

Presslufthammer, soweit technisch möglich, von Gesteinstrümmern zumindest oberflächennahe bereinigt wurde.

Der „Auernigbergsturz“ zeigt im Gebiet des „Abrisses“ auf einer Seehöhe von ca. 1900 m ü.A. nur sehr vereinzelt ein Aufkommen von Bergsturzmaterial. Bei diesen Blöcken dürfte es sich um einzelne „Bergschlagbrocken“ aus den nördlichen bzw. östlichen Gebirgsgipfeln handeln.

Der Almboden ist in diesem Gebiet stark ausgeprägt, so dass eine exakte Beurteilung des Untergrundes ohne Eingriff nicht gemacht werden kann. Eine eklatante Zunahme der „Bergsturzmassen“ beginnt auf Höhe der Roßkopfbalm (1682m ü.A.), und hier fast ausschließlich im westlichen Teil der ca. NE nach SW verlaufenden trogförmigen Rinne, die sich bis zum Talboden beim Tunnelportal nach Mallnitz erstreckt.

Es finden sich in diesem Bereich immer wieder einzelne Gebiete, die in einem Umkreis von 100 m mit Prasinit-Blöcken tw. größer als 15 m und Kleinmaterial übersät sind. Zuweilen sind auch kammartige, offensichtlich aus W gelieferte Rücken von Sturzmaterial zu beobachten. Der Schluss liegt nahe, dass diese Gesteinsmassen aus dem südlichen Bereich des „Köpfls“ geliefert wurden. Hier ist anzumerken, dass sich am Südrand des Köpflkammes offensichtlich noch heute laufend Material aus dem Verband löst.

Der Ostteil dieses Gebietes ist im oberen Bereich im Verhältnis zum Westteil gering mit Bergsturzmaterial bedeckt.

Eine Zunahme desselben ist erst im unteren Bereich vor dem Eingang zur Rabischschlucht zu beobachten.

Im Gebiet um den Bahnhofs Mallnitz und in südliche Richtung nach Obervellach ist auf Grund der vielen baulichen Maßnahmen (Bahn, Straße), der Meliorisierung bzw. Deponienutzung vieler Flächen eine Beurteilung des Ausmaßes des „Auernigbergsturzes“ nur bedingt möglich.

Kumulativ finden sich Bergsturzmassen im Bereich südlich von Mallnitz speziell im Gebiet um die Kote 1220 m (Rabisch), wobei im Hang nach Westen noch bis auf eine Seehöhe von 1338 m Prasinite anzutreffen sind.

Auch im Bereich nördlich und im Wals SSW des Gehötes Haslacher bis zu den Weidegebieten vor dem Abfall zur Klamm (Richtung Burg Groppenstein) im Süden wurde oberflächlich ausschließlich Prasinitmaterial verschiedenster Größen (bis 10 m) angetroffen.

In der Groppensteinschlucht besteht ein überwiegender Teil des Materials im Bachbett, beginnend bei GH „Zur guten Quelle“ bis zum Ausgang der Klamm aus Prasiniten. Der Anteil an Prasiniten nimmt gegen Ende der Schlucht aber merklich ab. Auffallend ist, dass im Weidegebiet SW des genannten Gasthauses, westseitig des Mallnitzbaches oberflächlich ausschließlich Glimmerschieferblöcke anzutreffen sind.

Allgemein wurde beobachtet, dass die einzelnen Gesteinsbrocken des Bergsturzes im Wesentlichen keine groben mechanischen Brüche aufweisen.

Blatt 182 Spittal an der Drau

Bericht 2005–2006 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 182 Spittal an der Drau

JÜRGEN M. REITNER

Im Hinblick auf die Fertigstellung des Blattes Spittal an der Drau ÖK 182 (s. REITNER: Jb. Geol. B.-A., **146/1–2**, 141–147, Wien 2006) lag der räumliche Schwerpunkt der Kartierung im Gebiet nördlich und westlich der Ortschaft Malta. Ergänzend zu den bestehenden Aufnahmen wurden weiters Bereiche an der Süd- und Südostabdachung der Reißbeckgruppe (ausgehend von den Flanken des Reinitzbaches bis zum westlichen Blattrand) untersucht. Inhaltlich standen dabei Moränen spätglazialer Gletscherstände, Massenbewegungen und spätglaziale Blockgletscherablagerungen (dieser Begriff wird hier im Sinne von „reliktischen Blockgletschern“ verwendet) im Vordergrund. In diesem Zusammenhang ist darauf zu verweisen, dass für das Blatt Spittal schon eine von G. LIEB verfasste Karte der intakten und reliktischen Blockgletscher der Reißbeckgruppe vorlag (2004; Archiv der Geol. B.-A.). Diese stützte sich allerdings in großen Teilen auf Luftbildinterpretationen (mündl. Mitt. G. LIEB), womit jedenfalls Bereiche unterhalb der Waldgrenze methodikbedingt ausgespart blieben.

Im Hinblick auf Altersabschätzungen von Blockgletscherablagerungen aufgrund der Höhenlage sei generell darauf verwiesen, dass nach KROBATH & LIEB (2002; Grazer Schriften der Geographie und Raumforschung, **38**, 159–172) gegenwärtig die Untergrenze des diskontinuierlichen Permafrostes in diesem Raum im Durchschnitt zwischen ~2400 m (N-Exposition) und ~2700 m (S-Exposition) liegt.

Weiters lieferten die Arbeiten von BUCHENAUER (1990; Marburger Geographische Schriften, **117**) und LIEB (1987; unpubl. Dissertation, Universität Graz) mit den in der Schobergruppe für die spätglazialen Stadia ermittelten Werten der jeweiligen Permafrostdepression (PDF) wichtige Eckpunkte zur groben chronologischen Einstufung der reliktischen Blockgletscher.

Die folgende Darstellung orientiert sich an den räumlichen Gegebenheiten beginnend im Norden des Arbeitsgebietes.

Nördlich des Maltatales: Stubeck – Faschaun – Perschitz

Am Südrand des Stubeck (2370 m) wie auch in der Faschaun liegt abschnittsweise eine großflächige Grundmoränenbedeckung vor. Das Sediment ist polymikt und weist meist noch Ferngeschiebe wie Zentralgneis auf. Blöcke dieser Lithologie, die die Rekonstruktion der Ausdehnung des Eisstromes aus dem Maltatal während des Würm-Hochglazials (LGM) erlauben, findet man beispielsweise N Ecken (Südausläufer Stubeck) in 1970 m ü.NN und E Brücke 1652 (in der Faschaun).

In der Faschaun

Glaziale Sedimente des Spätglazials wurden nur dort als solche von den hochglazialen Pendanten abgetrennt, wo die entsprechende Morphologie, d.h. Moränenwälle vorlagen. So wird der wallförmige Sedimentkörper an der orographisch rechten Seite des Feistritzbaches in ~1800 m ü.NN (etwa 750 m flussaufwärts von der Brücke 1652) bestehend aus sandigen Diamikten mit polymiktem Geschiebespektrum als Ablagerung des ältesten rekonstruierbaren selbständigen Maltinger-Alpl-Gletschers in der Faschaun

gedeutet. Dieser undeutliche Wall verliert sich flussaufwärts in einer kleinhügeligen Topographie. Etwa 1,3 km talaufwärts der zuvor erwähnten Brücke in 1860 m ü. NN tritt er an derselben Talflanke wieder ansatzweise in Erscheinung.

Zwei prägnante Endmoränenwälle, deren tiefstgelegener bis hinab auf ~1950 m reicht, liegen an der orographisch rechten Seite des Feistritzbaches etwa 800 m ENE Eggenhütte vor. Damit lässt sich ein Gletscherast aus der Nische südöstlich des Faschaunereck (2614 m) rekonstruieren. Allerdings dürfte der Hauptast aus diesem Nährgebiet weiter nordöstlich Richtung Feistritzbach geflossen sein, worauf ein Erosionsrest einer Seitenmoräne hinweist.

Inwieweit dieser kleine Gletscher mit jenem zuvor erwähnten Gletscherstand des Maltinger-Alpl-Gletschers in Verbindung stand, ist nicht zuletzt aufgrund der die Nische dominierenden Blockgletscherablagerung nicht mehr rekonstruierbar. Letztere besteht aus grobem Amphibolitblockwerk und lässt sich in mehreren Wallgruppen gliedern. Die rampenförmige Hauptmasse dieses gegen SE exponierten, reliktschen Blockgletschers liegt mit scharf ausgeprägten Wallformen in 2000 m ü. NN bzw. darüber und damit über der heute ersichtlichen lokalen Baumgrenze. Demgegenüber erreichte nur eine kleine Blockgletscherzunge, welche morphologisch deutlich weniger prägnant erscheint, bis hinab auf 1880 m ü. NN und damit bis in die Nähe des oberen Seitenmoränenabschnittes des rekonstruierten Maltinger-Alpl-Gletschers (1,3 km oberhalb Brücke 1652; s.o.). Neben dieser offensichtlichen Polyphasigkeit dieser Periglazialbildung fällt das Volumen der unter Permafrostbedingungen bewegten Schuttmasse im Verhältnis zu der Größe des Einzugsgebietes auf. Betrachtet man allerdings in diesem Zusammenhang die durch eine tiefgreifende Massenbewegung, d.h. Sackung, geprägte ostexponierte Flanke zwischen Faschaunereck und Faschaunerleiten, so kann auch die Schuttbereitstellung in diesem Umfang erklärt werden.

In Summe dürften die beschriebenen spätglazialen Moränenwälle Ablagerungen der Ältesten Dryas sein. Rein spekulativ ist das Gschnitz-Stadial als Bildungszeitraum jedenfalls für die teils periglazial überprägten Wälle (kleinräumige „Hummocky“-Topographie) des Maltinger-Alpl-Gletschers in 1800 bis ~1860 m ü. NN nicht auszuschließen. Die polyphase, gegen SE exponierte Blockgletscherablagerung ist schon aufgrund der räumlichen Gegebenheiten jünger, wobei die Genese des unteren, überformten Abschnittes sicherlich noch in die Älteste Dryas fällt. Auch für die Hauptmasse erscheint aufgrund der Höhenlage in Kombination mit der Exposition eine periglaziale Formung während der Ältesten Dryas, möglicherweise im Daun-Stadial wahrscheinlich.

Stubeck

Im oberen Bereich des Stubeck (2370 m) sind tiefgreifende Massenbewegungen sowie Blockgletscherablagerungen die auffälligsten quartären Phänomene. Erstere wurden überblicksmäßig gemeinsam mit G. PESTAL untersucht, wobei hier nur geringfügige Ergänzungen bzw. Vereinfachungen zu der von GENSER (1993; Jb. Geol. B.-A., 136/3) vorliegenden Kartierung unternommen wurden.

Reliktische Blockgletscher mit zum Teil schönen girdelförmigen Wällen wurden unmittelbar N und NNE des Gipfels sowie am Nordfuß des Ochsenstandes und nördlich der Karscharte erfasst. Abgesehen von dem Exemplar N Karscharte, welches bis ~1940 m hinabreicht, liegen alle Termini in Höhenlagen deutlich über 2000 m ü. NN. Selbiges gilt für die Blockgletscherablagerung an der ENE schauenden Flanke 750 m SSE des Stubeck-Gipfels. Eine Besonderheit stellt die mutmaßliche Blockgletscherablagerung 1,3 km SSE Stubeck dar. Diese reicht am Nordab-

hang der Moosstritzen unmittelbar südlich der Hütte 1994 bis etwa 1940 m ü. NN hinab und weist mehrere Internwälle mit jeweils einem abgeflachten Kambbereich auf. Das obere Ende verläuft sich in 2060 m ü. NN in einer Nische, die als Abrissbereich einer in den phyllitischen Granatglimmerschiefern angelegten Massenbewegung interpretiert wurde. Eine Schutthalde ist, wie sonst üblich, als Nährgebiet des reliktschen Blockgletschers nicht ersichtlich.

Eine alternative Interpretation dieses kleinen Körpers als rein gravitativ bedingte Massenbewegung im Sinne eines kriechenden Rutschkörpers, wie zum Beispiel NE Stubeck, d.h. N Torscharte zu sehen (fehlt übrigens auf der Geologischen Karte Blatt Muhr), gilt aufgrund des Böschungswinkel von ~15° als unwahrscheinlich. Ein weiters dazu angeachter Sturzstrom hätte aufgrund der damit verbundenen Dynamik und der Talgeometrie unterhalb der Abrisskante einen Verlauf gegen ENE nehmen müssen, der nicht ersichtlich ist.

Demgegenüber erscheint eine Kombination der Prozesse nämlich eine durch das Permafrosteis erfolgte Mobilisierung einer Böschung, deren Gefüge schon durch eine kriechende Massenbewegung aufgelockert war, die plausibelste Lösung zu sein. Demzufolge handelt es sich hier, wie von REITNER (2003; Jb. Geol. B.-A., 143/3, 514–522) definiert, um einen von einer Massenbewegung genährten, reliktschen Blockgletscher.

Die Altersstellung dieser Periglazial-Phänomene bleibt offen. Für die tieferen, weniger deutlich wirkenden Formen (N Karscharte und bei der Hütte 1994) wäre ein Bildungsalter gegen Ende der Ältesten Dryas (? während des Daun Stadials) zu erwägen. Die höheren Blockgletscherablagerungen entsprächen damit der Jüngeren Dryas. Während dieses Klimarückschlages wurden höchstwahrscheinlich auch noch aus dem Daun-Stadial stammende Endmoränen kleiner Gletscher N Stubeck und Ochsenstand in den Blockgletschern mobilisiert und damit zerstört, sodass derartige glazigene Sedimentkörper in diesem Bereich nahezu komplett fehlen.

Perschitz

In der Perschitz wurde die Fortsetzung des aus Grobblöcken der Storzserie (mündl. Mitt. G. PESTAL) bestehenden Sackungskörpers südlich der Loibspitze (2229 m ü. NN auf Blatt Muhr ÖK 156) untersucht. Da allerdings auf der Geologischen Karte Blatt Muhr große Areale, die aus Grundmoräne bestehen, fälschlicherweise als Grobblockwerk ausgeschieden wurden, ergibt sich eine „Blattrandstörung“. Generell sind derartige unwillkommene Artefakte am Nordrand des Blattes ÖK 182 nicht zuletzt aufgrund der hier dokumentierten, genaueren quartärgeologischen Untersuchungen relativ häufig.

Südlich des Maltatales

Tandlalm

Das Kar der Tandlalm (mit der 2663 m hohen Tandlspitze als höchster Erhebung der Umrahmung) ist nicht zuletzt aufgrund der strukturellen Gegebenheiten (s. Bericht 2005 von PESTAL, 2006) eine weitgespannte, gegen Osten offene Nische. Der unmittelbare Fußbereich der Böschung zum Maltatal, bei der Schlatzingerau, mit den Dokumenten einer vermutlich während des Gschnitz Stadials erfolgten Stabilisierung der Maltagletscherzunge, wurde schon im vorjährigen Bericht (REITNER, 2006) beschrieben und diskutiert. Der daran anschließende obere Teil ist durch den Forstweg zur Oberen Tandlhütte vergleichsweise gut abgeschlossen. Weite Flächen werden von grauem, massivem und matrixgestütztem Diamikt mit Geschieben aus überwiegend Granitgneis aber auch gekritzten und polierten Amphiboliten bedeckt. Diese typische Grundmoräne tritt häufig erst im Liegenden eines Sand-betonten bis zu

zwei Meter mächtigen Umlagerungshorizont auf. Da der Lokalgletscher aus dem Kar der Tandlalm während des Gschnitz-Stadials keine Verbindung mehr mit dem Maltagletscher hatte, erfolgte die Ablagerung jedenfalls vor diesem spätglazialen Stand und damit höchstwahrscheinlich überwiegend im Hochglazial.

Aufgrund der Karte von LIEB (2004) war bekannt, dass im oberen Bereich, am Fuße der nordschauenden Wand, die sich von Roten Nock bis hinab zum Firstriegel (2007 m) zieht, eine ausgedehnte Blockgletscherablagerung von 2200 m ü.NN abwärts befindet. Deren offensichtliche Gliederung in eine Reihe von Wallgruppen weist schon in dem Abschnitt über der Waldgrenze auf eine polyphas gebildete Periglazialerscheinung hin. Ihr augenscheinliches unteres Ende an der Waldgrenze besteht südöstlich des Firstriegels aus einer markanten Rampe in ~1720 m mit ansatzweise erkennbaren Fließstrukturen auf der Oberfläche. Die mit 40° geneigte, sehr grobblockige Außenböschung wird von einem in der ÖK eingezeichneten Jägersteig zwischen Obere Tandlhütte und Kote 1694 gequert und ist daher auch leicht zu erkunden. Die geologischen Aufnahmen haben gezeigt, dass daran gegen Südosten und damit im geschlossenen Waldgebiet ein ausgedehntes Grobblockfeld (bestehend aus lokaler Granitgneis-Lithologie) anschließt, das etwa bis 1200 m ü.NN hinab zu verfolgen ist. Daraus ragen markante Rampen mit steilen Außenböschungen in 1620 m ü.NN (unmittelbar unterhalb des zuvor erwähnten Lobus in 1720 m ü.NN), sowie östlich davon, in einer eigenen Staffel in 1440 m ü.NN (Terminus in ~1400 m ü.NN) und in 1250 m ü.NN (Terminus in 1220 m ü.NN) heraus. Am eindrucksvollsten ist jene zungenartige Form (~300 m breit und 600 m lang) in 1440 m ü.NN entwickelt, die sich bei der in 1420 m ü.NN gelegenen Kehre des Forstweges N Kohlschlagwald wie eine Bastion um nahezu 30 Höhenmeter von der Umgebung absetzt.

Ansatzweise könnte man diese Gebilde als Bersturzablagerung erklären, d.h. als Resultat eines Sturzstromes, welcher sich aus dem Bereich des Firstriegels löste. Allerdings müsste es sich aus geometrischen Gründen zumindest um zwei verschiedene und auch sehr kleine Ereignisse gehandelt haben, die damit größtmäßig kaum die für Sturzströme erforderliche Fluidaldynamik erlangt hätten, die für eine vergleichbare Morphologie nötig wäre. Weiters sind derart steile und hohe Außenflanken als Produkt eines Bergsturzes, der sich lateral frei ausbreiten hätte können, nicht bekannt. Demgegenüber erscheint eine Erklärung der auffälligen Rampen als reliktsche Blockgletscher nicht zuletzt auch aufgrund der Kontinuität zu den, zuvor schon eindeutig als Blockgletscherablagerungen identifizierten Körpern im oberen Hangbereich (s.o., vgl. LIEB, 2004), weitaus plausibler. Da diese in einem großen Blockfeld situiert sind, dürfte es sich dabei teilweise um eine „Remobilisierung“ von blockigem Berg- bis Felssturzmaterial durch Permafrosteis gehandelt haben

Somit liegt hier der tiefstgelegene reliktsche Blockgletscher südlich des Alpenhauptkammes vor. Da jeglicher geomorphologische Bezug zu Endmoränen und damit zu Gletscherständen fehlt, kann vorerst nur die Höhenlage im Vergleich mit den sonstigen Erkenntnissen zu Permafrostdepressionen (PDF) im Spätglazial (vgl. Einleitung; s.a. H.W. BUCHENAUER, 1990; G.W. LIEB, 1987), einen Hinweis auf die Altersstellung geben. Da die PDFs der besprochen tieferen Blockgletscher mit Terminus in 1400 m bzw. 1220 m ü.NN jedenfalls deutlich mehr als 700 m beträgt, dürften sie mit großer Sicherheit während der Ältesten Dryas und sicherlich auch vor dem Daun-Stadial gebildet worden sein.

Da gemäß der bisherigen Rekonstruktion der Lokalgletscher der Tandlalm während des Haltes des Maltagletschers bei Schlatzing den unteren Bereich des Kares nicht erfüllt hatte, erscheint es auch rein spekulativ möglich,

dass mit der tiefsten Blockgletscherablagerungen mit Terminus in 1220 m ü.NN eine Periglazialbildung aus dem Gschnitz-Stadial vorliegt.

Das Blockfeld unterhalb des Kohlschlagwaldes stellt unzweifelhaft ein Felsturzareal dar.

Eine weithin sichtbare frische Abrisskante sowie die im Fußbereich daran anschließenden Grobblöcke des Ereignisses, welches sich in der Nacht vom 11. auf den 12. Juli 1995 (mündl. Mitt. W. EGGER, Malta) ereignet hat, belegen die jüngste Massenbewegungsaktivität in diesem Areal.

SE Firstriegel – Plieschhütte

Auffallend sind hier die zwei parallelen Seitenmoränenzüge ~600 NNW Plieschhütte, die von 1500 m ü.NN bis auf 1440 m ü.NN hinabziehen. Sie sind wie auch jene Seitenmoräne in ~1600 m als Ablagerungen eines selbständigen Lokalgletschers aus dem Bereich Roter Nock-Gspitzte Wand und nördlich davon während unterschiedlicher Phasen der Ältesten Dryas zu interpretieren.

Ergänzend zu der Karte von LIEB (2004) wurde im Bereich 700 m E Gspitzte Wand eine größere Blockgletscherablagerung mit Terminus in 1940 m ü.NN eingetragen.

Südost- und Südabdachung der Reißbeckgruppe

Gmeineck und Stoder

Im Kar an der SSE-Flanke des Gmeinecks (2592 m) befindet sich zwischen 2060 m und 1800 m ü.NN ein mit groben Blöcken (überwiegend Gneis) überstreutes, im Grundriss zungenförmiges Areal mit einer Fläche von etwa 0,1 km², das sich schon aufgrund des Bewuchses mit einzelnen Nadelbäumen von den umgebenden Weideflächen abhebt. Generell kann dessen Oberfläche als unruhig undulierend bezeichnet werden, wobei sich im Gelände nur am Ostrand so etwas wie ein Randwall abzeichnet. Bei der Betrachtung im Luftbild erkennt man mehrere Längsrillen, die aber offensichtlich durch die Erosion infolge episodisch abfließender Wässer aus dem oberen Karbereich gebildet wurden.

In Summe handelt es sich hier um eine Bergsturzablagerung, deren Liefergebiet von einer verhältnismäßig frisch aussehenden, bis etwa 2400 m ü.NN hinaufreichende Nische in der Karwand SSE Gmeineck angezeigt wird. Da in diesem Bereich mehr oder minder ein Isoklinalhang vorliegt (d.h. die Schieferung fällt in Richtung der Böschung ein), dürfte sich der Ablöseprozess anfänglich als Gleitung abgespielt haben. In weiterer Folge schoss die zunehmend desintegrierte Masse mit vermutlich hoher Geschwindigkeit den Karboden hinab. Obwohl es sich hinsichtlich der Ausdehnung um ein kleines Ereignis handelt, wurde doch bei einer Fahrböschungslänge von 1,4 km ein verhältnismäßig geringer Fahrböschungswinkel von 15° erreicht.

Wenngleich der Bereich nicht unmittelbar im Gelände untersucht wurde, sei hier auf eine interessante kleinräumige Massenbewegung unmittelbar SE Stoder (2433 m) hingewiesen, die vom Gegenhang wie auch über das Luftbild sehr idealtypisch ausgebildet ist. Der aus Amphibolit aufgebaute mehr oder minder Isoklinalhang am SE-Abhang des Stoder ist durch eine tiefgreifende Massenbewegung vom Typ einer Sackung geprägt. In dem schon aufgelockerten Bereich ist in 2240 m ü.NN eine markante Nische entwickelt, die als Abriss zu bezeichnen ist. An diese konkave Form schließt klassischerweise ein konvexer geformter Kriechkörper (auf der Karte als Rutschmasse eingetragen), der sich etwa 20-30 m von seiner randlichen Umgebung erhebt und bis 1920 m ü.NN hinabreicht.

Die Ähnlichkeit dieser bewegten Masse, die eine grobblockige Oberfläche aufweist, mit Blockgletschern ist frappierend. Allerdings fehlen hier Internstrukturen wie Wälle, die aber beispielweise bei sehr grobblockigen rampenför-

migen Blockgletscherablagerungen im Gelände nicht immer zu finden sind. Auffallend ist jedenfalls das Fehlen einer derart steilen Außenböschung wie sie üblicherweise bei Blockgletscherablagerungen entwickelt. Dieses Beispiel zeigt jedenfalls die Ähnlichkeiten zwischen periglazialen und rein gravitativen Phänomenen und die damit verbundenen Schwierigkeiten bei der Klassifizierung.

Reinitzbach

Das auffälligste quartäre Sediment im oberen Tal des Reinitzbaches (im Unterlauf Steinbrückenbach genannt), befindet sich an der orographisch linken Flanke S Königsangerspitz (2639 m). In 1900 m ü.NN setzt ein markanter Körper mit kantigen Grobblöcken (2–4 m³; aus Gneis) an der Oberfläche ein. Dessen Böschung zum Reinitzbach ist steil entwickelt. Ab 1940 m ü.NN sind zwei parallele Randwälle zu erkennen, die talaufwärts erst parallel zum Reinitzbachlauf und dann, 350 m östlich der Ochsenhütte, gegen Norden im gewundenen Verlauf bis auf 1970 m ü.NN ziehen. Bergwärts von diesen Randwällen schließt eine gering geneigte leicht fächerförmige Fläche, aus der nur einzelne Grobblöcke herausragen, an. Diese wird offensichtlich überwiegend von relativ feinkörnigeren Abspülmassen aufgebaut, welche in Rinnen vom Kammbereich hinabtransportiert wurden. In Summe bekommt damit der beschriebene Lockermaterialkörper die Form einer Rampe mit Randwülsten.

Interessanterweise ist die Fortsetzung der zuvor erwähnten Wälle aus Grobblöcken erst oberhalb einer steilen, etwa 30 m hohen blocküberhäuften Böschung 450 m ENE Ochsenhütte in etwa 2000 m ü.NN wieder zu finden. Weiters liegt oberhalb der zuvor erwähnten fächerförmigen Verebnung bis hinauf auf über 2100 m ü.NN ein Groblockfeld vor, das sich durch einen leichten Hangknick von der Hangschutthalde unterhalb des Kammes zwischen Königsangerspitz und Roßkopf abhebt.

Form und Inhalt des unteren rampenförmigen Blockschuttkörpers sprechen für eine spätglaziale Blockgletscherablagerung, der allerdings die Verbindung zu einem Nährgebiet, sprich einer Schutthalde, fehlt.

Der obere Blockschuttkörper, der hingegen diese Verbindung hat, weist nur 450 m ENE Ochsenhütte die morphologische Charakteristik eines Blockgletschers auf, wogegen dem restlichen Abschnitt der steile Randwall fehlt. Eine mögliche Lösung dieser eigenartigen Situation ergibt sich aus dem Studium der Luftbilder. So erscheint es sehr plausibel, dass es sich ursprünglich um einen zusammenhängenden Blockgletscher mit Terminus in etwa 1980–2000 m ü.NN gehandelt hatte. In dessen weiterer Entwicklung riss der untere Abschnitt vom Rest und damit von seinem Nährgebiet gravitativ bedingt ab und bewegte sich talwärts. Aufgrund der Materialcharakteristik und des damit verbundenen Reibungswinkel im Verhältnis zu dem vergleichsweise geringen Hangneigungswinkel ist zu vermuten, dass dieser Prozess noch bei Eisübersättigung des Lockersedimentes d.h. als der Blockgletscher noch intakt war, und damit unter Permafrostbedingungen stattfand. Betrachtet man die Reaktionen heutiger Blockgletscher mit ihren z.T. beschleunigten Bewegungsraten, so könnte diese Instabilität auch eine Folge einer hinaufwandernden Permafrostuntergrenze im Zuge einer Klimaerwärmung gewesen sein.

An derselben orographisch linken Talflank des Reinitzbaches ist die Massenbewegung SW Roßkopf bemerkenswert. An eine verhältnismäßig kleine Ausbruchsnische folgt ein überdimensioniert wirkender, vorgewölbter Hangfuß bestehend aus Blockwerk. In Summe dürfte es sich um das Resultat einer kriechenden Massenbewegung im Sinne einer Sackung handeln.

Böse Nase – Tröbacher Alm

Obwohl der Südabhang der Bösen Nase maßgeblich von Massenbewegungen (s.u.) geprägt ist, finden sich hier noch glaziale Sedimente. So sind am Weg von der Oberrauner Hütte zur Tröbacher Alm bis hinauf auf ~1860 m ü.NN Diamikte mit polymikten, glazial geformten, subangularen bis sehr selten angerundeten (Rundungsklasse „sub-rounded“) Geschieben, die unter anderem auch Zentralgneis führen, zu finden. Dabei handelt es sich im weitesten Sinn um ein glaziales Sediment, das während der letzten Großvergletscherung im Hochglazial vom Drau-Eisstrom abgelagert wurde. Diese aufgrund der Höhenlage nicht mehr konsolidierte Grundmoräne reicht im Weidegebiet NE der Oberraunerhütte bis 1900 m ü.NN hinauf und gibt so im Einklang mit den Erratikafunden (Gneise) am Hummelkopf in 1900 m ü.NN (EXNER, 1954; Jb. Geol. B.-A., 97, S. 31) einen Hinweis auf die Eisstromhöhe in diesem Raum, welche etwa 100 m über der Darstellung in der Eiszeitkarte von VAN HUSEN (1987) liegt. In diesem Zusammenhang ist allerdings darauf hinzuweisen, dass in der mittlerweile erschienen geologischen Karte Blatt Spittal a.d. Drau die Grundmoränenfläche fälschlicherweise auch über 1900 m ü.NN hinaufreicht und damit in ein Areal das aus Amphibolit aufgebaut ist.

Da der Südabhang der Bösen Nase mit der Südabdachung des Tauernfensters ident ist, liegt hier ein Isoklinhang vor, dessen hangtektonische Deformation mit Versätzen der Schieferhüllgesteine schon von EXNER (1984, Jb. Geol. B.-A., 127, 349–367) erwähnt wurde. In Summe handelt es sich primär um Sackungen mit relativ geringen Vertikalversätzen. Ein schönes Beispiel für eine sekundäre Massenbewegung, die sich in einem schon durch Hangbewegungen aufgelockerten Bereich entwickelt hat, ist zwischen Tröbacher Alm und Oberraunerhütte in 1900 bis 1800 m ü.NN zu finden. Der Abrissbereich besteht aus einer schmalen Nische oberhalb der Tröbacher Alm. Der bewegte Körper, welcher in der Karte als Rutschmasse definiert wurde, springt konvex nach außen vor und wird randlich von wallartigen Formen umgrenzt. Ähnlich wie bei dem Beispiel SE Stoder entsteht so auf dem ersten Blick eine Ähnlichkeit mit einer periglazial bzw. hier eventuell sogar mit einer glazial geprägten Morphologie.

Mühdorfer Bach – W Dürriegel

Im oberen Tal des Mühdorfer Baches, der in der ÖK auch als Seebach bezeichnet wird, sind die Flanken ab ~1400 von einer hinsichtlich der Geschiebe, lokal geprägten Grundmoräne mit sand-betonter Matrix ausgekleidet. An der orographisch linken Seite setzt in ~1535 m ü.NN, etwa 250 m SE Kote 1567 m, ein Grobschuttkörper ein. Dieser weist anfänglich in E–W-Richtung eine Breite von 100 m auf. Gegen Norden verbreitert sich dieser Körper auf das Doppelte bevor er etwa 500 m NE Kte. 1567 in dieser Richtung endet. Die Oberfläche ist geprägt von bis zu 100 m³ großen Gneis-Blöcken, die bereichsweise eine Wallform erkennen lassen.

Diese meist etwa fünf Meter hohen Wälle laufen im oberen Talabschnitt parallel zum Seebachtal d.h. Nord-Süd, womit der Körper sich morphologisch gegen Westen von der Umgebung abhebt. Im weiteren Verlauf gegen Süden zeigen diese Wälle eine konvexe Ausformung, sodass hier der Eindruck eines talabwärts fließenden Lavastroms mit Fließwülsten entsteht. Gegen Osten verläuft sich die Form in den Schuttfächern des Dürriegel-Westabhanges. Im Nordosten bzw. Norden geht der Blockschuttkörper in den Murschuttfächer aus der Nische N Dürriegel über.

An einer Wegböschung 300 m NNE Kte. 1567, am Forstweg zur Norbertjagdhütte, wird das Sediment über eine Mächtigkeit von 2,5 m aufgeschlossen. Dort liegt unter der oberflächlichen Lage von eckigen Blöcken mit einem und

mehreren Metern Durchmesser ein matrixgestützter Diamit mit sandig feinkiesiger Matrix mit darin „schwimmenden“ Klusten von 30 bis max. 50 cm Durchmesser vor. Weiters zeigen die Komponenten neben einer eckigen Kornform auch gelegentlich Kantenrundung von „subangular“ bis „subrounded“ auf, wie sie auch in den sehr lokal geprägten glazialen Sedimenten der Umgebung (s.o.) anzutreffen sind. Weitere, allerdings kleinere Aufschlüsse, die das selbe Bild eines Zweischicht-Aufbaues geben, findet man noch an den Böschungen der Wälle in dem „chaotisch“ anmutendem Gelände nördlich davon.

Die Morphologie dieses lavastrom-förmigen Sedimentkörpers sowie sein Zweischichtaufbau – oben grob, unten fein – sprechen für eine Interpretation als reliktscher Blockgletscher. Dieser hatte sich aus dem Hang- und Felssturzschutt vom Westabhang des Dürriegels entwickelt und im Zuge der Bewegung auch Lokalmoränenmaterial inkorporiert. Es ist durchaus denkbar, dass hier eine klassische Periglazialsituation mit einem Schuttkörper an einem Gletscherrand vorlag. Da dieser aufgrund der Übersättigung mit Interstitialeis prinzipiell fließfähig war, konnte er nach dem Abschmelzen der randlich blockierenden Gletscherzunge als Blockgletscher vorstoßen und so auch Seitenmoränenmaterial mobilisieren. Jedenfalls muss aufgrund der Höhenlage der Blockgletscherablagerung dies im Spätglazial noch vor dem Daun-Stadial während der Älteren Dryas vonstatten gegangen sein.

E Dürriegel – Norbertjagdhütte

Aufgrund der Aufnahmen von LIEB (2004) waren die Blockgletscherablagerungen im östlichen SW–NE-verlaufenden karförmigen Seitental des Seebachtales bekannt. Dabei handelt es sich um reliktsche Blockgletscher im oberen Karbereich (d.h. über 2200 m ü.NN) südlich des Hochkedl (2558) und der Kleinen Leier. Ergänzend dazu konnte ein derartiger geologischer Körper mit Terminus in 2150 m ü.NN noch bei einem kleinen Karssee ~400 m östlich der Staffenhöhe und damit oberhalb der Steilstufe „Im Goaßele“ identifiziert werden. Aber auch unterhalb von „Im Goaßele“ liegen zwei rampenförmige Blockschuttkörper mit zumindest jeweils einem Randwall vor, die eindeutig als Blockgletscherablagerungen zu charakterisieren sind. Der kleinere Körper nimmt seinen Ausgang von der SE-exponierten Hangschutthalden am Fuße des Kammes Staffenhöhe – Dürriegel. Der Terminus dieses ehemals gegen SW, d.h. in Talrichtung fließenden Körpers liegt in ~1820 m ü.NN.

Durch eine talparallele Rinne davon getrennt (in der der Fußweg von der Norbertjagdhütte zum „Im Goaßele“ verläuft), liegt der größere reliktsche Blockgletscher. Dieser entwickelte sich aus der NW-exponierte Hangschuttfelder unterhalb des Kammes zwischen Hoheck (2432 m) und Sonnblick (2515 m) und floss ebenso in Talrichtung also gegen SW ab. Dessen blockreiche Stirn in ~1680 setzt sich südlich der Norbertjagdhütte prägnant von der durch

Grundmoräne geprägten Morphologie ab. Als Bildungszeitraum dieser beiden in etwa zeitgleichen und vermutlich nur aufgrund der Exposition ihres Nährgebietes unterschiedlich entwickelten Formen unterhalb von „Im Goaßele“ dürfte, ähnlich wie zuvor für den Bereich W Dürriegel, in der Ältesten Dryas vor dem Daun-Stadial zu vermuten sein.

Zusammenfassende Betrachtung zu den Blockgletscherablagerungen

Es ist festzuhalten, dass an der Flanke des Maltatales mit der tiefgelegenen und NE exponierten Staffel von reliktschen Blockgletschern bei der Tandalalm mit Terminus in 1220 m ü.NN und 1400 m ü.NN die tiefstgelegenen Blockgletscherablagerungen der Süd- wie auch der Ostflanke der Ostalpen (s. dazu im Vergleich LIEB, 1996) gefunden wurden. Die korrespondierenden Werte zur Permafrostdepression (PFD) gegenüber heute liegen in der Größenordnung von 1300 m bzw. 1100 m. Auch die SW exponierte Blockgletscherablagerung auf der Südseite der Reißbeckgruppe im Einzugsgebiet des Mühlbaches W Dürriegel mit Terminus in 1535 m ü.NN (PFD von ~1100 m) steht in Bezug auf denselben Großraum einzigartig dar. Hier wie auch bei den eindrucksvollen Beispielen E Dürriegel (PFD ~800 m bzw. 950 m) liegt es aufgrund der bekannten Daten (vgl. H.W. BUCHENAUER, 1990; G.W. LIEB, 1987) aus dem Bereich südlich des Alpenhauptkammes nahe, dass diese während der Ältesten Dryas bzw. konkreter während des Greenland-Stadial 2a vor dem Daun-Stadial gebildet wurden.

Da der Bezug zu Endmoränen spätglazialer Stadiale nicht ersichtlich ist, fehlt auch dieses Werkzeug für die Altersabschätzung. Solange hier keine Oberflächendatierungen (SED) mit kosmogenen Nukliden (¹⁰Be etc.) durchgeführt werden, bleibt auch die Frage unbeantwortet, ob hier eventuell Blockgletscherablagerungen aus dem Gschnitz-Stadial vorliegen.

Weiters zeigten die Aufnahmen die schon bekannte Wechselwirkung zwischen Massenbewegungen und Blockgletschern. Dabei ist jener reliktsche Blockgletscher aus dem Bereich SSE Stubeck hervorzuheben, da dieser – ähnlich der Situation in der Schobergruppe (REITNER, 2003) – den Übergang von einer Massenbewegung zum Blockgletscher anzeigt. Der „abgerissene“ Blockgletscherbereich im Reinitzbach S Königsangerspitz, dass die Lage der Blockgletscher-Untergrenze auch das Resultat dynamischer Fließprozesse sein kann, ohne dass damit notwendigerweise ein klimatischer Gleichgewichtszustand gegeben gewesen sein muss. Nach wie vor spannend und nicht immer befriedigend lösbar ist das Problem der Klassifikation geologischer Körper als Massenbewegung oder als Blockgletscher. Unter diesem Aspekt ist insbesondere das Bleispiele einer kleinen kriechender Massenbewegung SE Stoder mit frappierender Ähnlichkeit zu Periglazialformen zu betrachten.

Blatt 207 Arnfels

Bericht 2006 über geologische Aufnahmen auf Blatt 207 Arnfels

KARL STINGL
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Kartiert wurde das Gebiet vom westlichen Kartenrand bei Oberhaag, entlang des Remschnigg- Kammes bis nach

Arnfels. Die nördliche Grenze bildete das Saggautal. In diesem Gebiet wurden die neogenen Einheiten seit den Kartierungen von Winkler-Hermaden in den 20er-Jahren nicht mehr aufgenommen. Der Schwerpunkt der Kartierungen wurde auf die neogenen Sedimente gelegt, die quartären Einheiten und das Grundgebirge (Kristallin und Paläozoikum) wurden im Zuge der Erstellung der Naturraumpotentialkarte und mehrere vorhandener Aufnahmen aus den