

Gasen-Decke

Die mittelflach bis steil stehende Schieferung in der Gasen-Decke fällt hauptsächlich nach SW. Die Streckungslineare fallen dabei ebenso wie die Faltenachsen von SW bis SE. Die Mehrheit der Faltenachsen fällt gegen SW, wohingegen sich die Faltenachsen einer überprägenden Verfaltung sowohl gegen NW als auch SE richten.

Zusammenfassung

Allgemein lässt sich in den bearbeiteten Decken eine gegen SW gerichtete, flache bis mittelsteile Hauptschieferung ausmachen. Je nach Verfaltung kommen immer wieder gegen NW sowie SE einfallende Schieferungsflächen vor.

Die Streckungslineare in der Stuhleck-Kirchberg-Decke sowie in der Rabenwald-Decke streichen hauptsächlich N–S. Eine Faltung mit N–S gerichteten Achsen wird von einer E–W gerichteten Verfaltung überprägt.

Im Hangenden der oben genannten Decken weisen alle Decken hauptsächlich gegen SW streichende Streckungslineare auf. Diese Streckungslineare fallen sehr gut mit den ebenfalls SW gerichteten Faltenachsen der ersten Verfaltung zusammen. Die sekundäre, überprägende, offene Verfaltung verläuft in allen diesen Decken allgemein NW–SE.

Das Strukturinventar in der Stuhleck-Kirchberg-Decke und der Rabenwald-Decke ist sehr ähnlich jenem in den überlagernden Decken, allerdings weisen die vergleichbaren Streckungslineare sowie Faltenachsen eine um ca. 45° unterschiedliche Orientierung auf. Unter der Annahme, dass die Strukturen ursprünglich mit gleicher Orientierung angelegt wurden, müsste eine Verstellung nach der Bildung der zweiten Faltungsphase stattgefunden haben.

Die Begrenzung der strukturellen Domänen fällt mit einer spröden N–S verlaufenden Störung im Bereich des Feistritztales zusammen.

Blatt 154 Rauris

Bericht 2013 über geologische Aufnahmen im Quartär in den Gebieten Leidalm, Schloßalm und Lafental auf Blatt 154 Rauris

MATHIAS BICHLER

Die letzte publizierte Kartierung der quartären Phänomene und Sedimente im Gemeindegebiet Bad Gastein auf Blatt 154 Rauris geht auf EXNER (Geologische Karte der Umgebung von Gastein 1:50.000, Geol. B.-A., 1956) bzw. EXNER 1957 (Erläuterungen zur Geologischen Karte der Umgebung von Gastein 1:50.000, Geol. B.-A., 1957) zurück. Im Zuge der geologischen Aufnahme für Blatt Rauris wurde dieses Gebiet unter Zuhilfenahme einer hochauflösenden Laserscan-Topografie des Landes Salzburg und unter Berücksichtigung moderner stratigrafischer Erkenntnisse neu kartiert. Das Hauptaugenmerk lag hierbei einerseits auf der Erfassung und stratigrafischen Klassifikation von Gletscherständen sowie andererseits auf der Neukartierung von großen, bisher undifferenzierten Quartär- und Massenbewegungsflächen. Vor allem die Massenbewegungen waren hinsichtlich ihrer Dimension, ihrer Struktur und Lithologie sowie ihrem Versagens-Mechanismus zu erfassen. Darüber hinaus galt es ihre chronologischen Beziehungen zu den Moränen der verschiedenen Gletscherstände zu charakterisieren. Die Arbeit profitierte dabei von sehr hilfreichen Hinweisen zur glazialen Ausdehnung während des Hoch- und Spätglazials sowie einer detaillierten Karte spätglazialer Moränenstände aus der Dissertation von Dr. Kurt JAKSCH (Die eiszeitliche und nacheiszeitliche Vergletscherung des Gasteiner Tales, Diss. Univ. Innsbruck, 1956), die dieser der Geologischen Bundesanstalt freundlicherweise zukommen ließ.

Allgemeine Hinweise zur Kartierung

Neben dem Hauptaugenmerk auf die quartären Ablagerungen wurde auch versucht die Festgesteinsgeologie mit zu kartieren. Hierbei wurde unter Einbeziehung schon vorhandener Kartierungen (EXNER, 1956 bzw. Manuskriptkarte von MATURA, Dissertationskartierung Türchlwand – Kramkogel, Gebiet im Rauristal 1:10.000, 1961–1963, Wien, 1963) versucht, die grundsätzlichen Lithologien zu unterscheiden. Kleinsträumige Einschaltungen, wie z.B. Serpentin und Amphibolit-Vorkommen in Prasinit, wurden zur Vereinfachung als Prasinit kartiert. Komplexe Abfolgen, wie z.B. im Bereich der oberen Rockfeldalm wurden auf der Karte nicht ausgeschieden.

Hinweise zur Kartierung des Quartärs

Die Gliederung der glazialen Ablagerungen erfolgt chronologisch. Es wurde zwischen hochglazialen und spätglazialen Ablagerungen unterschieden. Aufgrund der Präsenz mehrerer Seiten- und Endmoränen des Gschnitz- bzw. des Egesen-Stadials wurde versucht, die verschiedenen ehemaligen spätglazialen Gletscherausdehnungen zu rekonstruieren und auch die entsprechenden spätglazialen Grundmoränen-Bereiche (farblich) abzugrenzen. Die Rekonstruktion der glazialen Ausdehnung erfolgte durch gedankliches „Fortzeichnen“ einer jeweiligen glazialen Zunge mit einem typischen Gradienten und unter Berücksichtigung der unterliegenden Topografie. Wo es möglich war, wurde versucht, die historische ELA (Equilibrium Line Altitude; Deutsch: Schneegrenze) mit Hilfe der Methode Lichtenecker (auch Methode MELM genannt) zu bestimmen und mit benachbarten Gebieten zu vergleichen. Bei dieser sehr einfachen Methode bestimmt der Ansatzpunkt der höchsten Seitenmoräne die Schneegrenze (LICHTENECKER, Die gegenwärtige und die eiszeitliche Schneegrenze in den Ostalpen. – Verhandlungen der III Internationalen Quartär-Konferenz, Vienna, September 1936, INQUA, Geologische Landesanstalt, 1938).

Holozäne Gletscherausdehnungen sind aufgrund der Höhenlage des Gebietes nicht zu erwarten. So lag die Schneegrenze während der Kleinen Eiszeit im westlich benachbarten Hüttwinktal zwischen 2.500–2.600 m (BICHLER & REINDL, Landscape evolution north of the Sonnblick (Salzburg) during the Alpine Lateglacial, Masterarbeit Univ. Wien, 2013) und damit im Gipfelbereich der höchsten Erhebung (Türchlwand mit 2.577 m) des Kartierungsgebietes.

Weiteres Hauptaugenmerk wurde auf relative Abfolgen von glazialen Ablagerungen und Massenbewegungen gelegt. In diesem Bericht wird versucht, auf diese Überlagerungsabfolgen vermehrt einzugehen.

Die Lithofazies der vorgefundenen Sedimente wurde entsprechend der gängigen Codes nach KELLER (Lithofazies-Codes für die Klassifikation von Lockergesteinen. Mitteilungen der Schweizerischen Gesellschaft für Boden- und Felsmechanik, 1996) klassifiziert.

Besonderheiten der Verwitterung

Aufgrund der Bedeutsamkeit der Klassifizierung des Rundungsgrades von Geschieben für glaziale Rekonstruktionen, vor allem die Transportweite betreffend, wird hiermit auf die vergleichsweise hohe Erodierbarkeit des Kalkglimmerschiefers hingewiesen. Dieser kommt im gesamten Arbeitsgebiet vor und zeigt teilweise schon in inaktiven Schutthalden einen bemerkenswerten Rundungsgrad.

Leidalm

Das Leidalmbachtal ist ein gegen Nordost verlaufendes Seitental des Gasteiner Tales. Morphologisch wird es von einem markanten Kammbereich mit mehreren Gipfeln eingerahmt. Der nördliche Kamm verläuft zwischen Guggenstein (1.979 m) und Hundskopf (2.404 m), weiter nach Süden über den Gamskogel (2.436 m), die Schmugglerscharte, den Kirchleitenkogel (2.419 m) bis zur Türchlwand (2.577 m), der höchsten Erhebung im gesamten Kartierungsgebiet. Die Grenze zur südlich anschließenden Schlossalm bildet ein weiterer Kammbereich zwischen Siebenspitz (Vorgipfel Türchlwand), Hohe Scharte (2.287 m), Kleine Scharte und Hirschkarispitz.

Die vorherrschende Lithologie im Kammbereich ist Kalkglimmerschiefer, während im Mooskarl und daran angrenzenden Bereichen in mittleren Höhen, mit N–S streichendem Kontakt zu Kalkglimmerschiefer, Prasinit dominiert. Der nordöstlichste Bereich an der Ostseite des Guggensteins wird aus dunklen Phylliten mit Quarzit-Einschaltungen aufgebaut. Kalkglimmerschiefer und Prasinit fallen flach bis mittelsteil nach WNW ein. Messungen des anstehenden Kalkglimmerschiefers und Prasinit ergeben durchgehend Werte zwischen 240/20 und 300/50 bzw. 270/40 bis 300/10. Der anstehende Schwarzphyllit fällt konsistent flach nach WSW ein mit Werten zwischen 225/20 und 240/30.

Morphologisch auffällig sind SW–NO streichende Festgesteinsrippen von Kalkglimmerschiefer und Prasinit.

Glaziale Ablagerungen

Hochglazial

Der gesamte Bereich unter ca. 1.900–1.800 m, rund um Mooskarl, Maurauchalm, Fundner-Heimalm und Hoch-

steingut, ist großflächig mit hochglazialer Grundmoräne bzw. Moränenstreu bedeckt. Wohingegen in den oberen Bereichen aufgrund von Steilheit oder sekundärer Überprägung keine hochglaziale Grundmoränen-Bedeckung angetroffen wurde. Die Grundmoränenablagerungen sind als matrixgestützte und massive (= ungeschichtete) Diamikte (Dmm entsprechend den gängigen Lithofazies-Codes) zu klassifizieren. Sie weisen eine sandige-schluffige Matrix auf. Aufgrund der Lithologie der Komponenten können zwei lokale Geschiebespektren unterschieden werden. Die Grundmoräne des nördlichen Teiles (Fundner-Heimalm, Hochsteingut und davon aus talwärts) ist leicht überkonsolidiert und enthält eine ausgewogene Mischung aus sub-angularen bis angerundeten Prasiniten und gerundeten bis sehr gerundeten Kalkglimmerschiefen. Im südlichen Abschnitt (Mooskarl, Maurauchalm und davon aus talwärts) ist der Diamikt überkonsolidiert und zeigt ein monomikt Klastenspektrum bestehend aus schlecht gerundeten, meist noch angularen Prasinit-Geschieben. Hervorzuheben ist die Tatsache, dass alle vorgefundenen hochglazialen, sowie auch spätglazialen Ablagerungen das lokale Geschiebespektrum des Einzugsgebietes aufweisen. Zentralgneise, welche einen Einfluss des Hauptgletschers aus dem Gasteiner Tal anzeigen würden, wurden entgegen der Darstellung von EXNER (1956) und JAKSCH (1956) selbst in den untersten Bereichen des Leidalmbaches nicht gefunden.

Gschnitz

Ein markanter, mehrere Dekameter hoher linker Seitenmoränenwall zieht auf der orografisch linken Seite des Leidalmbaches von der Brandner-Hochalm (ca. 1.600 m) runter bis zur Fundner-Heimalm (ca. 1.400 m). Das Pendant dazu bilden zwei parallele kleinere rechte Seitenmoränenwälle auf der gegenüberliegenden Talseite. Der interne Aufbau entspricht einem Dmm mit feinsandiger Matrix und angerundeten bis gerundeten Kalkglimmerschiefen, Prasinit und Serpentin-Komponenten. Aufgrund der Höhenlage handelt es sich hierbei um einen stabilen Stand, der entsprechend der Größenordnung und dem morphologischen Erscheinungsbild am wahrscheinlichsten dem Gschnitz-Stage zuzuordnen ist. Die Rekonstruktion der Gesamtausdehnung ist nicht einfach, da beide Seitenmoränen abrupt aufgrund des steiler werdenden Geländes abreißen. Eine erste Abschätzung der Ausdehnung lässt das Zungenende in ca. 1.100 m vermuten. Da die Seitenmoränen hier nur ansatzweise erhalten ist kann die Methode Lichtenecker nicht für die Abschätzung der Schneegrenze herangezogen werden.

Weiters sind im Bereich der Maurauchalm Seitenmoränenwälle und ein Endmoränenwall der Gschnitz-zeitlichen Ausdehnung eines, wahrscheinlich westlich von der Hirschkarispitze kommenden Kargletschers erhalten. Diese Herkunft spiegelt sich auch in dem internen Aufbau wider. Der, die Wälle aufbauende Dmm, beinhaltet ausschließlich Prasinitgeschiebe mit einer Größe von bis zu vier m³. Offensichtlich war die Ausdehnung dieses kleineren Gletschers zu gering, um sich mit dem Hauptgletscher, welcher das Eis des gesamten restlichen Einzugsgebietes aufnahm, zu vereinigen.

Flache Bereiche mit Vernässungen sowie überschiffene Felsrücken unterhalb des Kammes zwischen Hirschkarispitz und Kirchleitenkogel weisen auf eine glaziale Über-

prägung dieses Bereiches durch einen Kargletscher hin. Mehrere Seitenmoränen sowie Endmoränen sind in diesem Bereich vorhanden und stammen von Gletschern der jeweils oberhalb liegenden Kare. Die Wälle sind max. zwei bis drei Meter hoch und lassen mehrere relativ kleine Zungenbereiche vermuten. Die manchmal teils eindeutig, teils nur in Ansätzen erkennbaren, zwei bis drei parallelen Wälle pro Zunge sind meist schon sehr abgerundet. Intern spiegeln diese Wälle eine typische Seitenmoränenfazies wider. Letztere kann als Dmm mit feinsandiger Matrix und bis zu 50 cm im Durchmesser großen angularen bis angerundeten Komponenten angesprochen werden. Die Komponenten setzen sich aus dem Aufbau des jeweiligen Herkunftskars der einzelnen Zungen zusammen (Kalkglimmerschiefer und/oder Prasinit). Aufgrund der Höhenlage und der typischen multiplen Wallstrukturen handelt es sich hierbei sehr wahrscheinlich um Ablagerungen des Egesen-Stadials. Allerdings würde eine korrespondierende Schneegrenze nach der Methode Lichtenecker bei ca. 2.100 m liegen. Diese wäre bei gleicher Exposition um 150 m niedriger als die Egesen-Schneegrenze im benachbarten Hüttwinkital (BICHLER & REINDL, 2013). Hierfür könnte einerseits die Erniedrigung des Ansatzpunktes der Seitenmoräne durch Überprägung der oberen Bereiche durch Massenbewegungen, oder andererseits sehr lokale Unterschiede (Niederschlag, Topografie) der Täler verantwortlich sein. Eingeschaltet zwischen den Egesen-Moränen befinden sich zahlreiche Blockgletscherablagerungen und anstehende, mit Grundmoräne bedeckte Kalkglimmerschieferrippen. Interessanterweise bildeten sich diese Blockgletscher, mit einer Ausnahme (nördlich Hirschkarispitz im Prasinit), nur an den Hangfußbereichen von anstehendem Kalkglimmerschiefer aus und zeigen meistens ihre typische Rampen- und Wulst-Geometrie. Zum großen Teil kann die Lithofazies als SCc (Scree, clast-supported; Deutsch: Schutt, korngestützt) beschrieben werden. Die Kalkglimmerschiefer-Komponenten weisen Durchmesser von bis zu 2 m auf. Durch die oben erwähnte gute Erodierbarkeit des Kalkglimmerschiefers sind manche ursprünglich sehr angularen Blöcke angerundet, und der durch die Erosion abgelagerte Sand zwischen den einzelnen Blöcken erweckt den Eindruck einer sandigen Matrix. Wahrscheinlich sind einige Blockgletscher auch aus dem supraglazialen Schutt von sehr schuttbedeckten Gletschern (debris covered glaciers) oder aus sehr schuttreichen Moränenwällen hervorgegangen, und so ist die Abgrenzung Moränenwall und Blockgletscherwall nicht sehr einfach. Auch die Sedimentfazies ist an wenigen Übergängen von Moräne zu Blockgletscher nicht eindeutig und ist am ehesten als Dcm (Diamict, clast-supported, massive; Deutsch: Diamikt, korngestützt, massiv) oder Dmm mit hauptsächlich großen Blöcken in sandig-kiesiger Matrix zu bezeichnen. Zwei kleinere Moränenwälle gleich nördlich der hohen Scharte, bestehend aus Dmm mit schluffig-sandiger Matrix und angerundeten Kalkglimmerschiefer und sub-angularen Prasinit-Komponenten, passen auf Grund ihrer Höhenlage (um 2.200 m) nicht zu den oben erwähnten Ausdehnungen. Sehr wahrscheinlich handelt es sich hierbei um einen stabilen jüngeren Rückzugsstand des Egesen-Stadials. Die Egesen-zeitliche glaziale Ausdehnung reichte bis in eine Seehöhe von ca. 1.900 m hinab. Die von EXNER (1956) und JAKSCH (1956) kartierten Moränen am Fuß des Hauptkamms sind allesamt Blockgletscherwälle.

Daher kann eine jüngere Vergletscherung, als die während des Egesen, ausgeschlossen werden.

Massenbewegungen

Die heutige Morphologie des gesamten Leidalmgebietes ist stark durch klein- und großräumige Massenbewegungen beeinflusst. Zahlreiche Zerrspalten und Bergzerreißen im Festgestein zeugen von dem möglichen Potenzial zu gleitendem und sackendem Talzusub und Felsstürzen. Aus Messungen der sub-vertikalen Kluftsysteme ergeben sich zwei bevorzugte Richtungen. Die dominante Haupttrichtung streicht NW-SO bis N-S und eine zweite Haupttrichtung streicht W-O. Die Massenbewegungen sind größtenteils mit dem N-S streichenden Kluftsystem verknüpft. Ein schichtgebundener Versagensmechanismus kann so gut wie ausgeschlossen werden, da die Schichten aller Hauptlithologien konsistent flach bis mittelsteil nach Westen und daher in den Hang einfallen (siehe Kapitel Leidalm) und somit eigentlich eine hangstabilisierende Funktion erfüllen. Dadurch kommt es im Bereich der Leidalm zu einer Instabilität (gekennzeichnet durch Doppelgrate, Zerrspalten und Bergzerreißen) der N-S streichenden Grate, währenddessen die O-W streichenden Grate im Vergleich dazu relativ stabil erscheinen.

Westteil Leidalm

Der obere Bereich der Leidalm (westlich und südwestlich der Brandner-Hochalm) kann in drei große Teile (Süden, Mitte und Norden) unterteilt werden.

Im südlichen Teil unterhalb des Siebenspitz und des Kirchleitenkogels überlagern zwei abtrennbare Sackungen mit jeweils charakteristischem vorgewölbtem Hangfuß die oben erwähnten Ablagerungen. Diese Sackungen werden wiederum von einer Kalkglimmerschiefer-Massenbewegung überlagert.

Die mittleren und nördlichen Teile wirken auf den ersten Blick wie eine zusammenhängende großräumige über wenige 10er Meter bewegte Sackung. Bei genauerer Betrachtung ist der Intern-Aufbau jedoch um einiges komplexer. So ist der mittlere Teil durch einen hangparallelen 50 m hohen Kalkglimmerschiefer-Riedel unterteilt. Der mittlere obere Bereich wirkt relativ stabil, weist jedoch Zerrspalten und antithetische Brüche auf. Der mittlere untere Bereich zeigt breitere Zerrspalten und besteht aus einer ca. 12 ha großen Rutschungsmasse, die im untersten Teil eine spätglaziale Grundmoräne überfährt. Durch diese Rutschung entstand eine 20 m hohe Geländekante zum nördlichen Teil, die eine markante morphologische Grenze zwischen diesen beiden Teilen darstellt. Sie stellt hier neben den allfälligen kleineren Felsstürzen eine der jüngsten größeren Massenbewegungen dar.

Der nördliche Bereich ist durch bis zu einige Meter breite Zerrspalten und antithetische Brüche gekennzeichnet, die den gesamten Körper von N nach S durchschneiden. Große Teile sind zusätzlich von kleineren Felsstürzen aus dem angrenzenden Kambereich überprägt. Der untere Teil dieses Bereiches ist gravitativ in Form einer Rutschung bewegt und überlagert den obersten Teil der linken Gschnitz Seitenmoräne bei der Brandner-Hochalm.

Ostteil Leidalm

Alle Bereiche mit Grundmoränenbedeckung sind von seichtgründigen Rutschungen sowie tiefgreifenden Sackungen betroffen. So werden z.B. die Gschnitz-Seitenmoränen auf beiden Talseiten von kleineren Rutschungen unterbrochen. Im nordöstlichsten Teil wird die hochglaziale Grundmoräne von einem ca. 20 ha großen Talzuschub aus schwarzem Phyllit überlagert.

Die wichtigste und größte Massenbewegung im Kartierungsgebiet ist sicherlich der Prasinit Bergsturz im Bereich Aeroplanstadl. Die halbmondförmige Abrissnische befindet sich nordöstlich knapp unter dem Gipfel des Hirschkarspitz im stark zerklüfteten anstehenden Prasinit. Die bewegte Masse besteht aus bis zu hausgroßen Blöcken und reicht bis knapp oberhalb des Hangfußbereiches bei der Brandner Haltestelle und Maurach (auf Blatt 155 Bad Gastein) hinab. Messungen von tiefreichenden sub-vertikalen Kluftsystemen im Abrissbereich im stark verfallenen Prasinit (Kluftflächen: 066/70; 080/70; 070/80) spiegeln die allgemeine N-S streichende Kluflaupttrichtung wider. Die Faltenachsen der manchmal isoklinalen Verfaltung fallen mittelsteil nach S ein (Faltenachse: 177/31; Axialebene: 150/32) und könnten dadurch die nach W einfallenden Schieferung rotieren. Dadurch würde auch die Möglichkeit eines schichtgebundenen Versagensmechanismus des Hanges durch die nunmehr nach O (in Richtung Tal) einfallende Schieferung bestehen. Anhand der Geländesituation, die einen sehr massigen Prasinit offenbart, kann mit ziemlicher Sicherheit aber nur das oben erwähnte Kluftsystem für das Hangversagen verantwortlich sein. Interne Wallstrukturen östlich des Aeroplanstadls lassen auf eine dynamische sturzstromartige Kinematik schließen.

Vor allem der nördlich angrenzende Bereich mit hochglazialer Grundmoränen-Bedeckung rutscht quer zum Hang in Richtung Bergsturzablagerung und erzeugt im Feld eine markante, bis zu ca. 20 m hohe Abrisskante. Manche Bergsturz-Blöcke werden am Rand sehr dünn von Grundmoräne überlagert, was darauf schließen lässt, dass die Grundmoränen-Rutschungen nach dem Bergsturz erfolgten. Hauptsächlich dürfte das nach dem Bergsturz fehlende randliche Widerlager dafür verantwortlich gewesen sein.

Schloßalm

Das Gebiet der Schloßalm ist quartärgeologisch schwierig zu erfassen, da die ursprüngliche Morphologie aufgrund des Skigebietes sehr stark durch anthropogene Nutzung verändert wurde. Mehrere Speicherseen, Lawinnenverbauungen und die allgegenwärtige Skipiste zeugen von intensiver Bautätigkeit. Die wichtigsten Wallstrukturen zur Rekonstruktion einer spätglazialen Ausdehnung sind jedoch noch zu erkennen und decken sich mit den Beobachtungen von EXNER (1956) und JAKSCH (1956). Die Schloßalm wird gegen Süden hin zum Lafental durch einen Kamm begrenzt, der sich vom Siebenspitz im Westen über den Lungkogel (2.327 m) bis zum Ochsenriedel im Osten zieht. Die Festgesteinsgeologie ist mit der Leidalm sehr vergleichbar. Auch hier befindet sich zwischen 1.900 und 2.100 m der N-S streichende Kontakt zwischen Kalkglimmerschiefer im Kambereich und Prasinit, der den gesamten unteren Teil aufbaut. Richtung Gasteiner Tal im Bereich Kaserebenwald wird der Prasinit ohne aufgeschlossenen Kontakt durch schwarzen Phyllit ersetzt. Das Einfallen

der Schichtung bzw. Schieferung der Hauptlithologien ist gleichbleibend flach bis mittelsteil nach W und kann als gleichbleibend zur Leidalm angesehen werden.

Glaziale Ablagerungen

Hochglazial

Wie auch die Leidalm, sind die tieferen Bereiche der Schloßalm ab ca. 1.700–1.600 m großflächig mit hochglazialer Grundmoräne oder Moränenstreu bedeckt. Die Grundmoräne ist teilweise überkonsolidiert und als Dmm mit sandig-schluffiger Matrix zu klassifizieren. Im unteren Bereich beinhaltet diese ein rein monomiktes Spektrum mit sub-angularen bis angularen Prasinitgeschieben. In den oberen Bereichen Richtung Schloß-Hochalm und möglichem Gschnitz-Endstand nimmt der Anteil an sub-angularen bis angerundeten Kalkglimmerschiefer-Komponenten und an untergeordneten Schwarzphyllit-Komponenten kontinuierlich zu. Dazu gegensätzlich nimmt die maximale Größe der Komponenten von Blockgröße bis Steingröße kontinuierlich ab. Die von JACKSCH (1956) kartierten Zentralgneis-Erratika auf 1.420 m Seehöhe wurden nicht gefunden. Ebenso wurde in den tieferen Bereichen in Bacheinschnitten kein Zentralgneis angetroffen.

Gschnitz

Östlich der Schloß-Hochalm sind sowohl eine orografisch linke, als auch eine orografisch rechte Seitenmoräne einer größeren Gletscherausdehnung erhalten. Vor allem der rechte Wall ist aufgrund des Straßen- und Pistenbaus kaum noch zu erkennen. Jedoch liefert die Sedimentologie der schwach wahrnehmbaren Anlagerung an den südlichen Hang den Beweis für einen ehemaligen Seitenmoränenwall. Der linke Wall ist noch besser erkennbar und hebt sich morphologisch als nunmehr hinterfüllte 20 bis 30 m hohe Stufe vom steilen nördlichen, aus substanstehenden Prasinit bestehenden Hang ab. Beide Wälle bestehen aus Dmm mit feinsandiger Matrix und sub-angularen bis angerundeten, maximal blockgroßen Komponenten (Kalkglimmerschiefer, Schwarzphyllit, Amphibolit, Prasinit). Aufgrund ihrer Höhenlage und des hohen orografisch linken Walls sind diese vorgefundenen glazialen Ablagerungen sehr wahrscheinlich mit einem stabilen Gschnitz-zeitlichen Stand zu korrelieren. Eine aufgrund der zuvor erwähnten Geländedaten rekonstruierte ehemalige Gletschergeometrie lässt einen Endstand in ca. 1.590 m Seehöhe als plausibel erscheinen. Eine Abschätzung der Schneegrenze mit Hilfe der Methode Lichtenecker ergibt ca. 1.850 m.

Anzeichen für einen jüngeren Gletscherstand im Sinne einer Egesen-zeitlichen Gletscherausdehnung konnten nicht gefunden werden. Die von früheren kartierenden Geologen gefundenen möglichen holozänen Moränenwälle westlich der Hamburger Hütte sind Blockgletscherablagerungen (siehe Kapitel Blockgletscher). Interessant ist eine Wallform, die von der hohen Scharte bis zur Hamburger Hütte zieht. Dies ist sicher aufgrund der Nähe zum Kambereich kein Moränenwall, aber auch hier ist die Interpretation aufgrund der massiven anthropogenen Überprägung sehr schwierig. Am ehesten handelt es sich hierbei um einen anstehenden Kalkglimmerschieferriedel mit Moränenstreu-Bedeckung.

Blockgletscher

EXNER (1956) und JAKSCH (1956) kartierten im Bereich hinter der heutigen Liftstation westlich der Hamburger Hütte mehrere Moränenwälle. Diese sind jedoch eindeutig Blockgletscherwälle und daher kein Ausdruck einer jungen Gletscherausdehnung. Die Blockgletscherablagerungen bestehen aus mehreren morphologisch typischen vorgewölbten halbmondförmigen Wulstformen und dahinterliegenden flachen Rampen. Der interne Aufbau ist typisch für Blockgletscher und ist als SSC (Scree with sand matrix; Deutsch: Schutt mit Sandmatrix) mit meist angularen, teilweise angerundeten blockgroßen Kalkglimmerschiefer-Komponenten anzusprechen. Der Bau von den großen Lawinenbrechern erfolgte wahrscheinlich in die vorgegebene Morphologie der Blockgletscherablagerung.

Massenbewegungen

Im gesamten Schloßalmgebiet gibt es keine nennenswerten Massenbewegungsablagerungen. Der gesamte Kammbereich aus Kalkglimmerschiefer ist stark multipel zerklüftet und als subanstehend auszuscheiden. Sowie auch der gesamte Bereich zwischen kleiner Scharte, Hofgasteiner Haus und Haitzingalm als glazial geschliffener stark geklüfteter subanstehender Prasinitkörper anzusprechen ist.

Lafental

Das Lafental ist ein Ost-West streichendes Seitental des Angertales. Es schließt im Süden an das Schloßalmgebiet an. Die Begrenzung zu letzterem bildet der im Kapitel Schloßalm beschriebene Kamm. Dieser Kamm zeigt noch die gleiche Festgesteinsgeologie wie die Schloßalm. Im Westen zum Hüttwinkltal wird die Grenze durch Rührkübel (2.482 m), Stanzscharte (2.102 m) bis Kalkbretterkopf (2.412 m) beschrieben. Die westliche nördliche Talflanke besteht aus den Teilgebieten Lafenmähder und Rockfeldalm und ist sehr steil. Diese zwei Teilgebiete zeigen aufgrund dieser Steilheit keine quartären Ablagerungen und werden deswegen auch nicht weiter besprochen. Hinzu kommt die sehr komplexe Festgesteinslithologie des gesamten Lafentales. Der untere Teil des Tales (Kaserebenwald, Brandachwald, Karteisenwald) besteht zum größten Teil aus Schwarzphyllit mit konstantem flachen bis mittelsteilen Schichteinfallen nach NW. Richtung taleinwärts häufen sich Einschaltungen von Hellglimmer führenden Schiefen, Quarzit und Karbonatquarzit. Die orografisch linke obere Talseite (nordwestliche Talflanke, Rockfeldalm) besteht aus einer komplizierten Wechselfolge von Kalkglimmerschiefer, Prasinit, Schwarzphyllit, Serpentin, Quarzit und Karbonatquarzit. Östlich des Rührkübels zieht sich diese Abfolge fort. Es wird dafür auf die Kartierung von MATURA 1963 (Dissertationskartierung Türchlwand – Kramkogel, Gebiet im Rauristal 1:10.000, 1961–1963, Archiv GBA) verwiesen, welche den komplexen Gebirgsbau sehr gut widerspiegelt. Der Hangbereich unter dem Kalkbretterkopf und nördlich des Schwalbenkars (Gadauner Hochalm) wird hauptsächlich aus Wechselfolgen von Schwarzphyllit und Marmor aufgebaut. Messungen an einigen Marmorauflüssen zeigen kein konsistentes Einfallen der Schieferung. Sehr wahrscheinlich ist der Schwarzphyllit/Marmor Körper stark verfault und boudiniert.

Glaziale Ablagerungen

Hochglazial

Große Bereiche des Lafentales sind mit hochglazialer Grundmoräne oder Moränenstreu bedeckt. Die oftmals nur wenige Dezimeter dicke Bedeckung in den Gebieten Karteisenwald, Kaserebenwald, Brandachwald und Gadauner Hochalm lässt manchmal den Blick auf die komplexe unterliegende Lithologie zu. Mächtiger Grundmoräne ist typischerweise überkonsolidiert und liegt als Dmm vor. Das Geschiebe spiegelt überall ein lokales Spektrum wider und setzt sich aus der jeweiligen Untergrundlithologie sowie den Lithologien des darüber liegenden Kammbereiches zusammen. Anzeichen für eine spätglaziale Vergletscherung in Form von Moränenwällen wurden in diesen Gebieten nicht gefunden, daher wurden auch aufgrund der Höhenlage mögliche spätglaziale bedeckte Bereiche mit der hochglazialen Signatur ausgeschlossen. Der von EXNER (1956) eingezeichnete erratische Zentralgneisblock im Karteisenwald wurde selbst nach intensiver Suche nicht gefunden.

Gschnitz

Der südlichste Teil des Gebietes, das Schwalbenkar, wurde sicher aufgrund seiner Höhenlage (ca. 2.300 bis 1.900 m) und seiner ostgerichteten Exposition zuletzt während spätglazialer Stadiale durch glaziale Erosion geformt. Jedoch sind keine Wallstrukturen oder Sedimentkörper erhalten. Nordöstlich des Schwalbenkars befindet sich ein weiteres namentlich nicht bekanntes Kar, das bei einer Höhe von ca. 2.050 m beginnt. Dieses SW–NO streichende Kar zeigt im unteren Teil jeweils an der orografisch linken und rechten Seite, ein bis zwei Meter hohe, 50 bis 60 Meter breite Sedimentkörper mit ansatzweiser Kammform. Der interne Aufbau offenbart eine Dmm-Fazies mit feinsandiger Matrix und angularen bis sub-angularen, max. 50 cm großen Komponenten. Die Komponenten setzten sich aus Schwarzphyllit mit Hellglimmer-Einschaltungen und untergeordnet Marmor und Quarzit zusammen. Aufgrund der Höhenlage der Ablagerungen und der Mächtigkeit der Sedimentkörper kann diese Situation sehr plausibel einer Gschnitz-zeitlichen Ausdehnung zugeordnet werden. Letztere würde demnach in diesem kleinen und niedrigen Kar eine Seehöhe von ca. 1.800 m erreicht haben.

Interstadiale Hangbrekzie

Die von EXNER (1956) kartierte „Interstadiale Gehängebrekzie“ entlang der unteren orografisch linken Seite des Lafentales konnte nicht anstehend angetroffen werden. Lediglich ein Bachaufschluss an der Straße oberhalb des Hofes Schockgüter zeigte wenige Komponenten einer typischen Hangbrekzie.

Egesen

Hinweise auf eine jüngere spätglaziale Vergletscherung finden sich auf der orografisch rechten Seite des Rührkübelkars in Form eines ca. 400 m langen, 2–3 m hohen, leicht mäandrierenden Walls mit einem ausgeprägten Kamm. Etwas oberhalb befindet sich ein zweiter kleinerer, ähnlicher Wall auf der orografisch rechten Seite. Die typische Morphologie lässt auf Seitenmoränenwälle schließen. Die Sedimentfazies des Wälle und auch der umliegenden Grundmoränenbedeckung ist als Dmm, manchmal Dcm mit sandiger Matrix und maximal blockgroßen angularen bis

sub-angularen, sehr selten angerundeten Schwarzphyllit- und Prasinit-Komponenten anzusprechen. Aufgrund dieser Sedimentfazies, der typischen Morphologie und der Höhenlage (ca. 2.200 m) ist es sehr plausibel, den vorgefundenen Wall als Egesen-zeitliche Seitenmoräne auszuscheiden. Eine mögliche rekonstruierte Ausdehnung erreichte eine Höhe von ca. 2.090 m. Die rekonstruierte Schneegrenze nach Methode Lichtenecker würde bei ca. 2.230 m liegen und sehr gut mit der im Feld bestimmten und berechneten Schneegrenze der maximalen Egesen-Ausdehnung des Goldbergkees im benachbarten Hüttwinklital (auch 2.230 m) korrelieren (BICHLER & REINDL, 2013). Im oberen Bereich des Rührkübelkars sind auffällige 3 bis 4 Tal-parallele Sedimentkörper anzutreffen. Die Sedimentfazies ist gleich wie die oben erwähnte Sedimentfazies der Seitenmoräne mit zusätzlichen Kalkglimmerschiefer-Komponenten anzusprechen. Sehr wahrscheinlich handelt es sich hierbei um subglaziale Ablagerungsformen (Flutes).

Massenbewegungen

Im westlichen oberen Talbereich sind die wenigen kleinräumigen Massenbewegungen an SO–NW streichenden Bergerzreißungen und Zerrspalten am Kamm von Lungkogel bis Türchlwand und an S–N streichende Bergerzreißungen und Zerrspalten am Kamm südlich des Rührkübels gebunden. Erwähnenswert ist eine ca. 2 ha große Ablagerung von Felssturz- bzw. Gleitmasse aus Kalkglimmerschiefer, die sich von der Abrissnische direkt südlich des Lungkogels bis zur Rockfeldalm (Hütte) erstreckt und hochglaziale Grundmoräne überlagert.

ziale Grundmoräne überlagert. Ebenso interessant ist eine kleinräumige isolierte Talzuschubsmasse, bestehend aus Schwarzphyllit-Blöcken im hintersten Talboden-Bereich. Diese Masse stammt vermutlich aufgrund ihrer Schwarzphyllit-Komponenten aus den westlichen steilen Hängen der Rockfeldalm (Gebiet). Die Vermischung von dünner Grundmoränenbedeckung und Massenbewegungsablagerung an den Rändern lässt Spekulationen über das relative Alter der Bewegung offen. Entweder sind die randlichen Bereiche stark erodiert und erwecken den Eindruck einer Grundmoränenbedeckung, oder die Massenbewegung wurde von einem Gletscher überfahren. Ob diese mögliche Überprägung im Hochglazial erfolgte, ist ebenfalls nicht sicher, da theoretisch der hinterste Talbereich zumindest im Gschnitz vergletschert gewesen sein könnte. Am wahrscheinlichsten ist jedoch die Vorstellung, dass es sich hierbei um einen Talzuschub nach dem Hochglazial handelt. Die sackende oder rutschende Bewegung zerlegte den Schwarzphyllit in große Blöcke und lagerte ihn mitsamt der hochglazialen Grundmoränenbedeckung am Talboden an. Durch die heutigen Bacheinschnitte wurde die Bedeckung stellenweise erodiert und erweckt nunmehr den Eindruck einer isolierten Massenbewegung. Im östlichen unteren Talbereich auf der orografisch linken Seite kann man am Übergang Kaserebenwald zu Brandachwald einen mit hochglazialer Grundmoränen bedeckten, ca. 95 ha großen sackenden Talzuschubkörper abgrenzen. Der obere Bereich dieses Talzuschubs ist durch mächtige Zerrspalten gekennzeichnet und der untere Bereich zeigt eine typische Hangfuß-Vorwölbung.

Blatt 158 Stadl an der Mur

Bericht 2010 über geologische Aufnahmen auf Blatt 158 Stadl an der Mur

RALF SCHUSTER

In diesem Bericht sind Beobachtungen aus dem Jahr 2010, entlang eines Profils zwischen Prebersee und dem Preberkessel am Südrand der Niederen Tauern zusammengefasst. Das Gebiet wird von verschiedenen Komplexen des Ostalpinen Kristallins aufgebaut. Das kartierte Gebiet ist in der Karte von THURNER (Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 158 Stadl-Murau, Geol. B.-A., 1958) dargestellt.

Am Westende der Felsnase, die vom Wengerkogel (1.797 m) kommend südlich des Prebersees vorbeizieht, sind direkt am Bach Marmore des Wölz-Komplexes anstehend. Diese ziehen gegen Westen von glazigenen Sedimenten verdeckt zum Gipfel des Lärchriegel (1.723 m). Es handelt sich im Wesentlichen um graue, selten auch weiße und häufig gebänderte Kalkmarmore. Gegen Norden zu sind bis 1.580 m Seehöhe nur glazigene Sedimente, vornehmlich Grundmoräne vorhanden. Ab dann folgen bis 1.640 m immer wieder kleine Aufschlüsse von feinkörnigen, hellglimmerreichen Glimmerschiefern des Ra-

denthin-Komplexes. Diese sind durch silberig glänzende Schieferungsflächen und eine häufig vorhandene Krenulation charakterisiert. Rundliche Granatkristalle sind oft vorhanden und erreichen 1 bis 4 mm im Durchmesser. Biotit bildet einzelne Aggregate und Blasten mit 0,5 bis 3 mm Größe. Quarzmobilisate sind eher selten anzutreffen. Die Hauptschieferung (S_x) fällt gegen WNW bis SW, die Faltenachsen der Krenulation (F_{x+1}) sind W–E orientiert. Rund um die Ebnerhütte sind auch Lesesteine von schwarzgrün gefärbtem Amphibolit zu finden.

Die Grenze zwischen dem Radenthin-Komplex im Liegenden und dem Wölz-Komplex im Hangenden sollte etwa im Bereich der Prodingershütte liegen. Es müsste sich um eine steilstehende, gegen Süden einfallende miozäne Störung handeln. Sie ist aber durch Moränenablagerungen völlig verdeckt. Hangaufwärts konnte bis 1.980 m kein weiterer Festgesteinsaufschluss gefunden werden. Überall verstreute exotische Blöcke sind bis 1,5 m groß und zeigen eine große Vielfalt an Lithologien aus dem Ostalpinen Kristallin der Niederen Tauern. Es finden sich Augengneise, Metagabbro-Amphibolite, Gneise und Granat-Glimmerschiefer, die durch das Eis transportiert sind. Besonders auffällig ist eine Ansammlung von hellen Orthogneisen im Bereich Roßboden, die wahrscheinlich der Grund dafür ist, dass in der Karte von THURNER (1958) in diesem Bereich