KELLERER-PIRKLEBAUER et al., 2004). Sofern eine Matrix vorhanden ist, besteht diese aus Sand bis Feinkies. Die Komponenten in den Kiesen sind gut bis sehr gut gerundet und weisen zumeist Durchmesser von 1–5 cm auf, es gibt aber auch einzelne Gerölle und Lagen mit Korndurchmessern bis 20 cm. Eine leichte karbonatische Zementierung ist immer wieder entwickelt. Das Karbonat wurde vermutlich aus Kalk- und Dolomitstein-Komponenten gelöst, die gegen Norden, zu den Kalkalpen hin, gehäuft auftreten. Neben den Karbonatgeröllen finden sich auch Amphibolit, Glimmerschiefer-, Para- und Orthogneis sowie Quarzgerölle.

Die Sandlagen sind meist sehr homogen, bisweilen erkennt man Kreuzschichtung und Wellenrippeln. Manchmal finden sich dünne Lagen aus Kies.

Die Grundmoränenablagerungen sind am Mitterberg zumeist sehr schlecht aufgeschlossen. In den wenigen Aufschlüssen, in denen überkonsolidierte, matrixgestützte Diamikte vorliegen, zeigt sich eine Matrix, die einen hohen Tongehalt aufweist. Die Komponenten sind angular (vor allem lokale Phyllite) bis sehr gut gerundet. Die unterlagernden Kiese sind bereichsweise schwer von den Grundmoränenablagerungen unterscheidbar. Dies liegt vermutlich daran, dass im Grundmoränenmaterial viele gut gerundete Gerölle der liegenden Kiese aufgearbeitet wurden. Aufgrund der generell dürftigen Aufschlussituation am Mitterberg sind zudem nur vereinzelt Gerölle mit Kratzern als Hinweis auf Grundmoränenablagerungen zu finden.

Massenbewegungen

Es gibt im kartierten Gebiet des Öfteren Zerrspalten und Abrisskanten, an denen sich Festgesteins- und Lockergesteinsmaterial (Grundmoränen- und Eisrandablagerungen) offensichtlich abgelöst und bewegt hat (vgl. HERMANN & BECKER, 2003). Mehrfach kann man Ablagerungen von Mur(en)strömen beobachten. Bereichsweise ist das Festgestein tiefgreifend aufgelockert. Eine solche Situation befindet sich westlich des Großsölk-Stausees (910 m). In den Gipfel- und Kambereichen sieht man vielerorts Zerrspalten, die wenige Meter tiefe Gräben verursachen. An anderen Stellen sind auch Doppelgrate ausgebildet. Im Laserscan-Bild erkennt man lokal Abrisskanten, die in diskrete Bewegungsbahnen übergehen. Der Hang westlich des Großsölk-Stausees ist großflächig von Grundmoränenablagerungen bedeckt. In diesem Bereich ist aufgrund auffallend häufigen Säbelwuchses der Bäume gut erkennbar, dass die subglazialen Sedimente durch langsame Fließbewegungen gravitativ talwärts wandern. Festgesteinsaufschlüsse, in diesem Fall Granat-Glimmerschiefer des Wölz-Komplexes, zeigen oft große, nicht verfüllte Klüfte, an denen sich der Fels sukzessive in Blockwerk auflöst.

Eisrandablagerungen bei St. Nikolai

St. Nikolai (1.127 m) liegt inmitten von mächtigen Eisrandablagerungen. Durch den Großsölk- und Hohenseebach wurden diese Eisrandablagerungen etwa 10 m tief anerodiert, wodurch augenscheinliche Erosionskanten entstanden sind. Die Terrassenoberflächen steigen sanft hangwärts. Entlang der Erosionsböschungen geben Aufschlüsse Einblick in den Sedimentaufbau der Terrassen. Kennzeichnend sind meist gut sortierte, geschichtete Kies-Sand-Gemische. Die Komponenten (Granat-Glimmerschiefer, Amphibolit) sind sehr gut gerundet bis angerundet. Weiters kann planare Schrägschichtung mit flachem Einfallen der Schichtblätter beobachtet werden. Zum Teil wechseln sanddominierte Lagen mit mehrheitlich Kies führenden Lagen. Über der Terrasse sind die Eisrandsedimente noch bis auf eine Höhe von etwa 1.400 m zu finden.

Detailuntersuchungen in einzelnen Tälern und Karen

Im Folgenden werden die untersuchten Kare näher beschrieben und die darin vorkommenden Ablagerungen und Formen interpretiert.

Strickertal

Das Strickertal ist ein nach Norden entwässerndes, relativ schmales Tal. Der Talausgang ist bis auf eine Höhe von 1.200 m mit Eisrandablagerungen bedeckt. Weiter taleinwärts befinden sich konsolidierte, siltig-tonige Grundmoränenablagerungen. Bei der Strickeralm auf etwa 1.360 m Seehöhe am Talboden befindet sich ein Lockergesteinsaufschluss, der vom Talbach freigelegt wurde (Koordinaten: 13,98157°E 47,35535°N, WGS84). Dort findet sich ein matrixgestützter, locker gelagerter Diamikt mit siltig-sandiger Matrix. Am Laserscan-Bild ist gut ersichtlich, dass sich der Aufschluss am Ende einer etwa 150 m breiten, zungen-

förmigen Geländeform befindet. Auf dieser liegen einzelne Blöcke, die Größen von mehreren Kubikmetern erreichen. Weiters gibt es einige wenig markante Wälle, die jedoch durch erosive Prozesse entstanden sein könnten. Die Blöcke treten in diesem Bereich auffallend häufig auf. Talabwärts fehlen die Blöcke weitestgehend. Vermutlich handelt es sich bei dem zungenförmigen Körper um Grund- und Ablationsmoränenablagerung eines Gletschers. Die Blöcke darauf können nur durch Eistransport und nicht durch gravitative Prozesse in die heutige Position gelangt sein. Weiter talaufwärts, beginnend auf 1.500 m, findet sich ein etwa 400 m langer, abgerundeter, talparallel verlaufender Wall aus stärker konsolidiertem Diamikt, auf dem einzelne Blöcke liegen. Die Genese dieses Walls wird aufgrund des Sedimentinhalts und seiner Form als subglazial interpretiert.

Weiter taleinwärts sticht ein weiterer Wall ins Auge. Dieser befindet sich auf etwa 1.600 m Seehöhe auf der orografisch rechten Talseite, ist etwa 120 m lang und deutlich weniger abgerundet als der vorher beschriebene Wall. Auf dem Wall liegen wiederum einzelne Blöcke. Es könnte sich hierbei aufgrund der Form und Position um einen Seitenmoränenwall handeln. Vermutlich entstand dieser Wall im Zuge desselben Gletschervorstoßes, der auch die oben beschriebene Grund- und Ablationsmoränenablagerung hinterließ. Weitere Wallformen weiter talaufwärts bestehen aus überkonsolidierten, matrixgestützten Diamikten mit tonig-siltiger Matrix. Bei diesen handelt es sich wohl um subglaziale Bildungen bzw. Reste von Grundmoränenablagerungen, die durch Erosion ihre wallförmige Ausprägung erhielten.

Interpretierte glaziale Geschichte

Zur Zeit des LGM war wohl das gesamte Strickertal bis unterhalb der Felswände auf etwa 2.100 m mit Eis bedeckt. Mächtige Grundmoränenablagerungen wurden im Zuge dessen am Talboden und an den Flanken abgelagert. Vermutlich im Gschnitz-Stage entwickelte sich aus beiden kleinen Karen ein Gletscher, der bis etwa zur Strickeralm (1.360 m) vorstieß. Dort lagerte er Grund- und beim Abschmelzen Ablationsmoränenmaterial ab. Im oberen Einzugsgebiet erodierte der Gletscher vermutlich wieder die Sedimente, die während des LGM abgelagert wurden und senkte sein Bett einige Meter bis wenige Zehnermeter tief ein. Dabei entstanden auch auf der Westseite die mehrere Meter hohen wallförmigen Strukturen. Der kleinere, markante Seitenmoränenwall auf etwa 1.600 m Seehöhe markiert die östliche Ausdehnung dieses Gletschers.

Knalltal

Das Knalltal beginnt im Talschluss in Nord-Süd-Ausrichtung und biegt dann, kurz steil abfallend, nach Nordosten ab. Der Talausgang ist von mehrere Meter bis 10er Meter mächtigen Eisrandablagerungen bedeckt. Bis auf eine Höhe von etwa 1.300 m sind diese auch im Großsölkktal weiter taleinwärts vorhanden. Im Knalltal selbst sind die Eisrandablagerungen bis zur Knallalm (1.355 m) verfolgbar. Auffallend ist, dass der Talausgang des Knalltals asymmetrisch angelegt ist. Die südöstliche Flanke ist flacher und beinhaltet eine markante, wallförmige Erosionsform. Auf dieser Seite finden sich durchgehend Eisrandablagerungen. Die nordwestliche Talseite ist steiler und an der Straße konnten nur Grundmoränenablagerungen beobachtet werden.

Bei der Knallalm ist die Landschaft von kleinen Hügeln, Wällen und dazwischenliegenden Tälern, in denen zum Teil Wasser fließt oder Vernässungen auftreten, geprägt. Möglicherweise ist diese Morphologie durch abschmelzendes, eis sedimentiertes Toteis entstanden. Oberhalb dieser Eiszerfallslandschaft ist vielerorts Grundmoränenmaterial aufgeschlossen und Felswände aus Granat-Glimmerschiefern des Wölz-Komplexes prägen das Landschaftsbild.

Oberhalb der Steilstufe zwischen 1.450 und 1.500 m fällt eine großflächige Vernässung auf. Diese ist auf eine Grundmoränenablagerung zurückzuführen, die den gesamten Talboden bedeckt. Ab einer Höhe von etwa 1.600 m treten auffallend viele einzelne, grobe Blöcke auf, die auf stark bewachsenem Sediment liegen bzw. in dieses eingebettet sind. Die Matrix des Sediments ist tonig-siltig, grau und schimmert aufgrund des hohen Hellglimmergehaltes etwas. Diese Vergesellschaftung wird als Grund- und Ablationsmoränenablagerung interpretiert, wobei die einzelnen Blöcke den supraglazialen Schutt verkörpern. Am Laserscan-Bild lässt sich gut erkennen, dass diese supraglaziale Ablagerung durch ihre Auftragung gegenüber der Grundmoränenablagerung des Talbodens gut abgrenzbar ist. Grobe Blöcke sind in südlicher Fortsetzung taleinwärts bis zur Steilstufe, die zum Gamsschöß – ein kleines Kar – führt, zu finden. Auf der Steilstufe liegen immer wieder vereinzelte große Blöcke herum, die mit Sicherheit von oben herunterfielen, denn das Gamsschöß ist vollkommen mit grobblockigem Schutt bedeckt.

In dem kleinen Kar nordwestlich der Steinkarlscharte (1.954 m) befinden sich auf etwa 1.750 m Seehöhe mehrere größere und kleinere Wälle. Der deutlichste, äußerste Wall streicht etwa ESE–WNW und ist ca. 250 m lang. Manche Wälle sind aus grobem Blockschutt aufgebaut, andere sind stark bewachsen und bestehen aus kleineren Blöcken. Es sind nur wenige größere Blöcke auf den Wällen verteilt, denn die Felswände im Hintergrund liefern offensichtlich eher kleinblockigen Schutt, der heute auch großteils bewachsen ist. Ein nach Westen konvexer, eher abgerundeter Wall könnte auch eine Blockgletscherablagerung darstellen, welche die älteren Wälle später überformt hat.

Interpretierte glaziale Geschichte

Es ist anzunehmen, dass während des LGM das gesamte Tal von Eis bedeckt war (vgl. VAN HUSEN, 1968; KELLERER-PIRKLBAUER et al., 2004.) Vermutlich zur Zeit des Gschnitz-Stadials entwickelte sich aus dem Gamsschöß heraus ein schuttbedeckter Gletscher und vereinigte sich mit einem weiteren Gletscher, der in dem kleinen Kar nordwestlich der Steinkarlscharte lag. Der Haupteisfluss erfolgte vermutlich in gerader Linie vom Gamsschöß in das Knalltal, wenig Eis floss hingegen aus dem kleinen Kar zu. Dieser Gletscher konnte nur bis auf etwa 1.750 m vorstoßen und hinterließ hier seine Endmoränenwälle. Diese Annahme würde erklären, warum der Ablationsschutt in gerader Linie bis auf 1.600 m zu finden ist und die Wälle in dem kleinen Kar eher wenig große Blöcke und mehr kleine beinhalten. Später entwickelte sich in dem kleinen Kar nordwestlich der Steinkarlscharte ein kleiner Blockgletscher, wodurch die Situation noch komplexer wurde.

Kar um den Weißensee

Das Kar, in dem sich auch der Weißensee (2.229 m) befindet, ist relativ breit und tief und beherbergt weitere Seen.

Es wurde nur der nördliche Teil des Kars untersucht und zwar entlang des Weges von St. Nikolai über die Kaltherberghütte (1.608 m), vorbei an den Klafterseen (1.884 m, 1.950 m) bis zum Weißensee. Bis auf eine Höhe von etwa 1.400 m kommen am Weg Eisrandablagerungen vor, die sich durch Kies-Sand-Gemische mit gerundeten Komponenten auszeichnen. Weiter taleinwärts führt der Weg über kompaktierte Grundmoränenablagerungen. Bei Betrachtung des Laserscan-Bildes fällt auf 1.620 m Höhe eine wallförmige Struktur auf. Aufschlüsse darin zeigen überkonsolidierte, geschichtete Diamikte mit angularen Komponenten. Unterhalb davon fällt das Gelände für wenige Meter steil ab, darüber jedoch zieht dieser Sedimentkörper horizontal taleinwärts. Vermutlich handelt es sich um eine Grundmoränenablagerung, die stärker erodiert wurde. Oberhalb davon, auf 1.680 m, direkt hinter einer kleinen Hüttenruine, erstreckt sich ein im Bogen von Osten nach Westen streichender Wall, der sich aus einem matrixgestützten Diamikt mit tonig-siltiger Matrix zusammensetzt. Die Komponenten darin sind zumeist angulare bis subangulare Kiese. Auf dem Wall liegen vereinzelt Blöcke mit Durchmessern bis 3 m. Dieser Wall wird als Endmoränenwall eines spätglazialen Gletschervorstoßes, vielleicht des Gschnitz-Stadials, interpretiert.

Beide Klafterseen sind in Granat-Glimmerschiefer des Wölz-Komplexes eingesenkt. Hin und wieder lassen sich auf Quarzklasten E–W streichende Gletscherstriemungen erkennen. Im Umkreis der Seen gibt es Vernässungszonen, die durch Wasserstauung auf siltig-tonigen Grundmoränenablagerungen entstehen. Der weitere Weg Richtung Weißensee führt zunächst über nackten Fels, jedoch ab einer Höhe von etwa 2.000 m finden sich große Blöcke, die direkt dem Fels aufliegen. Zum Teil ist zwischen einzelnen Blöcken eine siltig-sandige Matrix erkennbar, manchmal sind die Blöcke allerdings ineinander verkeilt, mit sedimentfreien Hohlräumen dazwischen. Vor allem mithilfe des Laserscan-Bildes ist eine Wallform erkennbar, die diese Blockhalde im Osten umgibt. Die Ablagerung ist etwa 200 m breit. Weiter Richtung Westen liegt der Weißensee (2.229 m) in eine Mulde eingesenkt. Die Blöcke reichen bis an den See heran und wenige Meter in den See hinein (WÖBER, 1966). Im Süden wird der See durch einen Festgesteinsriegel abgedämmt. Aufgrund des Sedimentinhaltes und der Position der Blockhalde wird diese als Ablationsmoränenablagerung eines spätglazialen Gletschers interpretiert. Der nördliche Seitenmoränenwall dieses Gletschers ist heute nicht mehr eindeutig identifizierbar, da in diesem Bereich ebenfalls mehrere Kubikmeter große Blöcke von einer nahen Felswand herabgestürzt sind und den Wall überschütteten. Die Blöcke stürzten deshalb in diesem Bereich in die Tiefe, weil die Schieferung stark verfaltet ist und in manchen Bereichen eine für Felsstürze prädestinierte Lagerung einnimmt. Im Bereich des Felssturzmaterials sind kleinere Stauchungswälle zu beobachten. Vermutlich wurde das Material später als Blockgletscher etwas nachbewegt. Diese Vermutung liegt nahe, da sich westlich anschließend eine südexponierte Blockgletscherablagerung befindet. Diese zeichnet sich durch matrixloses, verkeiltes, nur mit Flechten bewachsenes Blockwerk mit bis 3 m³ großen Blöcken und zahlreichen Stauchungswällen aus. Eine weitere kleine Blockgletscherablagerung befindet sich westlich des Weißensees, sie endet auf 2.250 m Seehöhe.

Interpretierte glaziale Geschichte

Trotz der Schroffheit ist denkbar, dass die Felskämme während des LGM vom Eis überflossen waren, zum Beispiel bei der Steinkarlscharte (1.954 m). Während des LGM wurden vielerorts im gesamten Kar mächtige Grundmoränenablagerungen gebildet. Im Zuge der Eiszerfallsphase stellte vermutlich Toteis im Großsölkthal eine Barriere dar, wodurch mehr oder weniger kontinuierlich hunderte Meter mächtige Eisrandablagerungen geschüttet wurden. Vermutlich entwickelte sich zur Zeit des Gschnitz-Stadials ein Gletscher aus dem kleinen Tal unterhalb der Steinkarlscharte, der bis auf 1.680 m Seehöhe vorstieß. Im Zuge dessen wurden die umgebenden Kämme nicht mehr überflossen, zusätzlich übersteilt und erlangten so ihre heutige schroffe Ausformung. Der Gletscher, der die Moräne beim Weißensee hinterließ, hatte sein Einzugsgebiet im Kar südlich des Großen Knallsteins (2.599 m). Aufgrund der Nordexposition und der Höhenlage könnte es sich dabei um einen Vorstoß in der Jüngeren Dryas (Egesen-Stadial) handeln.

Kar um den Grünsee

Das Kar um den Grünsee ist ostexponiert und beinhaltet zwei Karstufen. In die untere ist der Hohensee (1.543 m) eingebettet. Darüber folgt über einer Steilstufe von etwa 300 m eine weitere Karstufe, in der sich der Schwarzensee (1.918 m) und Grünsee (1.983 m) befinden. Das Kar entwässert über den Hohenseebach, der vermutlich entlang einer Störung verläuft, in den Bräualmbach, welcher wiederum in den Großsölkbach mündet. Der Hohenseebach hat ein relativ steiles Gefälle, während der Bräualmbach in flachem Gelände in einem breiten Talboden mäandriert.

Am Fahrweg von der Bräualm (1.165 m) zum Hohensee befinden sich immer wieder Gletscherschliffe auf den anstehenden Granat-Glimmerschiefern. Nach der Steilstufe zwischen 1.300 und 1.400 m führt der Weg über flachere Grundmoränenablagerungen, aus denen immer wieder Festgesteinsbuckel herausragen. Zumeist sind es klassische Rundhöcker, manchmal gibt es auch symmetrische Formen, die als „whaleback“ anzusprechen sind.

Oberhalb des Hohensees, im Bereich seines Zuflusses, befinden sich wallförmige Strukturen auf etwa 1.640 m Seehöhe. Sie streichen WSW–ENE und sind etwa 250 m lang. Aufgrund des starken Bewuchses konnte der Aufbau nicht im Detail studiert werden. Grobe (sub)angulare Blöcke, die auf dem Wall liegen, sind jedoch augenscheinlich. Die Matrix, soweit erkennbar, ist siltig bis sandig. Aufgrund dieser Beobachtungen und der Position unterhalb einer Felswand ohne erkennbare Einzugsgebiet eines Gletschers, wurden die Wälle als subglaziale Formen eingeordnet. Der Hohensee selbst liegt großteils in einem im Festgestein ausgeschürften Zungenbecken.

Über eine weitere Steilstufe gelangt man zum Schwarzensee (1.918 m). Etwa 250 m nordöstlich davon befindet sich in etwa 1.920 m Seehöhe auf der Nordseite des Kares ein Seitenmoränenwall. Er streicht NW–SE und ist etwa 150 m lang. Auf dem Wall liegen mehrere subangulare Blöcke mit Durchmessern von einigen Dezimetern bis etwa einem Meter. Aufgrund der geomorphologischen Ausprägung des Walles, vor allem der Abrundung des Kammes und der topografischen Position wird der Wall vorläufig dem Gschnitz-Stadial zugeordnet. Neben diesem Wall be-

finden sich zum Schwarzensee hin weitere, sehr niedrige Wälle. Sie ragen nur wenige Dezimeter aus der umgebenden Verebnung heraus. Sie bestehen aus Lockersedimenten und werden als subglaziale Formen interpretiert. Diese kleine Ebene ist durch ein Muster von Vernässungen und kleinen Festgesteinsbuckeln geringer Höhe (wenige Dezimeter) geprägt.

Westlich des Schwarzensees liegen auffallend viele angulare, bis 1 m große Blöcke herum. Die Fallenergie dieser Blöcke dürfte kaum ausgereicht haben, um sie von den 1 km entfernten Felswänden in die heutige Position zu bringen. Aus diesem Grund werden die Blöcke als Ablationsmoränenablagerung eines einstigen Gletschers interpretiert. Wenn man über diese Blöcke zum Grünsee (1.983 m) weiter aufsteigt, passiert man einen WSW–ENE streichenden, langgezogenen Wall von 400 m Länge. Der Wallansatz unterhalb einer Felswand ist durch sehr blockreiches, korngestütztes Material ohne sichtbare Matrix gekennzeichnet. Am Kamm des Walles auf 1.950 m Seehöhe gibt es einen kaum merklichen Geländeeinschnitt, oberhalb dessen sich nahezu keine Blöcke mehr finden. Die Genese dieses eigenartigen Walles lässt sich schwer erklären. Aufgrund der Position könnte es sich einerseits um einen Seitenmoränenwall eines spätglazialen Gletschers, oder aber um einen subglazialen Wall handeln. Der blockreiche Teil des Walles ist vielleicht eine spätere Überprägung eines kleinen Blockgletschers oder der Rest eines schuttbedeckten Gletschers.

Südlich davon befindet sich eine mehrere Meter mächtige, von Latschenkiefern bewachsene Blockgletscherablagerung. Der Aufbau ist ähnlich wie bei dem oben beschriebenen, blockreichen Wall. Angulare Blöcke, die durchaus Durchmesser von 1 m erreichen, sind korngestützt ohne erkennbare Matrix. Stauchungswälle sind am Laserscan-Bild besonders gut erkennbar. Interessant ist der südliche Teil dieser Form: Der Seitenmoränenwall auf dieser Seite entwickelt sich nicht aus einer Blöcke produzierenden Wand, sondern liegt direkt an einem grasbewachsenen Nordhang. Er besteht nicht aus groben Blöcken, sondern aus kleinstückigem Schutt. Dies legt den Schluss nahe, dass es sich um zwei separate Geländeformen/Ablagerungsformen handelt, die aneinandergrenzen. Der südliche blockarme Bereich ist vermutlich Teil einer Seiten- und Endmoräne eines Gletschers, der aus dem Kar östlich des Gjoadecks (2.525 m) hinabfloss. Der blockreiche Teil war vermutlich ehemals ein Blockgletscher, der die Seiten-Endmoräne überprägte. Östlich davon, etwas oberhalb des Grünsees auf etwa 2.000 m Seehöhe, ist ein weiterer, nur wenige Dezimeter hoher, relativ geradliniger Wall am Laserscan-Bild sichtbar. Dieser könnte einen Seiten- bzw. Endmoränenwall darstellen. Möglicherweise steht er in Verbindung mit dem ersten erwähnten Wall beim Grünsee.

Interpretierte glaziale Geschichte

Der Seitenmoränenwall auf etwa 1.920 m Seehöhe könnte im Gschnitz-Stadial entstanden sein. Wie weit die maximale Ausdehnung dieses Gletschers war, ist leider aufgrund mangelnder Indizien nicht eindeutig feststellbar. Wenn er sich mit einem Gletscher aus dem Schimpelkar vereinigte, dann könnte er durchaus bis auf etwa 1.400–1.200 m Höhe herabgereicht haben. Die subglazialen Wälle oberhalb des Hohensees entstanden somit vermutlich

während des Würm-Hochglazials und des Gschnitz-Stadials. Die Ablationsmoränenablagerung unterhalb des Grünsees könnte in Verbindung mit den beiden Wällen östlich und westlich des Grünsees einen Maximalstand eines Egesen-zeitlichen Gletschers markieren. Ein Endmoränenwall ist nicht ersichtlich. Möglicherweise hat der Gletscher in den Schwarzensee gekalbt, wodurch der Wall fehlt. Grobe Blöcke am Seegrund (WÖBER, 1966) würden für diese Annahme sprechen.

Die Ablationsmoränenablagerung oberhalb des Grünsees reicht auf etwa 1.980 m herab und könnte einen zweiten Egesen-Stand darstellen. Aufgrund des relativ hoch gelegenen Einzugsgebietes von 2.300–2.400 m Höhe und der Ostexponierung, die vermutlich eine Abschattung des oberen Akkumulationsgebietes bewirkte, wäre ein Auftreten des Egesen-Stadials in diesem Bereich durchaus denkbar.

Kar um den Schimpelsee

Der Schimpelsee ist vom Hohensee (1.543 m, siehe oben) über den Schimpelrücken erreichbar. Dieser wird von Granat-Glimmerschiefern und Amphiboliten des Greim-Komplexes aufgebaut. Der sehr geradlinig verlaufende Schimpelbach hat sich vermutlich entlang einer Störung in das Festgestein eingegraben. Nur an wenigen Stellen finden sich geringmächtige Grundmoränenablagerungen. Ein Beispiel stellt die Umgebung des Breitenbachsees (1.840 m) dar. Der Weg zum Schimpelsee ist von zahlreichen Gletscherschliffen geprägt, deren Strömungen etwa E–W verlaufen.

Wenige Meter vor dem Schimpelsee befindet sich auf etwa 1.930 m Seehöhe ein Endmoränenwall. Er ist etwa 270 m lang, verläuft etwa NW–SE und biegt im Osten nach Süden um, wo er seinen tiefsten Punkt erreicht. Dieser Wall ist sehr markant ausgeprägt und von zahlreichen Latschenkiefern bewachsen. Auf der südlichen Talseite ist keine Fortsetzung erkennbar. Lithofaziell handelt es sich um eckigen Schutt aus vorherrschend kiesigen, untergeordnet blockigen Komponenten. Die Matrix ist sandig-kiesig, das Sedimentgefüge zumeist matrixgestützt. Taleinwärts kommen einzelne Wälle, Gräben und Buckel vor, die vor allem aus groben Blöcken bestehen. In den Gräben beobachtet man Anschnitte in unbewachsenem, korngestütztem Blockwerk. Es könnte sich bei dieser Sedimentvergesellschaftung um Relikte einer Toteislandschaft handeln. Dahinter liegt der Schimpelsee in einem ehemaligen Zungenbecken. Im Nordwesten des Sees gibt es einen auffallenden, etwa 250 m langen Seitenmoränenwall. Er verläuft E–W-streichend etwa entlang der 2.000 m Isohypse, steigt im Westen allerdings etwas an. Vor allem auf seiner Nordflanke und am Wallkamm liegen einige Blöcke, die Größen von 1 m³ bis 10 m³ erreichen. Die meisten Blöcke, die den Wall aufbauen, sind jedoch kleiner als 1 m³. Hinter dem Wall wird in einer Mulde ein kleiner See gestaut. In manchen Bereichen besteht der Wall nur aus angularen Blöcken. Meist ist Matrix vorhanden, wie sich auch durch Wiesenbewuchs zeigt. Aufgrund der Position könnte dieser Wall in Zusammenhang mit dem Endmoränenwall vor dem Schimpelsee in Verbindung stehen. An der Westseite des Sees, gibt es zwei etwa 20 m breite Endmoränenwälle auf 1.940 bzw. 1.960 m Seehöhe. Diese schmiegen sich an den Seitenmoränenwall an und sind wie dieser sehr blockreich. Es sind auch einige Bereiche mit losem Schutt bedeckt, der vermutlich von den Hangflanken auf

die Wälle rollte. Die potenziellen Gletscher (oder der potenzielle Gletscher), die diese Wälle hinterließen, hatten ihr Einzugsgebiet im Kar unterhalb des Bauleitecks (2.424 m). Aufgrund der großen Ähnlichkeit zwischen den Ablagerungen von schuttbedeckten Gletschern und denen von Blockgletschern können diese zwei Wälle weder der einen noch der anderen Ablagerung eindeutig zugeordnet werden. Wegen der Entfernung zu den schuttliefernden Wänden wird jedoch eine Ablagerung eines schuttbedeckten Gletschers favorisiert.

Etwas oberhalb, im Süden, der beiden letztgenannten Wälle liegt grober Schutt, der ebenfalls Wallformen erkennen lässt. Die meisten der Wälle setzen sich in Falllinie fort und verbinden sich mit Wällen im Bereich hinter den oben erwähnten Endmoränenwällen. Andere wiederum weisen eine Wallform auf, wie es auch bei Endmoränen der Fall ist. Sie enden oberhalb der kleinen Steilstufe auf etwa 2.060 m Seehöhe. Vorerst wird diese aus Orthogneiskomponenten bestehende Schutthalde mit Wallformen als Blockgletscherablagerung interpretiert. Allerdings liegt aufgrund der Größe und Ausprägung die Vermutung nahe, dass es sich auch um die Ablagerung eines reaktivierten schuttbedeckten Gletschers handeln könnte, der möglicherweise auch die Wälle beim Schimpelsee ablagerte.

Ab 2.000 m führt der Wanderweg zur Schimpelscharte (2.413 m) direkt entlang eines abgerundeten, etwa 40 m breiten Endmoränenwalles. Dieser weist eine gebogene Form auf, die drei klar unterscheidbare Loben nachzeichnet. Der unterste Lobus erstreckt sich bis auf 2.000 m, zwei weitere enden in 2.060 und 2.140 m Seehöhe. Diese Wälle sind etwas abgeflachter als die Wälle beim See und beinhalten Diamikte mit Glimmerschiefer-Komponenten und siltig-sandiger Matrix.

Interpretierte glaziale Geschichte

Möglicherweise sind alle oben erwähnten Wälle Teil eines einzigen glazialen Standes. Während der Rückzugsphase eines Gletschers, der aus dem Kar unterhalb des Bauleitecks (2.424 m) abfloss, kam es zu einer mehrmaligen Stabilisierung, wodurch mehrere Endmoränenwälle abgelagert wurden: zuerst der Seitenmoränenwall in Verbindung mit dem Endmoränenwall unterhalb des Schimpelsees, später die zwei Wälle, die sich an den vorhergehenden Seitenmoränenwall anlagern. Die Blockgletscherablagerung oberhalb überprägte nur die blockreiche Ablagerung. Der nicht vorhandene Bewuchs lässt darauf schließen, dass der Permafrost in diesem Bereich noch nicht allzu lange abgetaut ist, vermutlich erst in den letzten Jahrzehnten.

Der Gletscher weiter östlich, in dessen ehemaligem Bett heute der Wanderweg verläuft, könnte gleichzeitig mit dem oben erwähnten Gletscher existiert haben. Allerdings sind die Breite und Höhe der Wälle etwas unterschiedlich. Dies ließe sich auf den Gesteinsinhalt und die damit verbundene Größe der Komponenten zurückzuführen. Da das Einzugsgebiet dieses Gletschers weitaus kleiner war, konnte dieser nur bis auf 2.000 m vorstoßen, im Gegensatz zum Gletscher im Kar nordöstlich unterhalb des Bauleitecks, der noch bis auf eine Höhe von 1.950 m hinabreichte.

Aufgrund der Höhenlage und der Ostexponierung wird die Möglichkeit in Betracht gezogen, dass es sich bei den rekonstruierten Gletscherständen um jene des Egesen-Stadials der Jüngeren Dryas handelt.

Kaltenbachseen

Der Weg zum Unteren Kaltenbachsee verläuft über Grundmoränenablagerungen. Die Matrix ist siltig-sandig, das Gefüge matrixgestützt. Die Komponenten sind subangular bis angerundet und beinhalten Marmor, Granat-Amphibolit und Granat-Glimmerschiefer des Greim-Komplexes. Der Untere Kaltenbachsee wird von einem Endmoränenwall auf 1.750 m Höhe abgedämmt. Dieser Wall besteht aus einem matrixgestützten Diamikt mit sandiger Matrix, aus welchem das Feinmaterial (Ton/Silt) weitgehend ausgewaschen wurde. Der Weg führt weiter auf dem direkt anschließenden Seitenmoränenwall zum Mittleren Kaltenbachsee hinauf. Beide Wälle werden aufgrund ihrer Höhenlage, Position und fortgeschrittenen Abrundung des Wallkammes in die Zeit der Gschnitz-Vergletscherung gestellt. Nördlich des Mittleren Kaltenbachsees gibt es einen Wall, der allerdings aufgrund seiner Position im Lee einer Felswand als subglaziale Gletscherfließstruktur (Flute) interpretiert wird. Der See selbst ist in glazial erodiertes Festgestein eingesenkt. Beim Oberen Kaltenbachsee wurden keine Anzeichen für spätglaziale Gletscherstände festgestellt. Geomorphologisch interessant sind die Etrachböden (2.148 m). Hierbei handelt es sich um eine Hochfläche oberhalb des Oberen Kaltenbachsees. Die Moränenbedeckung ist zwar nur dürrftig und geringmächtig vorhanden, dennoch ist daraus zu folgern, dass das Gebiet ehemals unter glazialer Bedeckung lag. Einzelne Hügel, die offensichtlich periglazialen Verwitterungsprozessen unterlagen, ragen aus der Hochfläche heraus. Das flache Relief dieser Landschaft ist vermutlich auf das Schichteinfallen der anstehenden Gesteine zurückzuführen.

Interpretierte glaziale Geschichte

Während des LGM waren vermutlich auch die Etrachböden (2.148 m) eisüberflossen (bzw. bildete sich ein geringmächtiger Plateaugletscher), worauf die Grundmoränenstreu hindeutet. Im Zuge des Gschnitz-Stadials entwickelte sich vermutlich ein Gletscher, der sich über die Karwanne des heutigen Mittleren Kaltenbachsees (1.912 m) bis zum Unteren Kaltenbachsee (1.748 m) erstreckte. Letzterer wurde im Zuge dieses Gletschervorstoßes durch eine Seiten- und Endmoräne abgedämmt.

Sölkpass

Der Sölkpass bildete zur Zeit des LGM einen Transfluenzpass. Dies lässt sich allein schon an der abgerundeten Morphologie, aber auch an Grundmoränenablagerungen und Gletscherschliffen erkennen. Selten findet man glaziale Strömungen auf polierten Quarzmobilisaten, jedoch konnten keine Anzeichen gefunden werden, in welche Richtung die Eistransfluenz stattfand. Die Schliiffgrenze ist schwer feststellbar. Sie scheint in etwa 2.050 m Höhe zu liegen. Unterhalb dieser Höhe sind die anstehenden Gesteine eindeutig weniger scharfkantig als in höheren Bereichen und bilden glatte Flächen. Oberhalb dieser Höhe sind die Gesteine meist brüchiger und wirken schroffer. Spitzere Kämme unterstreichen hier die Morphologie abseits des Eisstromnetzes.

Zusammenfassung

Das Großsölkstal stellte zur Zeit des Würm-Hochglazials (LGM; ca. 30–20 ka; MONEGATO et al., 2007; IVY-OCHS et al., 2004) einen vermutlich nicht unwesentlichen Zufluss zum Ennsgletscher dar. Dieser war Teil eines großen Eisstromnetzes, das weite Teile der Alpen bedeckte. Schliiffgrenzen der Transfluenz am Sölkpass deuten darauf hin, dass die Eisoberfläche auf rund 2.100 m reichte und in den Karen noch höher lag. Nur die Gipfel und manche Kämme ragten als Nunataks aus dem Eis heraus. In diesen Bereichen herrschte Frostsprengung vor, wodurch das raue Erscheinungsbild der hohen Berge entstand. Auf den Hängen und in den Karen bezeugen großflächige Ablagerungen von Grund- und Ablationsmoränen das LGM und jüngere Glaziale. Mit dem Zusammenbruch des mächtigen Eisstromnetzes wurden während der Eiszerfallsphase (REITNER, 2007) am Eisrand Stauseen gebildet, in die Flüsse mächtige Sedimentkörper schütteten. Vor allem bei St. Nikolai treten diese Sedimente sehr häufig auf. Später wurden sie von den Bächen wieder aneroziert, wodurch eindrucksvolle Terrassen entstanden. Als die großen Gletscher in den Haupttälern verschwunden waren, bildeten sich nach einer kurzen Wärmephase wiederum kleinere Gletscher in den Karen aus. Es wurden Vorstöße rekonstruiert, die sich mit folgenden Stadialen korrelieren lassen: (i) Ein größerer Vorstoß zur Zeit des Gschnitz-Stadials (~17–16 ka; IVY-OCHS et al., 2006) reichte je nach Höhenlage des Einzugsgebietes auf 1.350–1.750 m herab. (ii) Eine weitere Klimaverschlechterung bildete das Egesen-Stadial (~13–12 ka; IVY-OCHS et al., 1996; REITNER et al., 2016). Während dieser Phase konnten Kargletscher noch auf etwa 1.900–2.000 m vorstoßen. Es sind zum Teil mehrere Endmoränenwälle erhalten. Durch die Übersteilung der Hänge infolge glazialer Erosion kam es zur Anlage tiefgreifender Massenbewegungen und Hangzerreißen, wie Zerrgräben vor allem im Bereich westlich des Großsölkstausees zeigen.

Dank

Ich bedanke mich bei ALFRED GRUBER und JÜRGEN REITNER, durch deren sorgfältige Durchsicht das Manuskript stark profitierte.

Literatur

BARSCHE, D. (1983): Blockgletscher-Studien, Zusammenfassung und offene Probleme. – In: POSER, H. & SCHUNKE, E. (Eds.): Mesosformen des Reliefs im heutigen Periglazialraum. – Abhandlungen der Akademie der Wissenschaften in Göttingen, **35**, 133–150, Göttingen.

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.

HERMANN, S.W. & BECKER, L.P. (2003): Gravitational spreading ridges on the crystalline basement of the Eastern Alps (Niedere Tauern mountain range, Austria). – Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **94** (2001), 123–138, Wien.

IVY-OCHS, S., SCHLÜCHTER, C., KUBIK, P., SYNAL, H., BEER, J. & KERSCHNER, H. (1996): The exposure age of an Egesen moraine at Julier Pass, Switzerland, measured with the cosmogenic radionuclides ¹⁰Be, ²⁶Al and ³⁶Cl. – *Eclogae Geologicae Helvetiae*, **89**, 1049–1063, Basel.

IVY-OCHS, S., SCHÄFER, J., KUBIK, P.W., SYNAL, H.-A. & SCHLÜCHTER, C. (2004): Timing of deglaciation on the northern Alpine foreland (Switzerland). – *Eclogae Geologicae Helvetiae*, **97/1**, 47–55, Basel. <http://dx.doi.org/10.1007/s00015-004-1110-0>

IVY-OCHS, S., KERSCHNER, H., KUBIK, P.W. & SCHLÜCHTER, C. (2006): Glacier response in the European Alps to Heinrich Event 1 cooling: the Gschnitz stadial. – *Journal of Quaternary Science*, **21/2**, 115–130, Chichester. <http://dx.doi.org/10.1002/jqs.955>

KELLERER-PIRKLBAUER, A. (2007): Lithology and the distribution of rock glaciers: Niedere Tauern Range, Styria, Austria. – *Zeitschrift für Geomorphologie, Neue Folge*, **51/2**, 17–38, Berlin. <http://dx.doi.org/10.1127/0372-8854/2007/0051S2-0017>

KELLERER-PIRKLBAUER, A., PROSKE, H. & UNTERSWEIG, T. (2004): Darstellung der Talbodenbereiche des steirischen Ennstales. – Bericht, Joanneum Research, 50 S., Graz.

MONEGATO, G., RAVAZZI, C., DONEGANA, M., PINI, R., CALDERONI, G. & WICK, L. (2007): Evidence of a two-fold glacial advance during the last glacial maximum in the Tagliamento end moraine system (eastern Alps). – *Quaternary Research*, **68/2**, 284–302, Cambridge. <http://dx.doi.org/10.1016/j.yqres.2007.07.002>

PENCK, A. & BRÜCKNER, E. (1909): Die Alpen im Eiszeitalter. – 3 Bände, XVI + 1199 S., Leipzig.

REITNER, J.M. (2007): Glacial dynamics at the beginning of Termination I in the Eastern Alps and their stratigraphic implications. – *Quaternary International*, **164/165**, 64–84, Oxford.

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.

VAN HUSEN, D. (1968): Ein Beitrag zur Talgeschichte des Ennstales im Quartär. – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Wien, **18**, 249–286, Wien.

WÖBER, E.M. (1966): Geomorphologie des Talgebietes der Großen Sölk und seiner Gebirgsgruppen in den Niederen Tauern mit besonderer Berücksichtigung der Hochgebirgs-Seen. – Dissertation, Universität Wien, 161 S., Wien.

Bericht 2020 über geologische Aufnahmen im „Ennstaler Phyllitkomplex“ und im Wölz-Komplex auf Blatt 128 Gröbming

EWALD HEJL

(Auswärtiger Mitarbeiter)

Das diesjährige Aufnahmegebiet liegt in der Nordostecke des Kartenblattes, das heißt östlich von Öblarn und nördlich der Linie Walchenbach–Wolfegggraben. Es hat eine Fläche von 29 km² und ist wie folgt umgrenzt: Öblarn – Walchenbach – Wolfegggraben – Starzenalm – östliche Blattgrenze – Schwaigergraben – Gosch – Oberer Bleiberg – Niederöblarn – Moosberg – Öblarn.

Der präquartäre Untergrund ist nur im äußersten Süden des Gebietes, also entlang des Walchenbaches zwischen dem Forsthaus Walchenhof und der Bergkreuzkapelle, dem Wölz-Komplex zuzuordnen. Ansonsten wird der präquartäre Untergrund ausnahmslos durch den „Ennstaler Phyllitkomplex“ gebildet. Die Grenze zwischen beiden Gesteinskomplexen ist entweder deckentektonischer Natur oder zumindest tektonisch überprägt, jedoch infolge lithologischer Konvergenzen und kleinräumiger Verschuppungen abschnittsweise unscharf ausgebildet (FRITSCH, 1953). Die Marmorzüge des Typus Sölk-Gumpeneck kommen ausnahmslos im nördlichen bzw. hangenden Teil des Wölz-Komplexes vor. Sie überschreiten nirgends die Grenze zu den „Ennstaler Phylliten“, können aber auch nicht als feldgeologische Deckenscheider benützt werden, da im Hangenden dieser Marmore fast überall retrograd überprägte Glimmerschiefer des Wölz-Komplexes auftreten. Mit anderen Worten: „Ennstaler Phyllite“ grenzen oft an lithologisch ähnliche, retrograde Wölzer Glimmerschiefer (PEER, 1988; PESTAL et al., 2009: 68). Andererseits kommen grünschieferfazielle Chloritschiefer nur im „Ennstaler Phyllitkomplex“, jedoch nie im Wölz-Komplex vor. Sie sind von retrograden Amphiboliten des letzteren leicht zu unterscheiden. Da sie jedoch nicht häufig genug sind und auch nicht immer bis an die Deckengrenze herantreten, sind sie als feldgeologisches Kriterium zur Kartierung dieser Grenze ungeeignet.

Eines der Hauptprobleme der Kartierung 2020 war daher die möglichst genaue Erfassung der Grenze zwischen dem „Ennstaler Phyllitkomplex“ und dem Wölz-Komplex. Im tektonischen Modell von PESTAL et al. (2009) werden beide Einheiten dem Koralmpe-Wölz-Deckensystem zugeordnet. Demnach wird die Kontaktfläche zwischen beiden Einheiten nicht als Deckengrenze erster Ordnung innerhalb des ostalpinen Deckenstapels betrachtet. In diesem Kontext war auch die tektonische und stratigraphische Zuordnung der bekannten Sulfidlagerstätte in der Walchen zu überprüfen. Sie befindet sich nahe der Grenze zwischen beiden Komplexen.

Der Wölz-Komplex

Er tritt nur im äußersten Süden des diesjährigen Aufnahmegebietes auf, und zwar an der orografisch rechten (nördlichen) Seite des Walchentaales, zwischen der Bergkreuzkapelle im Osten und dem Forsthaus 350 m WNW der Kapelle bei Kote 877 m im Westen. Retrograd überprägte, zum Teil phyllonitische Glimmerschiefer mit etwas reliktiischem Granat sind an mehreren Stellen im Bachbett des Walchenbaches und in dessen unmittelbarer Nähe aufgeschlossen – so zum Beispiel im Umkreis von Kote 877 m (Kapelle) und etwas östlich des „Ghf. zum Bergkreuz“. Weitere gut zugängliche Aufschlüsse befinden sich entlang der Forststraße unterhalb (SW) der Bergkreuzkapelle.

Diese Glimmerschiefer fallen vorwiegend mittelsteil nach Norden ein und werden im Hangenden von deutlich helleren Serizitquarziten und dünnblättrigen Serizitschiefern überlagert. In letzteren befinden sich die sulfidischen Erzlager der Lagerstätte Walchen. Diese und ihre Begleitgesteine bilden hier das Liegendste des „Ennstaler Phyllitkomplexes“. Die Deckengrenze zum unterlagernden Wölz-Komplex entspricht zumeist der lithologisch markanten