es of folds were seen. Further on all outcrops between the two rivers directly at the Franz-Senn-Hütte offer beautiful folds.

Site **2014-14/16** in the Platzengrube offers the best example for the silicification of the "Bassler Granite Gneiss" at the "Schrimmennieder Fault Zone".

Site **20143-18/14** lies in between the two rock glaciers from the "Uelasgrübl", where the lithological content can be compared best. This is important for the interpretation of the lithology of the inaccessible upper part of the "Uelasgrübl".

At site **2014-14/22**, the rock slide covering the lateral moraine can be seen.

Beautiful springs were found at site **2014-13/05**, **2014-16/10**–**2014-16/11**, **2014-15/09**–**2014-15/13**.

References

Hammer, W., Ohnesorge, T., Sander, B. & Kerner von Marilaun, F. (1929): Geologische Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Ötzthal, 1:75.000. – Geologische Bundesanstalt, Wien.

Hoernes, S. & Hoffer, E. (1973): Der Amphibolitzug des mittleren Ötztales (Tirol). – Veröffentlichungen des Tiroler Landesmuseum Ferdinandeum, **53**, 159–180, Innsbruck.

Kretz, R. (1983): Symbols for rock-forming minerals. – American Mineralogist, **68**, 277–279, Chantilly, Virginia.

Miller, C. & Thöni, M. (1995): Origin of eclogites from the Austroalpine Ötztal basement (Tirol, Austria): geochemistry and Sm-Nd vs. Rb-Sr isotope systematics. – Chemical Geology, **122**, 199–225, Amsterdam.

Schindlmayr, A. (1999): Granitoids and Plutonic Evolution of the Ötztal-Stubai Massif – A Key for Understanding the Early Palaeozoic History of the Austroalpine Crystalline Basement in the Western Eastern Alps. – Dissertation, Univ. Salzburg, 288 S., Salzburg.

Streckeisen, A. & Le Maître, R.W. (1979): A Chemical Approximation to the Modal QAPF Classification of the Igneous Rocks. – Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen, **136**, 169–206, Stuttgart.

Blatt 154 Rauris

Bericht 2014–2015 über geologische Aufnahmen im Quartär auf den Blättern 154 Rauris und 155 Bad Hofgastein

Mathias Bichler

Die letzte publizierte Kartierung der quartären Phänomene und Sedimente im Gasteinertal auf Blatt 154 Rauris geht auf Exner (1956) bzw. Exner (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 Versagensmechanismus 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 Jaksch (1956), die dieser der Geologischen Bundesanstalt freundlicherweise zukommen ließ.

Hinweise zur Kartierung des Quartärs

Aufgrund der Präsenz mehrerer Seiten- und Endmoränen des Gschnitz- bzw. des Egesen-Stadials wurde versucht, die verschiedenen ehemaligen spätglazialen Gletscherausdehnungen chronologisch einzuteilen und zu beschreiben. Dabei orientiert sich die stratigrafische Gliederung der spätglazialen Sedimentabfolgen in Eiszerfallsphase, Gschnitz-Stadial und Egesen-Stadial an den auf Blatt 179 Lienz (Linner et al. 2013) gewonnen Erkenntnissen (Reitner et al., in Druck). Wo möglich 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, 1938). Die Benennung von lithogenetischen Einheiten, geomorphologischen Einheiten und Phänomenen folgt der sich derzeit (Jahre 2015–2016) im Aufbau befindenden Datenstruktur für das Quartär und für Massenbewegungen.

Einzugsgebiet Wiedner Almbach

Das Einzugsgebiet des Wiedner Almbaches mit der Schmaranz (1.768 m) und der Biberalm (1.734 m) sowie der Wasserebenhütte (1.381 m) liegt in einem E–NE verlaufenden, an das Leidalmbachtal (Bichler, 2014) nördlich anschließenden Seitental vom Gasteiner Tal. Morphologisch wird der Kar-Bereich von Guggenstein (1.979 m), Hundskopf (2.404 m), Kramkogel (2.454 m) und Schwarzwand (2.204 m) eingerahmt. Östlich der Schwarzwand dreht der Kammbereich in Richtung Nordost und verläuft über die Hohe Scharte und den Wachtberg (1.931 m) bis in den Glockenwald. Der tiefere Bereich Richtung Gasteiner Tal, zum größten Teil auf Blatt 155, zieht sich von Süden startend beim Weiler Wieden über Breitenberg bis nach Harbach (alle Gemeinde Bad Hofgastein).

Die vorherrschende Lithologie im südlichen Kammbereich ist Schwarzphyllit, während im nördlichen Kar-Bereich Kalkglimmerschiefer mit Schwarzphyllit wechsellagert.

Diese gehören zur Rauris-Decke (Glockner-Deckensystem). Die Lithologien fallen konsistent mittelsteil nach Norden ein. Morphologisch auffällig hierbei sind SW–NE streichende Festgesteinsrippen von Schwarzphyllit im obersten Kar-Bereich. Dieser glazial geschliffene und leicht gravitativ zerlegte Bereich wurde von EXNER (1956) fälschlicherweise als Bergsturzblockwerk ausgewiesen. Im tieferliegenden Bereich bis hin zum Hangfuß nördlich der Hohen Scharte und der Wasserebenhütte ist Prasinit die dominierende Lithologie. Der Hangfuß-Bereich südlich ab Breitenberg ist komplexer aufgebaut und zeigt Einschaltungen von Kalkglimmerschiefer und Prasinit in Schwarzphyllit. Morphologisch sehr auffällige SW–NE und S–N verlaufende Zerrstrukturen zeugen von der gravitativen Zerlegung dieses gesamten Bereiches.

Glaziale Ablagerungen

Die vorgefundene, flächenmäßig auf kleine Bereiche beschränkte und meist nur sehr geringmächtigen Grundmoränenauflage ist als matrixgestützt und massiv (= ungeschichtete) Diamikte (Dmm; dieser und folgende Lithofazies-Codes nach KELLER, 1996) mit sandig-schluffiger Matrix und sub-angularen bis angerundeten Komponenten zu klassifizieren. Morphologisch auffallend sind jedoch glazial geschliffene Verflachungen südlich unterhalb der Schwarzwand, die sehr plausibel als Schliffgrenze während mehrerer möglicher ausgebildeter spätglazialer Stände (Eiszerfallsphase und Gschnitz) betrachtet werden können.

Hochglazial

Ab der Feichteralm bzw. Wasserebenhütte talwärts beinhaltet die Grundmoräne auch nicht lokale (Talgletscher) Komponenten (angerundeten bis gerundeten Zentralgneis), die einen Einfluss des Hauptgletschers aus dem Gasteiner Tal anzeigen, und kann daher ab hier bis zum Tal sehr plausibel als hochglazial angesehen werden.

Egesen

Im obersten Kar-Bereich direkt nordöstlich vom Hundskopf ist ein kleines zweiphasiges System von Seitenmoränen- und Endmoränenwällen erhalten. Der interne Aufbau dieser Wälle spiegelt eine Seitenmoränenfazies wider. Letztere kann als Dmm mit sandiger Matrix und sub-angularen bis gerundeten Kalkglimmerschiefer- und Schwarzphyllit-Komponenten (max. 2 m Durchmesser) angesprochen werden. Zwischen den zwei rechten Seitenmoränenwällen ist eine Blockgletscherablagerung mit Wallform entwickelt, die aus den grobblockigen Ablagerungen der Seitenmoräne hervorgeht und schwer davon abgrenzbar ist. Eine mögliche rekonstruierte Ausdehnung erreichte eine Höhe von ca. 2.070 m. Die rekonstruierte Schneegrenze nach Methode Lichtenecker würde bei ca. 2.150 m liegen und spiegelt nicht die regional charakteristische (ca. 2.250 m) maximale Egesen-Schneegrenze wider (BICHLER, 2014; Diskussion dazu siehe Kapitel „Einzugsgebiet Luggauer Bach, Präaualmbach und Kramalm – Egesen“). Weiters gilt es zu beachten, dass eine typische mehrphasige Wallausprägung des Egesen-Stadials fehlt. Dies ist aber sehr plausibel darauf zurückzuführen, dass sich aufgrund der niedrigen Umrahmung (Hundskopf, 2.404 m) nur die frühen Phasen des Egesen (Maximalstand und erster Rückzugsstand) ausgebildet haben.

Massenbewegungen

Die gesamte Talflanke außerhalb des Kar-Bereiches (ab etwa Biberalm) ist durch eine großräumige Hanginstabilität mit unterschiedlichen teils sekundären Massenbewegungstypen beeinflusst. Diese ist intern sehr komplex aufgebaut und setzt sich aus multiplen Prozessen zusammen. Sie bildet im untersten Bereich im nördlichen Teil des Körpers (Breitenberg) eine für einen Talzuschub typische Zuschubsstirn. Der südliche unterste Bereich des Körpers zwischen dem Wiedner Almbach und Breitenberg zeigt hingegen nur kleinere sekundäre Sackungskörper, die ebenfalls eine weniger weit propagierte Zuschubsstirn ausbilden und deren SW–NE verlaufenden Abrisskanten und daraus resultierende Felswände gleich unterhalb der Forststraße beginnen. Diese Abrisskanten folgen auch einer lithologischen Grenze zwischen Kalkglimmerschiefer und Schwarzphyllit. Ob dies der Grund für die Massenbewegungen ist, kann an dieser Stelle aber aufgrund fehlender Strukturdaten nicht beantwortet werden. Die dominante durchgehende Abrisskante für den gesamten Massenbewegungskörper reicht von knapp westlich über der Feichteralm über den Wachtberg bis zur Hohe Scharte. Das Massendefizit an der Kante erreicht bis zu 150 m Höhendifferenz. Der Bereich um die Hohe Scharte ist hingegen nur gering abgesetzt und durch tiefgreifende Zerrstrukturen und Kippprozesse geprägt. Diese Strukturen streichen im oberen Bereich meist SSW–NNE und schwenken im unteren Bereich auf S–N. Weitere morphologisch prägende SW–NE streichende Rippen und Verflachungsstrukturen im oberen bis mittleren Bereich im Festgestein sind lithologisch an Kalkglimmerschiefer gebunden und spiegeln wahrscheinlich antithetische Bruchsysteme wider.

Sehr häufig auftretende kleinräumige Gleitungen und Murenfächer im oberen bis mittleren Bereich sind genetisch mit einer dünnen Grundmoränenbedeckung, gemischt mit Schutt des unterliegenden Festgesteins, verknüpft. Multiple Gleitungen in teilweise 2–3 m mächtiger Grundmoränenablagerung finden sich auch im steilen Bereich östlich der Wiedner Alm. Gleich südlich davon neigen die Prasinite mit Serpentinit-Einschaltungen an der Ostflanke des Guggensteins zu Felssturz und bilden markante S–N streichende Abrisskanten und Felswände.

Eine sedimentologische Besonderheit bietet ein unbenannter Graben südöstlich des Wachtberges. Hier ist eine mindestens 10 m mächtige Fließmasse über eine Länge von ca. 600 m in Fallrichtung zu verfolgen. Diese besteht aus maximal 70 cm großen angularen bis sub-angularen Komponenten aus Prasinit und Schwarzphyllit mit sandiger Matrix (SSC) und geht am Top in eine korngestützte Blockablagerung mit maximal 4 m großen angularen Komponenten (SCc) über.

Nördlich der Feichteralm und nördlich des Gasthaus Grabnerhof verlaufen W–E streichende Abrisskanten mit mehreren 10er Metern Massendefizit im Prasinit und bilden teilweise sehr frisch aussehende Felssturzbereiche (gleich nördlich Gasthaus Grabnerhof). Diese sind wahrscheinlich im fehlenden Widerlager im Süden (Talzuschub bei Breitenberg) gegründet.

Vor allem der nördliche Hangfuß-Bereich östlich Gasthaus Grabnerhof ist stark durch Gleit-, Kriech- und Fließablagerungen überprägt.

Der Graben neben der Feichteralm hat bis zum Tal bei Unterladerding einen markanten Schwemmfächer ausgebildet.

Einzugsgebiet Luggauer Bach, Präaualmbach und Kramalm

Diese Gebiete werden gemeinsam behandelt, da sie genetisch eng verknüpfte Sedimentkörper, eine gemeinsame Entwässerung (Präaualmbach mündet in den Luggauer Bach) und einen einheitlichen Talhang-Hangfuß-Bereich aufweisen. Eine Ausnahme bildet das Kramalm-Tal, das vom Kramkogel (2.454 m) nach Norden Richtung Gaißbach in das Rauris Tal entwässert. Das direkt im Osten anschließende und im Norden an das Wiedner Almbach Tal anschließende obere Luggauer Bach Tal verläuft SW–NE, bis es beim Zusammenfluss mit dem Präaualmbach nach Osten entwässert. Es umfasst die Gebiete der Kompbergalm, der Wöflalm (1.531 m), des Glockenwaldes, der Luggauer Mähder, der Gröbneralm, der Walchalm und den Kar-Bereich nördlich der Schwarzwand (2.204 m). Umrahmt wird dieser Bereich im Osten startend vom Wachtberg (1.931 m), Hohe Scharte, Schwarzwand (2.204 m), unbenannter Grat-Tripelpunkte (ca. 2.225 m) zwischen Schwarzwand und Kramkogel (2.454 m), Seebachscharte (1.995 m) und Jedlkopf (2.176 m). Nach Norden folgt am Grat der Seebachkatzenkogel (2.148 m) und zwischen Jedlkopf und Seebachkatzenkogel entwässert ein unbenanntes kleines Tal ebenfalls nach Nordosten bis es in den Präaualmbach mündet. Den Grat folgend erreicht man das Wetterkreuz (2.046 m) mit dem östlich davon gelegenen Gebiet der Präaualm. Wenige 100 m nördlich der Präaualm (1.811 m) befindet sich eine W–E verlaufende Wasserscheide zwischen südlich entwässerndem Präaualmbach und nördlich entwässerndem Bernkogel Bach. Der Talhang-Hangfuß-Bereich umfasst im Süden startend die Gebiete der Kompberg-Heimalm, der Astenalm, der Krinalm, Böckenalm, Stöckhütte und Dorfer Alm und das Gebiet des Dorfer Waldes mit der Steindlalm und des Batzberges bis zur Strohlehenalm im Norden. Der Zechergraben bildet die nördliche Grenze der hier beschriebenen Elemente.

Lithologisch dominiert Schwarzphyllit mit teilweisen Einschaltungen von Prasinit und Kalkglimmerschiefer der Rauris-Decke (Glockner-Deckensystem). Im Kar nördlich der Schwarzwand zieht ein Dolomitmarmor-Band durch. Eine Sonderstellung im gesamten Gebiet nimmt ein isolierter Fund von einem anstehenden glazial geschliffenen Granat führenden Gneis westlich oberhalb der Walchalm ein. Ebenfalls in diesem Kar wurde in den 1960er oder 1970er Jahren versucht, das großflächige Moor zu entwässern und mit Zirben aufzuforsten (mündliche Erzählung von Anrainern). Die parallelen Drainagen sind heute noch markant erkennbar.

Glaziale Ablagerungen

Dieses Gebiet offenbart glaziale, fluvioglaziale und glazilakustrine Ablagerungen in verschiedensten Ausprägungen und Überschneidungen. Daher wird im Folgenden versucht, die sedimentologische Entwicklung vom Hochglazial bis zum Egesen zu beschreiben.

Hochglazial

Hochglaziale Ablagerungen sind vergleichbar mit dem Wiedner Almbach Tal nur sehr sporadisch und wenn dann nur geringmächtig am Talhang- und Hangfuß-Bereich erhalten. Die von Exner (1956) kartierten höchsten Fundstellen von Zentralgneis-Erratika wurden nicht wiedergefunden. Dafür wurden Zentralgneis-Gerölle unweit der von Exner gekennzeichneten Stelle in Eisrandsedimenten entdeckt und widerspiegeln die ungefähr gleiche Seehöhe (1.470–1.520 m) wie die Funde von Exner. Grundmoränenablagerungen direkt am Hangfuß (z.B. beim Präaugut) erwecken oft den Eindruck einer wallähnlichen Form. Sie sind aber bei genauerer Betrachtung der Morphologie im Feld und im Laserscan durchgepauste Massenbewegungsstrukturen.

Eiszerfallsphase

Der Bereich beim Zusammenfluss von Luggauer Bach und Präaualmbach zeugt von einer außergewöhnlich dynamischen und sedimentreichen Entwicklung während Phasen von Gletschervorstoß und Rückzug. Grundsätzlich kommen zwei Phasen dafür infrage: a) Die Aufbauphase vor dem letzten glazialen Maximum (LGM) während des Würm und b) die Eiszerfallsphase nach Reitner (2007) nach der Termination des LGM. Folgende Argumente sprechen für letzteres: a) Vorkommen von nicht lokalen Komponenten (Zentralgneis) in den Sedimenten. b) Der Rundungsgrad der Komponenten spricht für eine Aufarbeitung von vorhandenen Sedimenten (Grundmoräne vom LGM). c) mehrmalige (mindestens zweimalige) Unterbrechung der Sedimentabfolge durch lokale Grundmoräne. Der Sedimentkörper, der im gesamten als Eisrandablagerung angesprochen werden kann, erstreckt sich von knapp unterhalb der zutiefst gelegenen Wildbachsperre im Luggauer Bach bis zur Gröbneralm (Luggauer Bach Seite) und bis auf die Höhe des Beginns des Zufahrtsweges zur Präaualm im Präaualmbach (Präaualmbach Seite). Der Körper erreicht eine maximale Mächtigkeit von ca. 100 m. Der interne Aufbau dieser Eisrandablagerungen offenbart einen komplexen Aufbau aus Wechsellagerungen von geschichteten und massiven Diamikten (Dms und Dmm), Kies-Sand Gemischen (GSs), Sanden (Sm), geringmächtigen Bereichen aus groben Schutt (bSC) und laminierten Schluff und Ton (Fl). Als Beispiel für den Sedimentaufbau wird hier kurz ein Profil unterhalb der Wölflalm auf der orografisch rechten Seite des Luggauer Baches zusammengefasst. Schräggeschichtete Kies-Sand- und Sandabfolgen (Foresets) wechsellagern einerseits mit groben Schuttlagen (Topsets) und andererseits mit feinkörnigen Schluff- und Tonlagen (Bottomsets) und zeigen zumindest teilweise zusammenhängende Abfolgen eines Deltaaufbaues. Diese ca. 60 m mächtige Abfolge wird zumindest zweimal von ca. 3 m mächtigen, überkonsolidierten Diamikten (Dmm) mit subangularen bis angerundeten Prasinit-, Schwarzphyllit- und Marmor-Komponenten mit sandig-schluffiger Matrix unterbrochen. Diese können sehr plausibel als Grundmoränenablagerungen eines lokalen Kargletschers interpretiert werden. Daher kann die gesamte Ablagerung sehr wahrscheinlich als dynamisches System von Stauung durch den Haupt-(Tal) Gletscher und Rückzug und Wiedervorstoß von Lokal-(Kar) Gletschern während der Eiszerfallsphase angesehen werden. Interessanterweise findet sich ca. 50 m oberhalb des Tops der oben beschriebenen Ablagerung ein weiteres isoliertes Vorkommen von schräggeschichteten Sanden, Dia-

mikten und Kiesen, das wiederum von einem leicht konsolidierten glazialen Diamikt überlagert wird. Diese auf jeden Fall älteren Ablagerungen gehören aber wahrscheinlich auch zur Eiszerfallsphase und unterstreichen wiederum die sehr sprunghafte Dynamik zwischen Rückzug und Vorstoß von Lokalgletschern zu dieser Zeit.

Gschnitz

Bei den Luggauer Mähdern zwischen Gröbneralm und Wölflalm auf der orografisch linken Seite des Luggauer Baches gleich östlich einer Gleitmasse (siehe Kapitel „Einzugsgebiet Luggauer Bach, Präaualmbach und Kramalm – Massenbewegungen“) ist eine mehrere Meter mächtige Grundmoränenauflage erhalten. Die Sedimente darin sind als Dmm mit sandig-schluffiger Matrix und bis zu 2 m großen (Kalkglimmerschiefer) lokalen Komponenten zu klassifizieren. Sie gehen ohne ersichtlichen Erosionskontakt in die darunterliegenden Eisrandsedimente (siehe Kapitel „Einzugsgebiet Luggauer Bach, Präaualmbach und Kramalm – Eiszerfallsphase“), hauptsächlich aus Dms bestehend, über. Aufgrund der Höhenlage (siehe Diskussion in Kapitel „Einzugsgebiet Luggauer Bach, Präaualmbach und Kramalm – Egesen“) dieser Grundmoränenablagerung und des Fehlens dieser Auflage über den Eisrandsedimenten weiter talauswärts kann diese recht plausibel dem Gschnitz-Stadial zugeordnet werden. Allerdings kann auch eine Bildung während der Eiszerfallsphase nicht ganz ausgeschlossen werden.

Mächtige Sedimentvorkommen im Kar nördlich des Jedlkopfes sind zeitlich sehr schwierig einzuordnen. Zumeist ist die Lithofazies dieser Ablagerungen als Dms mit lokalen Schwarzphyllit-Komponenten zu klassifizieren und wechsellagert am Talausgang stellenweise mit GSs. Die darin gefundenen Imbrikationen zeigen talauswärts. Wallformen ziehen entlang der orografisch rechten Bachseite talauswärts und sind ebenfalls nicht eindeutig einzuordnen. Obwohl ihr interner Aufbau eine mögliche Seitenmoränenfazies widerspiegelt (Dms), ist aufgrund der unmittelbaren Nähe zum Bach auch eine Entstehung durch Erosionsgerinne möglich. Im Weiteren ist auch eine Genese durch subglaziale Erosion oder Sedimentation vorstellbar. Aufgrund der möglichen Egesen-zeitlichen Wallformen weiter oben (siehe Diskussion in Kapitel „Einzugsgebiet Luggauer Bach, Präaualmbach und Kramalm – Egesen“) ist aber auf jeden Fall eine Bildung dieser Ablagerungen während der Eiszerfallsphase oder des Gschnitz oder eine Kombination von beiden anzunehmen.

Egesen

Im Kramalm-Tal, dass auch von Jaksch (1956) beschrieben wurde, findet sich ein an der mächtigsten Stelle 12 m hoher zusammenhängender Wall-Lobus mit einem relativ spitzzulaufenden Kamm. Der interne Aufbau ist als Dmm mit maximal 1 m großen Kalkglimmerschiefer-Komponenten und sandiger Matrix zu klassifizieren. Aufgrund der Höhenlage des dahinterliegenden Kares mit dem Kramkogel als höchsten Punkt (2.454 m) ist eine Bildung während des Egesen analog zu vergleichbaren Karen in der Umgebung anzunehmen. Der oberste Ansatzpunkt der Seitenmoränen liegt auf ca. 2.100 m und würde nach der Methode Lichtenecker auch der Paläo-Schneegrenze entsprechen.

In dem im Osten anschließenden Kar, nördlich der Schwarzwand, findet sich ein weiterer Wall-Lobus mit einem sehr „frisch“ aussehenden spitzen Kamm und einem zweiten innerhalb liegenden Endwall. Die dahinterliegende Erhebung, ein unbenannter Grat-Tripelpunkt ist deutlich niedriger (2.225 m) als im Kramalm-Tal. Das, die Wälle aufbauende, Sediment ist als Dmm mit sandiger Matrix bis Dcm mit maximal 2 m großen subangularen-angerundeten Prasinit-Komponenten zu klassifizieren und somit können diese als Seitenmoränen bestätigt werden. Die Schneegrenze nach Methode Lichtenecker würde bei ca. 2.070 m liegen und mit den südlich und westlich benachbarten Egesen-Ausdehnungen korrelieren. Vor allem der „frische“, noch nicht abgeflachte Kamm der Wälle spricht für eine Bildung während des Egesen, obwohl die dahinterliegende Umrahmung sehr niedrig ist. Dieser Umstand kann aber mit folgenden Argumenten erklärt werden. a) Die Schneegrenze ist im Vergleich mit den südlichen Teilen des Gasteiner Tals und des Rauris Tals lokal erniedrigt. b) Die teilweise grobblockige korngestützte Ausprägung (Dcm) der Seitenmoränenablagerungen deutet sehr wahrscheinlich auf einen schuttbedeckten (debris-covered) Gletscher hin, welche die Grenzen zwischen Akkumulation und Ablation eines glazialen Systems verschiebt. c) Die NE-Exposition der Kare ist ideal für Gletscherwachstum, da die Sonneneinstrahlung in dieser Exposition gering ist. d) Möglicherweise sind diese kleinen Gletscher auch durch Schneeverfrachtungen (Driftschnee), die durch die Lage hinter den Graten bedingt auftreten, begünstigt gewesen.

Ähnliche, jedoch weitaus niedrigere Wälle finden sich auch im Kar nördlich des Jedlkopfes (2.176 m). Aufgrund der oben erwähnten Möglichkeit der Ausbildung von Egesen-zeitlichen Ausdehnungen in diesem Gebiet, würden auch diese in das Egesen fallen. Allerdings wird hier aufgrund der sehr unscheinbaren Ausbildung dieser Wälle und der möglichen Überschneidung mit Erosionsstrukturen vorerst keine chronologische Zuteilung unternommen.

Massenbewegungen

Zwei Festgesteinsgleitungen prägen das morphologische Bild des Luggauer Baches und des Präaualmbaches. Die Abrisskante der ersten Gleitung westlich zwischen Gröbneralm und Walchalm liegt knapp unterhalb des Jedlkopfes und zeichnet mehrere parallele SW–NE streichende Zerrstrukturen am Grat nach. Diese Zerrgräben sind bis zu 8 m breit, einige Meter tief, und der längste zusammenhängende Graben ist ca. 500 m lang. Die abgeglittene Masse nimmt einen Großteil der Fläche der Luggauer Mähder ein und hat eine Gesamtfläche von ca. 25 ha. Die ursprüngliche Lithologieabfolge beginnend im Liegenden mit Prasinit, Kalkglimmerschiefer und Schwarzphyllit ist in der Gleitung geringfügig zerglitten erhalten und spiegelt die Abfolge im Abrissbereich wider. Der Fußbereich der Gleitung reicht bis auf die andere Talseite und verlegte wahrscheinlich das Bachbett des Luggauer Baches um einige 10er Meter nach Südosten. Die geringmächtige Moränenabdeckung im Stirnbereich ist sehr wahrscheinlich Huckepack transportierte Gschnitz-zeitliche Grundmoränenablagerung. Aufgrund des Abschneidens bzw. Überfahrens der direkt im Norden an die Gleitung angrenzenden Gschnitz-zeitlichen Grundmoränenbedeckung kann die Gleitung sehr plausible zeitlich als post-Gschnitz eingestuft werden.

Die zweite Gleitung befindet sich direkt beim Zusammenfluss des unbenannten Baches aus dem Jedlkopftal und des Präaualmbaches. Die Gleitung hat eine Gesamtfläche von ca. 23 ha und zeigt typische Sackungsmorphologien mit einem konkav-konvexen Profil. Intern ist die Masse stark mit Zerrstrukturen durchzogen. Beides lässt darauf schließen, dass auch der Prozess des Kriechens bei dieser Massenbewegung eine große Rolle spielte. Die Abrissnische befindet sich im Kalkglimmerschiefer und der Gleitungskörper ist im oberen Teil aus Kalkglimmerschiefer und im unteren aus Schwarzphyllit aufgebaut. Der Massenbewegungskörper blockierte den ehemaligen Abfluss des Präaualmbaches und dadurch kam es zu einem epigenetischen Durchbruch von letzterem. Da der Körper Eisrandsedimente der Eiszerfallsphase überfährt bzw. im Stirnbereich verschiebt, kann er zeitlich als post-Eiszerfallsphase eingeordnet werden.

Die Talflanke ist multipel durch Massenbewegungsprozesse bewegt, jedoch lässt sich kein diskreter zusammenhängender großer Körper abtrennen. Der Vorbau des Hanges in Richtung Tal als Talzuschub ist im Vergleich zu den angrenzenden südlichen und nördlichen Gebieten weniger ausgeprägt. Erwähnenswert ist ein Gleitungskörper orografisch links, direkt an der Mündung des Präaualmbaches in das Tal. Dieser ist als Scholle fast nicht zerlegt über eine Distanz von ca. 250 m in das Tal abgeglitten.

Karst

Unterhalb des Südgrates des Jedlkopfes bis zur Seebachscharte finden sich Anhäufungen von Wasserschwinden und Erdfällen. Die größten davon sind anthropogen aufgefüllt. Diese sind sehr wahrscheinlich Dolinen und Schwinden die an den hier in einem dünnen Band anstehenden Marmor gebunden sind.

Angertal

Das Angertal ist ein SW–NE verlaufendes Seitental zum Gasteinertal und mündet bei den Ortsteilen Anger und Lafen (Gemeinde Bad Hofgastein) in letzteres. Das im Aufnahmsbericht 2013 (Bichler, 2014) behandelte Lafental grenzt nördlich an und mündet beim Gehöft Schockgüter in das Angertal. Im Talschluss teilt sich der Abfluss in den W–E verlaufenden Kargraben, der den größten Teil des verkarsteten Erzwies-Plateaus aufnimmt und in den S–N verlaufenden Schattbach. Das Einzugsgebiet des Angertals umfasst die Gebiete des Erzwies-Plateaus, Ecklgruben, Schattbachalm, Jungeralm und Mahdalm und wird eingerahmt, beginnend vom Kamm, der die Grenze zum Lafental bildet, über das Schwalbenkar zum Kalkbretterkopf (2.412 m). Weiter über Gasteiner Höhe, Mitterastenkopf (2.401 m), Gadauner Höhe (2.447 m), Baukarlscharte (2.492 m), Silberpfennig (2.600 m), kleiner Silberpfennig (2.510 m), Miesbichlscharte (2.237 m), Ortberg (2.401 m), Ortbergschartl (2.273 m), Zitterauer Tisch (2.463 m), Tischkogel (2.409 m), Zitterauer Scharte (2.163 m) bis zum Stubnerkogel (2.246 m). Tektonisch liegt das Angertal im Venediger-Deckensystem, in der Romate-Decke. Lithologisch dominieren ein Granitgneis, der meistens als Augengneis, manchmal auch stärker geschiefert auftritt (Zentralgneis bzw. genauer Siglitz-Gneis), und ein Kalkmarmor (Angertalmarmor). Die Grenze zum Lafental sowie der westliche Grat ist auch eine tektonische Grenze zur Rauris-Decke (Glockner-Deckensystem). Hier ist die lithologische Situation sehr komplex und spiegelt eine Melange zwischen den Lithologien beider Decken wider. Der Siglitz-Gneis fällt recht konsistent flach bis mittelsteil nach NNW–N–NNE ein.

Glaziale Ablagerungen

Grundmoränenablagerung kommt im gesamten Angertal nur sporadisch und wenn, dann sehr geringmächtig vor (meist Moränenstreu). Gebietsmäßig beschränkt sich die Ausbreitung auf die Westflanke des Angertals. Nach der Mündung des Lafenbaches in das Angertal Richtung talauswärts sind das die Gebiete Kaserebenwald (bereits in Bichler, 2014 beschrieben) und weiters Lackenbauer, Hochberg und schon am Hangfuß-Bereich Kreuzbichl und Hundsdorf. Auch die morphologische Stufe, auf der das Weitmoser-Schlößl steht, ist mit Grundmoräne bedeckt. Der interne Aufbau dieser Stufe (Festgestein oder Sedimente) konnte aufgrund der schlechten Aufschlusssituation nicht geklärt werden. Taleinwärts ab der Mündung des Lafenbaches ist die Westflanke des Angertals stark von komplexen Massenbewegungen beeinflusst. Die kleinräumigen Gleit- bis Fließmassen an der sehr steilen Flanke sind meist in der Grundmoränenauflage gegründet.

Eiszerfallsphase

Das Angertal zeigt eine sedimentreiche und komplexe Entwicklung während der Eiszerfallsphase, die sich in mehreren Eisrandsediment-Niveaus widerspiegelt. Diese Niveaus definieren aufgrund der Annahme des kontinuierlichen Rückzugs des Talgletschers des Gasteiner Tales auch relative chronologische Stände des stauenden Eises, beginnend mit dem höchstgelegenen als ältesten.

a) Die höchstgelegene Eisrandterrasse, und daher älteste Ablagerung während der Eiszerfallsphase, erstreckt sich auf einer Gesamtlänge von ca. 2 km auf der orografisch rechten Talseite über dem Niveau der Gschnitz-Seitenmoräne (siehe Kapitel „Angertal – Egesen") von der Antoniushütte (ca. 1.510 m) bis oberhalb Gut Rieser (ca. 1.290 m). Die maximale Mächtigkeit beträgt mindestens 200 m. Morphologisch sehr auffallend ist der Erosionsansatz der tief eingeschnittenen Seitengräben sowie Vernässungen und Quellaustritte am Top der Ablagerung. Der interne Aufbau wurde nicht über die gesamte Mächtigkeit aufgenommen. Mehrere Meter mächtige zusammenhängende Aufschlüsse zeigen aber, dass geschichtete Sand-Kiesgemische (GSs), geschichtete und massive Sande (Sb und Sm) sowie geschichtete Diamikte (Dms) die typischen vorgefundenen Lithofazien sind. Diese Ablagerungen sind die Quelle für die sehr aktive Wildbachschüttung in diesem Gebiet im Angertal. Eine mögliche Grundmoränenbedeckung der gesamten Abfolge ist im gesamten Bereich aufgrund der hohen Erosion durch die Seitenbäche schwer feststellbar und nicht eindeutig.

b) Am Fuße der in a) beschriebenen Terrasse ist eine stark zergliederte und erodierte wallähnliche Form fast über die gesamte Länge (endet diffus etwa beim Parkplatz der Stubnerkogelbahn) verfolgbar. Sie unterscheidet sich von der Morphologie her stark von noch tiefer liegenden kleineren relativ spitzkammigen Wällen, die wahrscheinlich dem Gschnitz-Stadial zuzuordnen sind (siehe Kapitel „Angertal – Egesen") und vom internen

Aufbau her eindeutig von den Ablagerungen der a) Eisrandterrasse. Die Lithofazies ist als Dmm bis Dms mit sandiger Matrix und gerundeten bis subangularen lokalen (Glimmerschiefer-) Geschieben zu klassifizieren und kann sehr wahrscheinlich als Seitenmoränenfazies angesehen werden. Ein mögliches Pendant zu diesem Wall findet sich direkt gegenüber bei der Mündung des Lafenbaches in das Angertal unterhalb des Gutes Schockgüter. Hier sind Kiese (Gs) und Kies-Sand-Gemische (GSs) mit NE fallenden Schichtungen in Form einer Eisrandablagerung erhalten, die den Lafenbach zu einem epigenetischen Durchbruch zwingen. Aufgrund des Sedimentinhaltes, der Morphologie und der Geometrie der Ablagerungen ist daher plausibel von einer glazialen Endsituation in diesem Bereich auszugehen. Der damalige Lokalgletscher lagerte einen rechten Seitenmoränenwall am Fuße der Eisrandterrasse ab und staute gleichzeitig auf seiner linken Seite den Lafenbach, der dadurch seine Fracht in einer Eisrandsituation sedimentierte. Zeitlich ist diese Situation sehr wahrscheinlich in die späte Eiszerfallsphase einzuordnen, da wie oben erwähnt, die Gschnitz-zeitlichen Ausdehnungen sehr wahrscheinlich kleiner waren und, wie unter c) diskutiert, weiter talauswärts liegende Eisrandsedimente wahrscheinlich von einem lokalen Gletscher überfahren wurden, der diese Situation erodiert hätte.

c) Ein weiteres Vorkommen von mächtigen Eisrandablagerungen (min. 50 m) erstreckt sich vom Bacheinschnitt unterhalb der Straße auf Höhe des Lackenbauer (Aslgut) bis zum Gut Hartl und ist aufgrund seiner Höhenlage relativ gesehen jünger als a) und älter als b). Das Top der Ablagerung senkt sich talauswärts von ca. 1.150 m auf ca. 1.090 m. Genauer untersucht, da am besten zugänglich, wurden die obersten 35 m beim Aslgut. Hierbei offenbart sich eine komplexe Abfolge aus schräggeschichteten, Richtung talauswärts gerichteten Kies-Sand-Gemischen (GSs) und Diamikten (Dms) mit lokalen Komponenten-Spektren. In diese Abfolgen eingeschaltet, finden sich teilweise massive Diamikte (Dmm) und Sandlagen (Sm), teilweise verfaltet. Diese sind sehr wahrscheinlich syndeformativ entstanden und deuten am ehesten auf Slumps in wassergesättigten unkonsolidierten Sedimenten hin, welche sich wiederum sehr gut mit einem glaziolakustrinen Ablagerungsraum erklären lassen. Eine konsolidierte Diamikt-Lage im oberen Bereich ist nicht eindeutig als glaziale Grundmoräne zu interpretieren. Jedoch wird das Top von einem 1,5 m mächtigen überkonsolidierten Dmm bis Dms mit sandig-schluffiger Matrix, lokalen Geschieben und Scherbahnen aufgebaut und kann somit sehr plausibel als glaziale Grundmoräne interpretiert werden. Analog zu Kapitel „Einzugsgebiet Luggauer Bach, Präaualmbach und Kramalm – Eiszerfallsphase“ findet sich hiermit auch im Angertal ein dynamisches System von Rückzugs- und Vorstoßphasen von Lokalgletschern während der Eiszerfallsphase.

d) Die jüngsten Ablagerungen in dieser relativen Abfolge finden sich knapp 50 m oberhalb des Weitmoser Schlößls. Hier vorgefundenen Abfolgen von schräggeschichteten Diamikten (Dms) und Kies-Sand-Gemischen (GSs) repräsentieren Eisrandsedimente in einer heute stark erodierten Terrassenform, die an Randsituation des Talgletschers entstanden sind, als dieser nur mehr sehr geringe Mächtigkeiten aufwies.

Gschnitz

Knapp vor der Mündung des Lafenbaches in das Angertal befindet sich auf der orografisch linken Seite des Angertals ein ca. 30 m hoher und ca. 450 m langer Wall, welcher zum größten Teil aus Dmm mit sandiger Matrix und gerundeten bis gut gerundeten Siglitz-Gneis-Geschieben besteht. Der Wall erstreckt sich von einer Höhe von 1.226 m bis auf eine Höhe von 1.208 m und zeigt an seinem Ende eine leichte Biegung Richtung Vorfluter (Übergang in Endmoräne?) und dürfte daher auch ungefähr der Endposition der damaligen Vergletscherung entsprechen. Aufgrund seiner Höhenlage, seiner typischen Seitenmoränenfazies und seiner Mächtigkeit kann er sehr plausibel als Gschnitz-zeitlicher linker Seitenmoränenwall definiert werden. Im hinteren Bereich ist die Seitenmoräne intern zergliedert und es hat sich an einer Stelle ein kreisrundes, ca. 2 m tiefes Moor gebildet. Im Hinblick auf die Erfassung des Mindestalters dieses Gletscherstandes wurde die Basislage des Moores erbohrt. Palynologische Untersuchungen wie auch ^{14}C-Datierung sind gegenwärtig in Ausarbeitung. Vom rechten Pendant sind durch Bacherosion und Skipistenbau nur mehr unterbrochene Wallreste vorhanden.

Ein weiterer Gschnitz-zeitlicher Stand hat sich im Kar nordwestlich des Tischkogels (2.409 m) erhalten. Sowohl ein linker (500 m lang und einige Meter hoch) als auch ein rechter (500 m lang aber unterbrochen und einige Meter hoch) Seitenmoränenwall sind vorhanden. Der interne Aufbau lässt sich als Dms mit sandiger Matrix und Siglitz-Gneis-Komponenten charakterisieren. Eine rekonstruierte glaziale Ausdehnung hätte eine Seehöhe von ca. 1.520 m erreicht. Heute bildet dieser Bereich eine Art Hohlform (Kar) im Hang aus, welche nicht mit einem Massenverlust durch eine Massenbewegung erklärbar scheint. Daher ist es sehr wahrscheinlich, dass die glaziale Erosion während einer Gschnitz-zeitlichen Ausdehnung für die Hohlform verantwortlich ist. Eine Paläoschneegrenzen-Abschätzung mit der Methode Lichtenecker würde ca. 1.950 m für den linken Wall und ca. 1.900 m für den rechte Wall ergeben.

Egesen

Egesen-zeitliche Wälle befinden sich in allen Karen im Einzugsbereich des Angertales. Oberhalb der Gschnitz-Wälle im Kar nordwestlich des Tischkogels (2.409 m) ist eine schlangenförmige Wallform über fast die gesamte Karbreite entwickelt. Sie ist aus Dmm mit sandiger Matrix und lokalen Geschieben aufgebaut und spiegelt daher eine Seitenmoränenfazies wider. Der nördliche Teil des Walles wurde sekundär durch Blockgletscher umgelagert und zeigt heute zwei typische Fließloben. Sehr wahrscheinlich gingen die heute vorliegenden Blockgletscherablagerungen aus sehr grobblockigen Ablationsmoränenablagerung und aus kleineren Felsstürzen hervor. Interessant ist die Geometrie des Walles, da er zumindest stellenweise nicht den Gradienten des Hanges folgt, sondern eher hangparallel verläuft.

Weiter im Süden entpuppten sich die von Exner (1956) kartierten glazialen Wallsysteme unterhalb des Zitterauer Tisches (2.463 m) als Blockgletscherablagerungen, die aus dem stark In-situ zerlegten Hang hervorgehen. Die gleich westlich anschließenden von Exner (1956) kartierten Wälle unterhalb nördlich des Ortberges (2.401 m) sind aber tatsächlich glaziale Wälle. Zumindest ein markanter Stand ist

erkennbar und zeichnet eine Egesen-zeitlich glaziale Zunge nach. Der Sedimentinhalt ist typisch für eine Seitenmoränenablagerung und kann als Dmm mit sandiger Matrix und lokalen Komponenten (Siglitz-Gneis) beschrieben werden. Eine rekonstruierte Schneegrenze nach Methode Lichtenecker würde für dieses System bei ca. 2.140 bis 2.180 m liegen.

Wiederum in unmittelbarer Nähe jedoch auf der orografisch linken Seite des Schattbaches verlaufen parallel zum Bach mehrere Wälle ausgehend vom Kar östlich des kleinen Silberpfenning (2.510 m). Zumindest drei abtrennbare Wälle mit einer grobblockigen Ausprägung, welche als SCc mit maximal 4 m großen subangularen bis angularen Siglitz-Gneis-Komponenten beschrieben werden kann, sind im Feld erkennbar. Diese sehr wahrscheinlich Egesen-zeitlichen Seitenmoränenwälle sind bis zu einer Seehöhe von ca. 1.830 m verfolgbar und verschwinden daraufhin diffus im Hang. Der höchste Ansatzpunkt des obersten Moränenwalles liegt bei ca. 2.160 m (Paläo-Schneegrenze nach Methode Lichtenecker). Die Wallformen direkt im Karbereich die von Exner (1956) als glazial kartiert wurden, sind Blockgletscherablagerungen.

Am gesamten Erzwies-Plateau, das sicher als großes Akkumulationsgebiet während des Gschnitz als auch in den höheren Bereichen für das Egesen gedient hat, ist aufgrund starker Erosion und anthropogener Nutzung (Bergbau), nur sporadische Sedimentbedeckung erhalten. Einzig ein sehr wahrscheinlich Egesen-zeitlicher Wall konnte östlich des Mitterrastenkopfes kartiert werden. Dieser besteht aus Dmm mit schluffig-sandiger Matrix, lokalen Geschieben und datiert aufgrund seiner Höhenlage sehr wahrscheinlich in das Egesen.

Massenbewegungen

Die durch gravitative Prozesse multipel zerlegte westliche Flanke des Angertales lässt zwei komplexe Großstrukturen mit halbmondförmiger Abrissnische im Kammbereich erahnen. Die Hauptprozesse hierbei sind Gleiten und Fließen und alle möglichen Übergangsformen. Sekundär werden die Ablagerungen von gravitativen (wiederum Gleiten und Fließen) und fluviatilen (Muren, Schwemmfächer) Prozessen und der damit einhergehenden Erosion überprägt. Der Abrissbereich ist tiefgründig zerlegt und es sind keine klar erkennbaren Zerrrichtungen zu erkennen. Allerdings liegt der Abrissbereich an einer tektonischen Deckengrenze zwischen Romate-Decke (Sub-Penninikum Angertal) und Rauris-Decke (Penninikum, Lafental). Daher ist ein Versagensmechanismus der durch den Kompetenzunterschied zwischen den hangenden Einheiten (Kalkglimmerschiefer, Schwarzphyllit, Marmor, Quarzit) im Lafental und den kompetenteren liegenden Einheiten (Siglitz-Gneis) im Angertal gesteuert wird, durchaus denkbar. Ein weiteres großes strukturelles Element ist eine steilstehende Störung, die subparallel zum Kamm SW–NE streichend vom Angertal in das Lafental verläuft.

Nordwestlich des Zitterauer Tisches ist eine ca. 4 ha große Gleitmasse zu kartieren, die sekundär sehr stark durch den Prozess des Fließens überprägt ist. Die gesamte Masse wird aus korngestütztem Siglitz-Gneis-Schutt aufgebaut (SCc) mit teilweise bis zu 2 m großen sehr angularen bis angularen Komponenten. Im unteren Bereich wird die Kriechmasse stellenweise von Moränenstreu bedeckt bzw. ist mit letzterer vermischt. Morphologisch fallen engstehende hangparallele Lineationen, die aufgrund des Kriechens entstanden sind.

Der Hang nördlich der Schattbachalm ist als Gesamtkörper einer tiefgreifenden Hangdeformation zu klassifizieren. Hier liegt ein mehrfach gegliederter Abrissbereich mit zumindest drei Vertikalversätzen oder Stufen gefolgt von Verflachungen vor, die anthropogen bearbeitet und zu Hochweideflächen umgestaltet wurden. Die Absetzungen erfolgen an diskreten steilstehenden und ca. SW–NE streichenden Flächen. Da die Hauptfoliation der Siglitz-Gneise mittesteil nach Nordosten (040/30) und damit in den Hang einfällt, sind für die Absetzung sehr wahrscheinlich spröde Bruchstrukturen verantwortlich. Dazugehörige erhaltene Harnischflächen im anstehenden Festgestein haben folgende gemittelten Fall- und Fallrichtungs-Werte (n = 4): Harnischfläche 300/70 und Linear darauf 230/45. Der gesamte Abrissbereich ist großflächig mit einem Netz aus hangparallelen und quer zum Hang verlaufenden Zerrstrukturen durchzogen. Dieses Netz resultiert wahrscheinlich aus dem Abweichen des Körpers aus der Fallrichtung (Westen) des Hanges nach Nordwesten. Die unteren zwei Drittel des Körpers sind am ehesten von den Prozessen Gleiten und Fließen beeinflusst und bilden eine nicht weit vorgedrungene Zuschubsstirn ohne markanten Wulst aus.

Karst

Das Erzwies-Plateau bietet eine geologische als auch morphologische Besonderheit. In großen Teilen im Nordwesten findet sich im Hangenden des lithologischen Grundstockes, bestehend aus Siglitz-Gneis, geringmächtig (ca. 2 m) Angertalmarmor. Letzterer verkarstet stark und bildet imposante Karrenfelder an der Oberfläche aus. Dadurch sind auch die hydrogeologischen Abflussverhältnisse sehr schwer zu erfassen. Sehr wahrscheinlich kanalisiert sich der Abfluss an Rinnensystemen am Kontakt zwischen Marmor und Gneis.

Einzugsgebiet Bernkogelbach

Das Einzugsgebiet Bernkogelbach ist die nördliche Fortsetzung der Einzugsgebiete Luggauer Bach und Präaualmbach und umfasst die nordöstliche Kartenecke von Blatt 154 Rauris sowie die nordwestliche Kartenecke von Blatt 155 Bad Hofgastein. Der Bernkogelbach entspringt aus den Karen südlich bzw. östlich unterhalb des Bernkogels (2.325 m) und des Sladinkopfes (2.305 m). Bei der Heinreichalm mündet ein S–N ausgerichtetes Hängetal, das beim Pass nördlich der Präaualm auf 1.811 m beginnt, in den Bernkogelbach. Der hier beschriebene Talfuß-Bereich liegt zwischen Zechergraben im Süden und Bernkogelbach im Norden.

Lithologisch dominiert wie in den südlich angrenzenden Gebieten Schwarzschiefer mit geringmächtigen Einschaltungen von Kalkglimmerschiefer der Rauris-Decke (Glockner-Deckensystem). Mineralogisch interessant sind hierbei mögliche Funde von Karpholit (Bestimmung in Bearbeitung) in Vergesellschaftung mit Quarz in den Kalkglimmerschiefern. Weiters gibt es am Talfuß-Bereich sehr geringe Vorkommen eines Granat führenden Glimmerschiefers.

Glaziale Ablagerungen

Grund- und Ablationsmoränenablagerungen finden sich nur vereinzelt und geringmächtig am stark zerlegten Hang (siehe Massenbewegungen). Aufgrund ihrer Position und Höhenlage kann sehr plausibel von einer hochglazialen Grund- und Ablationsmoränenbedeckung ausgegangen werden.

Eisrandablagerungen

Rund um die Heinreichalm und in Richtung Süden bis zum Anstieg zum Pass Richtung Präaualm finden sich mehrere Meter mächtige Ablagerungen, die zum überwiegenden Teil aus matrixgestütztem geschichtetem Diamikt (Dms) bis matrixgestütztem massigem Diamikt (Dmm) aufgebaut sind. Dazwischen eingelagert finden sich auch Bereiche, die als geschichtetes Sand-Kies-Gemisch (GSs), massiger Sand (Sm) und massige Tone bis Silte (Fm) charakterisiert werden können. Komponenten in den geschichteten Bereichen zeigen oftmals eine schwache nach Norden (talauswärts) gerichtete Imbrikation. Der gesamte Sedimentkörper ist am plausibelsten aufgrund seines lithofaziellen Inhaltes und seiner Position am plausibelsten als Eisrandablagerung zu bezeichnen. Chronologisch fällt die Entstehung dieser Eisrandablagerung am wahrscheinlichsten in die Eiszerfallsphase (Reitner, 2007). Analog zu den südlich angrenzenden Tälern hat ein zurückweichender Talgletscher dieses kleine Seitental aufgestaut.

Am Talfuß auf ca. 1.100 m finden sich morphologisch auffällige Verflachungen. Diese Verflachungen sind aus Ablagerungen, die als Dms bis Dmm klassifiziert werden können, aufgebaut. Sehr wahrscheinlich handelt es sich hierbei um stark erodierte Eisrandablagerungen, die als Form von Terrassen am Rand eines Gletschers während eines Vorstoßes oder eines Rückzuges abgelagert wurden. Zeitlich am plausibelsten sind diese Ablagerungen aufgrund ihrer Lage am Rand des Talbodens in das Würm einzugliedern.

Massenbewegungen

Die gesamte Talflanke von Zechergraben bis Bernkogelbach ist durch eine großräumige Hanginstabilität beeinflusst und im gesamten als Massenbewegungskörper einer tiefgreifenden Hangdeformation auszuscheiden. Diese ist intern sehr komplex aufgebaut und setzt sich aus multiplen Prozessen zusammen. Sie bildet im untersten Bereich teilweise eine für einen Talzuschub typische Zuschubsstirn aus und zeigt auch teilweise typische Hangsackungsmorphologien (konvex-konkaves Profil). Es gibt keine durchgehende dominante Abrisskante für die ganze Talflanke, vielmehr spiegeln sich die komplexen Prozesse in vielen Abrisskanten und Zerrstrukturen wider. Trotzdem zeigt der gesamte Massenbewegungskörper im Oberhang deutlich ein Massendefizit von 50 bis 80 m Höhenunterschied. Der Unterhang wird maßgeblich durch sekundäre Kriechungen und weitere abgrenzbare komplexe Massenbewegungskörper dominiert.

Der Zechergraben hat sich im Oberhang in eine mindestens 30 m mächtige Fließmasse eingeschnitten. Lithofaziell ist die Fließmasse aus Dms bis Dmm mit angularen bis sub-angularen Schwarzschiefer- und Kalkglimmerschiefer-Komponenten aufgebaut. Diese Fließmasse liefert das Material für den großen Schwemmfächer im Tal gleich südlich von Unterberg.

Bockhartseen

Der obere und untere (aufgestaute) Bockhartsee befinden sich in einem WNW bis ESE ausgerichteten Hängetal, das kurz nördlich vor Sportgastein über einen steilen Abhang in die Naßfelder Ache mündet. Umrahmt wird das Tal im Nordosten beginnend von der Miesbichlscharte (2.327 m) (Übergang in das Angertal bzw. Schattbachtal), weiter über einen exponierten Grat nach Westen über den kleinen Silberpfennig (2.540 m), den Silberpfennig (2.600 m) bis zur Baukarlscharte (2.492 m), die den Tripelpunkt zwischen Erzwiese (Angertal) im Norden, dem Hüttwinkltal im Westen und den Bockhartseen im Süden beschreibt. Weiter nach Süden folgen die Bockhartscharte (2.226 m – Übergang in das Hüttwinkltal), Der Seekopf (2.413 m) und dann nach Osten der Kolmkarspitz (2.529 m).

Lithologisch dominiert Siglitz-Gneis der Romate-Decke des Venediger-Deckensystems. Nur der nördliche Grat (Baukarlscharte bis kleiner Silberpfennig) ist aus Marmor der Romate-Decke (Angertalmarmor) und im Hangenden Schwarzschiefer der Fleiss-Zone des Modereck-Deckensystems aufgebaut.

Das Gebiet rund um den oberen Bockhartsee ist sehr stark durch die ehemalige Bergbautätigkeit geprägt, es finden sich viele Halden und alte Stolleneingänge. Auch stammen wahrscheinlich wallartige Anhäufungen von angularen Blöcken aus anthropogener Hand und sind erodierte Reste von Rampen für den Bergbau.

Glaziale Ablagerungen

Grundmoränenbedeckungen sind nur sehr spärlich und nicht erwähnenswert erhalten.

Egesen

Im Kar südlich des kleinen Silberpfenning sind mehrere parallele Wälle im steilen Gelände erhalten. Im oberen Bereich zeigen diese eine Art Girlanden-Wall-Form. Der Sedimentinhalt ist als Dmm bis Dms mit angerundeten lokalen (Siglitz-Gneis) Komponenten (max. 1 m Durchmesser) zu beschreiben und daher als Seiten- bis Endmoränenablagerung lithogenetisch zu klassifizieren. Aufgrund der Höhenlage des dahinterliegenden Kares mit dem kleinen Silberpfennig als höchsten Punkt (2.410 m) ist eine Bildung während des Egesen analog zu vergleichbaren Karen in der Umgebung anzunehmen. Wenn von der Geometrie der Wälle ausgegangen wird, dann ist der obere „Girlanden"-Bereich von den unteren Wällen abzutrennen und stellt wahrscheinlich einen späten Rückzugsstand der Egesen-Phase dar. Dementsprechend liefert der oberste Ansatzpunkt der Seitenmoränenwälle im unteren Bereich eine Abschätzung der Paläo-Schneegrenze für ein Egesen-Maximum nach der Methode Lichtenecker. Diese liegt bei ca. 2.260 m.

An der gegenüberliegenden Talseite ist im steilen Bereich nordöstlich des Kolmkarspitzes eine wallförmige Bastion bestehend aus korngestütztem Schutt mit bis zu blockgroßen Komponenten (bSCc bis cSCc) erhalten. Wahrscheinlich handelt es sich hierbei um die End- bis Seitenmoräne eines kleinen Egesen-zeitlichen Hanggletschers, der stark schuttbedeckt war (debris covered glacier).

Blockgletscherablagerungen

Unmittelbar neben den Egesen-zeitlichen Moränenablagerungen finden sich periglazial überarbeitete Schuttbereiche. Manche zeigen deutliche Morphologien einer Blockgletscherablagerung und wurden dementsprechend ausgeschieden. Manche Bereiche sind eher in einem initialen Stadium der periglazialen Umlagerung und wurden daher als Geli-Solifluktionsmasse kartiert.

Zwischen den beiden Bockhartseen hat sich ein ca. 8 ha großer, bis zu ca. 30 m mächtiger Blockgletscher mit typischen Rampen und Wulst-Geometrien aus den Schutthängen unterhalb des Kolmkarspitzes entwickelt. Die Lithofazies ist als korngestützter Schutt mit bis zu mehreren Meter großen (lbSCc bis bSCc) angularen bis sub-angularen Komponenten (Siglitzgneis) zu klassifizieren.

Massenbewegungen

Der Abfluss des oberen Bockhartsees ist durch einen davor gelagerten Sedimentkörper an die Nordseite des Tales gedrängt. Dieser Körper ist aufgrund mangelnder Aufschlüsse und Überlagerung durch Schutt- und Schwemmfächern von den Seiten nur sehr schwer untersuchbar. Die Oberfläche ist jedoch bemerkenswert unruhig und es kann vermutet werden, dass teilweise große zusammenhängende Festgesteinsbereiche (Schollen) sowie große Blöcke erkennbar sind. Die plausibelste, wenn auch nicht wirklich belegbare Interpretation ist daher eine Gleitmasse, die wahrscheinlich aus dem Süden kam und nunmehr stark überprägt ist.

Sportgastein (Naßfeld)

Das Naßfeld ist ein Almgebiet mit umrahmenden Karen, das im Süden mit der Mündung des Weißenbaches in das Naßfeldgebiet und im Norden mit dem Anfang der tief eingeschnittenen Klamm (ca. beim Bärenfall) nach Böckstein begrenzt ist. Von Norden nach Süden beginnt der begrenzende Kammbereich im Westen (im Westen Hüttwinkltal – im Osten Naßfeld) mit dem Kolmkarspitz (2.529 m) und führt über die Kolmkarscharte (2.298 m), dem Niedersachsenhaus (2.472 m), der Rifflhöhe (2.694 m) und dem Neunerkogel (2.827 m) zur Herzog-Ernst-Spitze (2.933 m). Hier ist der Tripelpunkt zwischen Sportgastein (Naßfeld im Osten), Hüttwinkltal (im Westen) und Mölltaler Gletscher im Süden (Kärnten). Der weitere Gratverlauf richtet sich nach Südosten und ist auch zugleich die Grenze zwischen Salzburg und Kärnten. Es folgen im Weiteren das Schareck (3.123 m), der Weinflaschenkogel (3.009 m), der Schlapperebenspitz (3.021 m), die Murauer Köpfe (2.913 m) und der Hinterer (2.886 m) und Vorderer Geißlkopf (2.974 m). Nun schwenkt der Grat nach Nordosten und man erreicht über den Westerfrölkekogel (2.727 m) und die Hagener Hütte am Niederen Tauern (2.448 m) das Weißenbachtal. Die östliche Grenze vom Naßfeld ist die markante Bergflanke des Kreukogels (2.686 m). Im Westen bis Süden münden vier Bäche aus Karen in die Naßfelder Ache. Vom Norden beginnend sind diese das Schareckkar bzw. Bräuwinkl, das Schlapperebenkar, ein unbenanntes Kar nördlich der Murauer Köpfe (vulgo Silberkarl und Röckkarl) und das Höllkar.

Festgestein

Neben den quartären Fragestellungen sind vor allem einige tektonische Unklarheiten in Sportgastein zu klären. Da auch darauf bei der Kartierung speziell in den schwer zugänglichen Karen wertgelegt wurde, werden im Folgenden vermehrt die Feldbeobachtungen beschrieben. Den östlichen, zentralen und westlichen Hangfußbereich von Sportgastein nimmt der Siglitz-Gneis der Romate-Decke des Venediger-Deckensystems ein. Richtung Westen die Kare hinauf bis an den oben beschriebenen Grat folgt im Hangenden der Romate-Decke eine bunte Abfolge von Gesteinen der Fleiss-Zone des Modereck-Deckensystems und der Rauris-Decke des Glockner-Deckensystems. Eine sehr vergleichbare Abfolge findet sich auf der anderen Seite des Grates (Mölltaler Gletscher), allerdings mit dem Unterschied, dass im Liegenden Zentralgneis der Sonnblick-Decke des Venediger-Deckensystems ansteht. Die gesamte Abfolge fällt relativ konstant flach bis mittelsteil nach Südwesten ein. Zwei Profile werden genauer beschrieben.

a) Profil 1 geht vom Talboden über den Neuwirth Steig bis zum Schlapperebenkar. Am Beginn des Profils ist Siglitz-Gneis anstehend, der zunehmend verschiefert und dann eigentlich schon als Glimmerschiefer angesprochen werden muss. Einige Meter weiter sind Einschaltungen von Grünschiefer-Myloniten erkennbar. Wieder einige Zehnermeter weiter tritt zum ersten Mal ein charakteristischer Granat und Chlorit führender Glimmerschiefer auf (Woisgenschiefer), der stark verzahnt und wechsellagernd und verfaltet als Mylonit ausgeprägt ansteht. Im Kar wechsellagert der Woisgenschiefer mit Kalkglimmerschiefern und ist wiederum mylonitisch überprägt. Im gesamten ist die Abfolge als bunte Melange verschiedener Lithologien aus verschiedenen tektonischen Einheiten zu klassifizieren mit starker struktureller Überprägung bis hin zur Mylonitisierung.

b) Profil 2 startet ebenfalls im Talboden im Siglitz-Gneis und führt in den Karboden (Silberkarl) östlich unterhalb des Wasiger Kopfes (2.350 m). Ähnlich wie in Profil 1 ist eine stark strukturell überprägte Wechsellagerung von Siglitz-Gneis, Schwarzschiefern und Woisgenschiefer anzutreffen. Höchst interessant ist ein ca. 60 bis 80 m mächtiges Kalkmarmorband, das im Karboden ansteht und markant Richtung Osten ziehend (bis zur Hagener Hütte sichtbar), verfolgbar ist. Dank Verkarstungsstrukturen kann der Kalkmarmor auch unter der teilweisen vorhandenen Grundmoränenbedeckung verfolgt werden. Obwohl der Kalkmarmor verkarstet, scheint er gegenüber seinen Rahmengesteinen (Schwarzschiefer und Woisgenschiefer) kompetenter zu sein und bildet markante überhangende Felswände aus (z.B. Wasserfall aus dem Höllkar). Ein strukturelles Rätsel gibt das abrupte Verschwinden des Marmorzuges an dieser Stelle (Ende des Profils) auf. Ohne klar ersichtliche Störung und Versatz von den Rahmengesteinen ist der Zug weiter westlich und nordwestlich (z.B. im Schlapperebenkees – Profil 1) nicht mehr auffindbar. Erst wieder ca. 5 km weiter nördlich, bei der Bockhartscharte (siehe Kapitel Bockhartseen), kommt ein sehr vergleichbarer Kalkmarmor (Angertalmarmor) wieder anstehend an die Oberfläche.

Glaziale Ablagerungen

Aus quartärgeologischer Sicht ist in Sportgastein vor allem der Talboden interessant, da glaziale Wälle über die gesamte Länge des Talbodens vorkommen und in Wechselwirkung mit Erosionsformen stehen. Das Naßfeld wurde schon von vielen Paläogletscherforschern (insbesondere JAKSCH, 1956) herangezogen, um den spätglazialen Zeitraum zwischen Gschnitz (ca. 16 ka bis 17 ka) und Holozän (ab 11,7 ka) zu studieren. Mehrere glaziale Stände, definiert durch End- und Seitenmoränen, sind erkennbar, die von JAKSCH (1956) entsprechend der damaligen Nomenklatur dem Daun- bzw. dem Egesen-Stadial zugeordnet wurden. Durch den Bedeutungswandel den diese Stadiale seither erfahren haben (s. KERSCHNER, 2009) erscheint die damalige Gliederung aus heutiger Sicht verwirrend, da mit dem damaligen Daun-Begriff das heutige Egesen-Maximum im Sinne einer Maximalvergletscherung in der Jüngeren Dryas gemeint ist (vgl. REITNER et al., in Druck). Eine moderne geologische Untersuchung kombiniert mit Datierungen (BICHLER et al., 2016) im westlich benachbarten hinteren Hüttwinkltal (Kolm-Saigurn) zeigt, dass die Egesen-zeitliche Ausdehnung mehrphasig und komplex war. Aus dem Vergleich der morphologischen und sedimentären Befunde des Naßfeldes mit jenen von Kolm-Saigurn sind viele Parallelen erkennbar. Daher liegt die Vermutung nahe, dass die rekonstruierbaren Paläogletscher-Geometrien ebenfalls als Stände des Egesen-Maximums und des mehrphasigen multiplen Rückzugs interpretierbar sind. Die Naßfelder Ache produzierte bemerkenswert komplexe Erosionsstrukturen und verlegte ihren Lauf offensichtlich mehrmals. Sie schnitt sowohl in ihre eigenen Bachablagerungen (als Braided River System) als auch in Grundmoränenablagerungen, Ablationsmoränenablagerungen und Eisrandablagerungen ein.

Egesen

Wie schon oben erwähnt, sind mehrere Wallsysteme im Naßfeld erhalten und daher sehr plausibel auch mehrere glaziale Ausdehnungen rekonstruierbar. Ausgehend von den zu äußerst liegenden Wällen kann daher eine maximale Eisausdehnung rekonstruiert werden, die den gesamten Talboden bedeckte und aus Einzelströmen aus dem Weißenbachtal und aus den westlichen Karen bestand. Folgende wichtige Lokalitäten definieren das komplexe glaziale System im Naßfeld:

a) Die nördlichsten (talauswärts) erkennbaren Wallsysteme befinden bei der Schareckalm und im Tal gegenüber (hier mit zwei Wällen ausgeprägt). Die Lithofazies der mindestens 20 m mächtigen Sedimentkörper bei der Schareckalm ist als Dmm bis Dms mit sandiger Matrix und sub-angularen bis sub-gerundeten Augengneis-, Schwarzschiefer- und Kalkglimmerschiefer-Komponenten zu klassifizieren. Diese Seitenmoränenablagerung ist teilweise unterbrochen in einer Gesamtlänge von ca. 700 m verfolgbar. Markante Erosionskanten von der Naßfelder Ache machen teilweise die Interpretation Wall vs. Nicht-Wall schwierig, jedoch ist die Lithofazies der Seitenmoräne sehr deutlich von der Lithofazies der umlagernden Bach- und Flussablagerung vom Siglitzbach (Westen) und Naßfelder Ache (Süden) unterscheidbar. Eine sehr plausible Rekonstruktion eines damit korrespondierenden Paläogletschers endet am heutigen Parkplatz bei der Schöneggalm auf einer Seehöhe von ca. 1.570 m. Analog zur Situation bei Kolm-Saigurn würde dieser Stand dem Egesen-Maximum entsprechen. Um diese Einschätzung zu bestätigen wurde eine Moorprobe für ^{14}C-Datierungen unmittelbar westlich von den orografisch rechten Wällen vor dem nächsten erkennbaren Endmoränenwall genommen.

b) Entlang des weiteren Talverlaufs finden sich sowohl orografisch rechts als auch links mehrere glaziale Wälle und Erosionsreste von Wällen. Morphologisch auffallend ist hierbei eine Abfolge von mehreren rechten Seitenmoränenwällen oberhalb der Moaralm und Brandtneralm. Die Lithofazies der Wälle ist durchwegs als Dmm bis Dms mit sandiger und/oder siltiger Matrix mit sub-angularen bis sub-gerundeten Komponenten zu klassifizieren. Die Komponenten-Lithologie ist bunt gemischt und enthält Siglitz-Gneis, Glimmerschiefer, Kalkglimmerschiefer und Schwarzschiefer. Auffallend ist, dass große Komponenten (bis zu 80 m^3) in den Seitenmoränenablagerungen und große erratische Blöcke (bis zu 120 m^3), die meist auf den Kämmen der Wälle, aber auch dazwischen vorhanden sind, fast ausschließlich aus Kalkglimmerschiefer bestehen. Dies spiegelt augenscheinlich die Dominanz der Gletscher aus den westlichen Karen (Höllkar und unbenanntes Kar nördlich der Murauer Köpfe) wider, da Kalkglimmerschiefer nur in den oberen Bereichen der Kare ansteht und nicht im Weißenbachtal. Da die Mehrgliedrigkeit typisch für das Egesen ist und keine sedimentologischen Unterschiede in den verschiedenen Wällen erkennbar ist, kann auch sehr wahrscheinlich dieses Wallsystem als Egesen-zeitlich eingestuft werden, wobei der höchste Wall (von 1.690 m bis 1.750 m) das Egesen-Maximum definiert. Hinter diesem obersten Wall hat sich ein langgestrecktes Moor entwickelt. Auch dieses wurde erbohrt um ein 2. Minimaldatum für den Maximalstand zu bekommen.

c) Südlich der Naßfeldalm sind eindeutige bis zu 5 m hohe (mächtige) Seitenmoränenwälle erhalten, die an ihrem südlichen Ende Richtung Schlapperebenkar abbiegen. Der Sedimentinhalt dieser Wälle kann als Dms mit sandiger Matrix und sub-angularen bis sub-gerundeten Siglitz-Gneis-, Schwarzschiefer- und Granatglimmerschiefer-Komponenten beschrieben werden und charakterisiert so eindeutig einen glazialen Ursprung. Westlich der Naßfeldalm ist eine Anhäufung von Kalkglimmerschiefer-Blöcken vorhanden. Aufgrund der Geometrie der Wälle kann sehr plausibel eine glaziale Zunge rekonstruiert werden, die im Talboden vom Naßfeld endete und nur aus dem Schlapperebenkar genährt wurde. Die Kalkglimmerschiefer-Blöcke können in diesem Zusammenhang am ehesten als Ablationsmoränenablagerung dieser Ausdehnung interpretiert werden. Sehr wahrscheinlich widerspiegeln sie eine Massenbewegung (Felssturz) auf Eis, die mittransportiert wurde. Zwecks Erfassung des Mindestalters von diesem wahrscheinlichen Egesen-Rückzugsstand wurde ein Moor innerhalb der Seitenmoränen erbohrt.

Zusammenfassend sind im Naßfeld/Sportgastein sehr plausibel die sedimentologischen und morphologischen Zeugen einer komplexen glazialen Aktivität während des Egesen erkennbar. Ausgehend von einer Maximalausdehnung, die bis zum Talschluss im Norden reichte, zog

sich der Egesen-zeitliche Gletscher mit mehreren Stabilisierungen entlang des Tales zurück. Aufgrund der Gletscher-Geometrien der Rückzugsstände und der Dominanz von Kalkglimmerschiefer als Komponente in den Seiten- und Endmoränenablagerungen kann im Einklang mit den Ergebnissen von JAKSCH (1956) davon ausgegangen werden, dass die Gletscher aus den westlichen Karen die dominierenden Eismassen während einer Konfluenz mit dem Gletscher aus dem Weißenbachtal waren. Als das System der zusammenhängenden Kargletscher zerfiel, waren diese sehr wahrscheinlich noch als Zunge im Talboden vorhanden, während der Gletscher aus dem Weißenbachtal schon verschwunden oder nur mehr als Toteis vorhanden war. Welche Rolle der Egesen-zeitliche Gletscher aus dem Siglitzbach Tal spielte, lässt sich nicht erörtern, da keine Morphologien einer Ausdehnung (Seitenmoränenwälle) erhalten sind. Falls jedoch eine Konfluenz während eines Egesen-Maximums beim Valeriehaus bestand, so war auf jeden Fall, aufgrund der Geometrie der Seitenmoränen, die „große“ Eiszunge aus dem Naßfeld dominierend.

Kleine Eiszeit und jünger

Die hohen westlichen Kare weisen alle Vergletscherungsspuren aus dem Holozän auf. Markant sind die Seiten- und Endmoränenwälle des 1850er Standes, sofern die damaligen Gletscherzungen nicht über die steilen Karabhänge reichten und daher am Karboden Wälle ausbildeten. An den Situationen (z.B. Schlapperebenkar), an denen die holozänen Ausdehnungen wahrscheinlich über die Karabhänge reichten, finden sich weitere markante Ablagerungen am Rand der Kardepression und erstrecken sich fast über die gesamte Breite des Kares. Die Sedimente hier sind als blockgroßer korngestützter Schutt (lbSCc), deren Komponenten monomikt aus Kalkglimmerschiefer bestehen, anzusprechen. Wahrscheinlich handelt es sich hierbei um die Ablationsmoränenablagerung einer glazialen Ausdehnung, die entweder in das Egesen oder sehr viel plausibler in das Holozän (Stände um die Jahre 1620 oder 1850) zu stellen ist, da in der unmittelbaren, darüber liegenden Abfolge nur ganz junge (um das Jahr 1920 oder jünger) End- und Seitenmoränenwälle zu erkennen sind.

Massenbewegungen

Im Vergleich zu benachbarten Gebieten sind die Talflanken im Naßfeld relativ stabil und es treten nur vereinzelt Bereiche mit tiefgreifender Hangdeformation auf. Auffallend ist jedoch ein großer glatter Hang, der die Talflanke oberhalb der Moaralm und der Brandtneralm bildet. Diese Fläche erweckt den Anschein einer großen Gleitbahn und hat auch eine distinkt erkennbare Kante, an der die Topografie flacher wird und die als Abrisskante interpretiert werden kann. Die dazugehörige Gleitmasse müsste dementsprechend im Tal anzufinden sein, allerdings erlaubt es die Egesen-zeitliche glaziale Überprägung mit mehreren Metern mächtigen Seitenmoränenablagerungen nicht, Aufschlüsse der möglichen Gleitmasse zu identifizieren. Da aber eine ausgeprägte hangparallele Geländestufe vorhanden ist und auch die Seitenmoränen bei der Moaralm eine Geländestufe Richtung talauswärts überschreiten, kann sehr plausibel von einem darunterliegenden Körper (ob Gleitmasse oder nicht) ausgegangen werden. Die Egesen-zeitliche Überprägung würde in diesem Falle auch gleich ein Minimalalter für die Gleitmasse liefern.

Literatur

BICHLER, M. (2014): Bericht 2013 über geologische Aufnahmen im Quartär in den Gebieten Leidalm, Schloßalm und Lafental auf Blatt 154 Rauris. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **154**, 302–307, Wien.

BICHLER, M.G., REINDL, M., REITNER, J.M., DRESCHER-SCHNEIDER, R., WIRSIG, C., CHRISTL, M., HAJDAS, I. & IVY-OCHS, S. (2016): Landslide deposits as stratigraphical markers for a sequence-based glacial stratigraphy: a case study of a Younger Dryas system in the Eastern Alps. – Boreas, **45**, 537–551, Oxford. https://dx.doi.org/10.1111/bor.12173.

EXNER, C. (1956): Geologische Karte der Umgebung von Gastein 1:50.000. – 1 Bl., Geologische Bundesanstalt, Wien.

EXNER, C. (1957): Erläuterungen zur geologischen Karte der Umgebung von Gastein 1:50.000 (Ausgabe 1956). – 108 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

JAKSCH, K. (1956): Die Eiszeitliche und Nacheiszeitliche Vergletscherung des Gasteiner Tales. – Dissertation, Universität Innsbruck, 110 S., Wien.

KELLER, B. (1996): Lithofazies-Codes für die Klassifikation von Lockergesteinen. – Mitteilungen der Schweizerischen Gesellschaft für Boden- und Felsmechanik, 132: 5–12.

LICHTENECKER, N. (1938): Die gegenwärtige und die eiszeitliche Schneegrenze in den Ostalpen. In Verhandlungen der III Internationalen Quartär- Konferenz, Vienna, September 1936, INQUA, Geologische Landesanstalt.

LINNER, M., REITNER, J.M. & PAVLIK W. (2013): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000 Blatt 179 Lienz, Wien (Geologische Bundesanstalt).

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. & LINNER, M. (in Druck): Reconsidering the current stratigraphy of the Alpine Lateglacial stratigraphy: Implications of the sedimentary and morphological record of the Lienz area (Tyrol/Austria). – E&G – Quaternary Science Journal. https://dx.doi.org/10.3285/eg.65.2.02

Blatt 155 Bad Hofgastein

Siehe Bericht zu Blatt 154 Rauris von MATHIAS BICHLER

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt

Jahr/Year: 2016

Band/Volume: 156

Autor(en)/Author(s): Bichler Matthias

Artikel/Article: Bericht 2014-2015 über geologische Aufnahmen im Quartär auf den Blättern 154 Rauris und 155 Bad Hofgastein 278-288