

Zeit seinen ihn aufstauenden Bergsturz-Felsriegel durchschnitten hat und nach einem verheerenden Ausbruch trockengefallen ist. Das Seesediment besteht vorwiegend aus schluffigem, glimmerreichem Feinsand. Reliktisch sind am Nordrand des Talbodens Teile von Schwemmfächern erhalten, die sich, besonders schön bei Rain zu sehen, weit in den See vorgeschüttet hatten. Sie besitzen eine sehr flache Oberfläche und steile Böschung (ca. 30°). Ihre obere Grenze bei ca. 1425 m ü.NN stellt die ehemalige Uferlinie dar.

Die Mündung der Seitenbäche ins Pfitschtal bei Kematzen, Rain und Platz bilden ausgeprägte Schwemmkegel, die z.T. von grobem Gneis-Blockwerk aus den seitlichen Hängen überlagert werden. Einzig der Bach bei Grube besitzt eine sehr enge Öffnung und ist tief zwischen zwei schmalen Seitenwällen eingeschnitten.

Das grobe Gneis-Blockwerk ist in den bewaldeten Hängen oft zu Blockströmen mit geringem Bewuchs akkumuliert. Besonders im Hang unterhalb des Steinbruch-Plateaus ist ein solches Netzwerk von Strömen entwickelt.

In den ebenen Arealen über der Talkante bei ca. 1950 m ü.NN tritt oft eine Vermoorung auf, besonders bei der Platzbürstling- und der Grubbergalm. Über diesem Bereich sind besonders im Zentralgneisanteil flächendeckend Grobblockwerk-Schuttströme ausgebildet. Unter den Südabstürzen des Wolfendorn sind diese auch aus Hochstegenmarmor gebildet, wobei hier eine gute Sortierung von feinem zu grobem Schutt in den Hängen zu beobachten ist.

Ein mächtiger Moränenwall einer Seitenmoräne ist am Westrand der Pürstlingalm entwickelt, dessen Zunge bis zum Platzbach in ca. 1960 m ü.NN hinabreicht. Kleinere Wälle treten westlich der Grubbergalm über dem Grafsee auf.

Blatt 179 Lienz

Bericht 1998–1999 über geologische Aufnahmen im Quartär und Kristallin auf Blatt 179 Lienz

JÜRGEN M. REITNER

Schon bei der Arbeitstagung 1995 in Lienz war es evident, dass die geologischen Kartierungen der Gruppe SPAETH auf Blatt Lienz einer quartärgeologischen Nachbearbeitung bedürfen.

Im Spätsommer 1998 sowie im Sommer 1999 erfolgte die Aufnahme der Südwestflanke der Schobergruppe zwischen dem Ostrand des Blattes und der Mündung des Kalserbaches in das Iseltal. Somit wurde der Abschnitt zwischen Iseltal und etwa 2400 m Seehöhe hinsichtlich der Quartärgeologie überwiegend neu kartiert, sowie notwendige Revisionen bezüglich der Kristallingeologie durchgeführt. In Summe ist damit – bis auf wenige Lücken – der Anschluss zur Revisionskartierung von Manfred LINNER geschafft.

Im Folgenden wird der Versuch unternommen, die Kartierungsergebnisse in einem vorläufigen Gesamtbild der jungpleistozänen bis holozänen Entwicklung darzustellen.

Ablagerungen und Formen des Würm-Hochglazials

Vergleicht man im Raum Lienz die Talweitung des Iseltales mit der des Pustertals, so ist klar, dass im Würm-Hochglazial der Iselgletscher bei der Konfluenz im Lienzer Becken ein kräftigerer Eisstrom war als der Draugletscher.

Abgeschliffene Felsen belegen, dass der Iselgletscher im Untersuchungsraum bei der Einmündung des Kalsergletschers, östlich des Zirmsteines, eine Eishöhe von mindestens 2260 m ü. NN hatte, die sich gegen Südosten mit < 1‰ senkte, sodass am Zettersfeld bei der Einmündung des Debantgletschers eine Eishöhe von ca. 2200 m ü. NN (SE' Schoberköpfel) erreicht war.

Das Geschiebespektrum der Moränen des Iselgletschers im Untersuchungsgebiet spiegelt mit Eklogit, Glimmerschiefer und verschiedenen Typen von Gneisen sowie Tonalit überwiegend die regionale Geologie des Schoberkristallins wider und zeigt damit auch geringe Transportweiten an. Einzig der Prasinit ist als eindeutige Fernkomponente aus den Tauern zu erkennen, welcher vermutlich durch den Kalsergletscher in diesen Abschnitt des Iseltal-Eisstroms gelangte. Zentralgneisgerölle, die hier an sich zu erwarten wären, konnten bis jetzt nur in einem Fall, am Ausgang des Kalsertales, zweifelsfrei von den lokalen

Gneisvarietäten unterschieden werden. Östlich von Ainet wurden in den Grundmoränen keine eindeutigen Ferngeschiebe gefunden.

Abgesehen von der gravimetrischen Vermessung des Lienzer Beckens (WALACH [1993], Österr. Beiträge z. Meteorologie und Geophysik, H 8), die eine Übertiefung von im Durchschnitt 400 m (350 bis 500 m) angibt, sind keine weiteren Daten zur glazialen Tiefenerosion vorhanden. Allerdings ist nordwestlich von Ainet aufgrund des sich verengenden Talquerschnittes sowie der glazial abgeschliffenen Kristallinvorkommen im Talsohlenbereich (z.B. Kienburg; mündl. Mitt. M. LINNER) mit keiner großen Übertiefung zu rechnen.

Unteres Debanttal – Nördlich Schoberköpfel

Quartäre Sedimente

Der Debantgletscher, der während des Würmhochglazials der wichtigste Eiszustrom aus der Schobergruppe war, wurde im frühen Spätglazial – während das Eisstromnetz im Zerfall begriffen war – eigenständig. Dies wird durch folgende Beobachtungen belegt:

So befindet sich westlich Obergöriach in 800 m ü. NN ein max. 15 m hoher und etwa 200 m langer bewaldeter Rücken, dessen Kamm sich von NW gegen SE sanft absenkt. Soweit erkennbar, wird dieser von sandigem Kies mit angerundeten bis gut gerundeten Komponenten der Schobergruppe (Gneis und Glimmerschiefer) sowie eckigen Blöcken mit einem max. Durchmesser von 2 m aufgebaut. Es handelt sich damit unzweifelhaft um den Rest einer Seitenmoräne des Debantgletschers, die auf einer Eisrandterrasse sitzt, welche noch als schmaler Saum gegen Osten zur Ortschaft hin zieht.

Weiters befindet sich auf der orographisch linken Flanke des äußeren Debanttales, am Rücken östlich der Kurve 880 der Iselbergstraße zwischen 910 und 960 ü. NN noch ein weiterer Seitenmoränenwall mit demselben Aufbau und Komponentenspektrum. Trotz des Massenabtrages durch seichtgründige Rutschungen an der Innenseite des Rückens ist der Wall unter Berücksichtigung des Materials keineswegs eine Erosionsform.

Westlich des Debantbaches ist am Rücken des Nussdorfer Berges zwischen 920 und 860 ü. NN ein Wall aus Moränenmaterial zu kartieren, dessen Form allerdings im Zusammenhang mit den großräumigen gravitativen Massenbewegungen am Nußdorfer Berg (s.u.) zu sehen ist. Taleinwärts ist nur am Weg von Nussdorf zur Lienzer Hütte bei Kt. 992 das Vorkommen von korngestütztem Diamikt mit sandiger Matrix, welcher als proximales Eisrandsedi-

ment interpretiert wurde, für eine Gletscherrekonstruktion im Zusammenhang mit den zuvor erwähnten Moränenwällen zu verwenden. Die Lithologie der eckigen bis angerundeten Komponenten (max. KG > 1m) mit Glimmerschiefer, Paragneis und Amphibolit, entspricht wiederum dem Einzugsgebiet des Debanttales.

Mit diesen Anhaltspunkten lässt sich so das Bild eines spätglazialen Debantgletschers entwerfen, der das mit (Tot-)Eis bis auf ca. 800 m ü. NN erfüllte Lienzer Becken erreicht hat. Als Arbeitshypothese ist dieser Stand des frühen Spätglazials am ehesten mit dem „Steinach“ vergleichbar.

Die von BUCHENAUER (1990, Marburger Geographische Schriften, 117) postulierte Endlage des Debantgletschers während des von ihm definierten Debant-Standes (= Gschnitz-Stand) bei Kt. 1185 (N' Wh. zur Säge) ist dagegen hinsichtlich der morphologischen und sedimentologischen Argumente zu bezweifeln. Es handelt sich hierbei um Schwemmfächer auf der orographisch linken Talseite, die aus teilweise komponenten- bis matrixgestütztem, schlecht sortiertem Material aufgebaut sind. Das Komponentenspektrum ist charakteristisch für die Schobergruppe mit sehr viel eckigem Glimmerschiefer, wie er insbesondere auf dieser Flanke vorkommt, sowie gerundeten Geschieben von Augengneis, Eklogit und Amphibolit. Es entspricht damit dem Hinterland der Schwemmfächer, wo die flächendeckende Grundmoränendecke W' der Unteren Göriacheralm (nördliche Grenze des Kartierungsgebietes) sowie die unterlagernden Glimmerschiefer erodiert und dieses Material durch Muren in Form mehrerer steiler Schwemmfächer abgelagert wurden. Die deutliche Steilkante zum Debantbach hin ist in diesem engen Talabschnitt auch nicht durch Anlagerung an Gletschereis entstanden, sondern durch das kräftige Einschneiden des Baches von 1230 m ü. NN. abwärts.

Weiters besteht auch die von BUCHENAUER zur Rekonstruktion der Gletscherausdehnung angeführte Verflachung unterhalb der Iselsberg Alm aus Grundmoräne. Zudem ist die von ihm angeführte Eisrandterrasse bei der Patriasdorfer Alm nicht nachvollziehbar.

Andererseits ist auf der orogr. rechten Flanke W' bzw. NW' Kt. 1331 (+ Bachniveau) ein Schwemmfächer am Eisrand mit einer deutlichen Kante zwischen 1380 und 1410 m ü. NN erhalten. Ob diese sehr lokal geprägten Sedimente (Komponenten: Glimmerschiefer & Eklogit) eine Endlage eines „Gschnitz“-zeitlichen Gletschers markieren, bleibt dahingestellt. Prinzipiell ist in diesem Abschnitt eine Rekonstruktion der Gletscherausdehnung durch Massenbewegungen erschwert. Dies ist besonders SW' der Unt. Göriacher Alm (= nördl. Kartierungsgrenze) augenscheinlich, wo das Debanttal im Bereich bis 1400 m Seehöhe einen breiten Talboden besitzt, der dann zwischen 1331 und 1400 durch Talzuschübe (s.u.), besonders von der orogr. rechten Flanke, verengt ist.

Der deutliche, da messerscharf gezogene Endmoränenwall bei der Wellalm belegt einen Stand des vom Bereich der Neuralpseen genährten Lokalgletschers. Hier erscheint die aufgrund von Schneegrenzdepressionen erfolgte Einstufung von BUCHENAUER in das Gschnitz (= Debant) durchaus plausibel.

Beachtenswert ist die Situation weiter südlich bei der Seewiesalm, wo zwar eine ausgedehnte Moränenüberlagerung vorhanden ist, aber die wallförmige Morphologie durch Bergzerreibungen bestimmt ist. In diesem Bereich, am Nordfuß des Schoberköpfl (2281 m) ist eine komplex zusammengesetzte, spätglaziale Blockgletscherablagerung zu sehen, deren tiefstgelegener Lobus in 1940 m ü. NN neben dem lokalen Glimmerschieferschutt auch aus inkorporiertem Moränenmaterial besteht.

Massenbewegungen

Da die oberen Bereiche auf der orographisch linken Flanke noch nicht kartiert sind, wird diese Thematik nur für den westlichen Abschnitt S' der Wellalm besprochen.

Wie schon zuvor erwähnt ist N' des Schoberköpfl eine deutliche Sackung ausgebildet, die sich einerseits in der Bergzerreibung bei der Seewiesalm (1996 m), andererseits in einem deutlich vorgewölbten und verstellten Hangfuß manifestiert.

Vergleichbares ist NE' Bergstation Faschingalmflite (2133 m) erkennbar, wo einer markanten Abrisskante ein vorgewölbter Böschungsfuß mit aufgelockertem Material folgt. Die Bergzerreibungen N' der Mandlhütte (2198 m) sind ebenfalls durch die Entlastung Richtung Debanttal zu erklären.

Felsaufschlüsse innerhalb der Grundmoränenbedeckung sind meist durch Abrisskanten wie z.B. N' der Faschingalm und bei der Naturfreundehütte gegeben.

Zettersfeld – Nußdorfer Berg – Gaimberg Quartäre Sedimente

Wie schon eingangs erwähnt, zeigt der höchste kartierte Abschnitt östlich des Schoberköpfl (2281 m) um 2200 m Seehöhe eine glaziale Formung, die trotz der Bergzerreibungen (s.u.) noch phasenweise erkennbar ist. Die höchsten glazigenen Sedimente sind S' der Bergstation der Zettersfeldbahn als zusammenhängendes Vorkommen bis hinauf auf 2180 m Seehöhe verfolgbar. In Summe prägen großflächige Grundmoränenvorkommen die geologische Karte, welche von den Abhängen des Debanttales durchgehend bis hinauf zum Zettersfeld verfolgbar sind. Neben umgelagertem Moränenmaterial kommen auch geschichtete Eisrandsedimente vor, die nach einem Bericht für die Lawinen- und Wildbachverbauung (POSCHER, ILF-Innsbruck) zum Beispiel N' Ghf. Bidner in Schürfen angetroffen wurden. An der Oberfläche war ein derartiges Material nicht erkennbar. Zudem ist die Morphologie in diesem durch Massenbewegungen (s.u.) geprägten Gelände kein eindeutiges Argument für eine Eisrandterrasse. Morphologisch und geologisch mehrfach interpretierbare ±NW–SE-streichende Wälle aus glazigenem Material befinden sich bei Wartschenbrunn in 1940–1960 m ü. NN, etwa 200–600 m E' der Stieralm. Es kann sich sowohl um eine durchgepauste Massenbewegungsstruktur (s.u.), eine subglaziale oder randglaziale Ablagerung handeln.

Eindeutige Eisrandsedimente, meist in Form von sandigen Diamikten, sind zwischen Grafendorf und Debantbach unterhalb ±800 m ü. NN häufig zu finden. Allerdings ist die Abgrenzung zu von beige-brauner Grundmoräne dominierten Gebieten in dem aufschlussarmen Areal schwierig. Verschiedene Verebnungen bzw. Staffeln dieser (z.B. bei Griebmann und Untergaimberg) lassen nicht automatisch auf ein sequentielles Abschmelzen des Drau-Isel-Gletschers im Lienzer Becken schließen, sondern können auch angesichts der Übertiefung des Lienzer Beckens als das Produkt von heute nicht mehr aktiven Massenbewegungen interpretiert werden (s.u.).

Massenbewegungen

Der Bereich des Zettersfeldes sowie die höher liegenden Bereiche unterliegen einem Massenabtrag von allen Seiten. Gegen Westen, Richtung Quelltrichter von Schleinitz- und Zauchenbach, zeugen „frische“ Abrisskanten, in dem Bereich von W' Rottmannalm bis hinauf zum Neuralpscheid, von einem zumindest in historischer Zeit aktiven Massenabtrag. Eindeutige Abschiebungs- und Zerrstrukturen im westlichen Abschnitt des Lackenbodens, mehrere hundert Meter von der Geländekante entfernt, indizieren die latente Gefahr, die vom Quelltrichter (s.u.) ausgeht.

Die obersten Bergzerreibungsgräben sind ESE' Schoberköpfl und unmittelbarer N' wie auch WNW' Mandlhütte zu

finden, wobei die Entspannung Richtung Süden (Lienzer Becken) prägender war als gegen Norden (Debanttal). Der auffallende Zick-Zack-Lauf der Gräben ist durch das Zusammenspiel von verschiedenen Klüftungsrichtungen im Paragneis und Eklogit zu erklären. SSE' bis SE' der Mandlhütte folgen Abrisskanten mit markanten Steilstufen aus Fels.

Im Gelände weniger augenscheinlich, dafür aber umso mehr bei der Betrachtung der geologischen Karte sowie der Luftbilder, sind jene Felsstufen am Zettersfeld, die die weitflächige Moränenbedeckung durchbrechen. Es handelt sich dabei um gegen SE geschwungene Abrisskanten, die besonders deutlich W' Raderalm und E' Unterhuberalm zu sehen sind. In weiterer Folge sind auch die Steilstufe unmittelbar unterhalb der Zettersfeldbahn-Mittelstation, zu der nördlich davon im Stationsbereich ein kleiner Zerrgraben verläuft, mitsamt der Stufe S' Unterhuberalm (1669 m) als Abrisskanten zu interpretieren. Die Verebnung des Wachtlechnerbodens, die die dazugehörige talwärts bewegte Scholle bildet, ist wie auch der Zerrgraben W' der Kerschbaumeralm Ausdruck einer großdimensionalen, tiefgreifenden Massenbewegung Richtung Lienzer Becken.

Die dementsprechend kleineren Derivate (Sekundärstrukturen) dieser großen Massenbewegung fallen dem Betrachter viel mehr auf. So die Abrisskante S' Tschulealm, die Steilstufe bei Gaimberg oder auch der Quelltrichter des Grafenbaches. In dem oberen Einzugsgebiet des Grafenbaches (>1200 m ü. NN) sind an den Forstwegen durchwegs stark aufgelockerte Felspartien und eine durch Rutschungen geprägte Morphologie zu erkennen. In diesem Zusammenhang ist besonders auf die aktiven Hangbewegungen mit Säbelwuchs etc. nordwestlich der Tschulealm hinzuweisen, die bei der Kartierung als gefährlicher, da kriechender, Geschiebeherd zu erkennen war.

Am Nußdorfer Berg ist eine deutlich ausgeprägte Talzuschubstruktur zu sehen. Einer steilen Abrisskante S' Kerschbaumeralm, deren oberster Rand in 1500 m ü. NN unmittelbar unterhalb der Faschingalm-Straße liegt und eine maximale Sprunghöhe von etwa 80 m anzeigt, folgt der abgesenkte Bereich mit einer deutlichen Hangverflachung oberhalb Gerl (1360 m). Die Ostbegrenzung der Massenbewegung ist erst mit dem Felsrücken E' Gerl und ab 900 m abwärts bis Debant mit einem wasserlosen Graben gegeben. Der Bach E' Gehöft Wartscher bildet die Westgrenze der intern noch durch weitere Abrisse, so S' Gerl, gegliederten Massenbewegung.

Das Einzugsgebiet des Wartschenbaches, der in letzter Zeit aufgrund seiner jüngsten desaströsen Murenschübe eine unrühmliche Bekanntheit erlangt hat, beinhaltet die für den Abhang des Zettersfeldes typische Morphologie und Geologie. Der Oberlauf liegt im dem abgetrepten, überwiegend von Moränen bedeckten Bereich. Im Mittellauf zwischen Gasthof Bidner und Faschingalmstraße ist zwar eine deutliche Erosion im aufgelockerten steilen Felsbereich (Paragneis) sowie Umlagerung im unterhalb anschließenden flacheren, von Moränen dominierten Abschnitt zu sehen. Aber die wirklich bedeutende Erosion ist im steilen Unterlauf bis zum und knapp unterhalb vom Schwemmfächerhals in 900 m zu erkennen. Hier durchschneidet der Wartschenbach eine präexistente und von dem Drainagesystem des Baches unabhängige Massenbewegungsform. Diese weist auf der orogr. linken Seite in 1200 m, unterhalb der Faschingalmstraße, eine deutliche Abrisskante auf. Die Westbegrenzung bis hinab in das Lienzer Becken ist mit der Furche bzw. dem Graben bei Kt. 826 klar erkenntlich. Der Bereich zwischen Wartschenbach und Bach E' Wartscher, mit dem darauf befindlichen, namensgebenden Gehöft (1052 m), gehört wahrscheinlich noch als östliches Pendant der bewegten Masse zu dieser „alten“, stark zergliederten Massenbewegung. In Summe zeigen auch die Aufschlüsse der weiteren und höher gele-

genen Umgebung, so bei der Quellfassung Gaimberg in 1100 m an der Faschingalmstraße (Paragneis) und bei dem frischen Anriss auf der orogr. linken Flanke des Wartschenbaches zwischen 1100 m und 1240 m (Paragneis und Eklogit), dass hier eine tiefgreifende Zerrüttung im Gesteinsverband vorhanden ist. Das heißt, dass unabhängig von dem noch in Diskussion stehenden aktuellen auflösenden Faktor, der tieferliegende Grund für den Geschiebeanfall mit der präexistenten Auflockerung durch ältere, tiefgreifende Massenbewegungen vorliegt. Der stark aufgelockerte Felsverband reagierte dann bei der aktuellen Hangunterschneidung durch den Bach mit Felsabbrissen.

Abgesehen von den frischen Anrissen des Jahres 1997 und jünger ist noch auf der orographisch rechten Seite zwischen 1100 m und ca. 850 m Seehöhe eine geschwungene Abrisskante mitsamt bewegter Scholle zu erkennen. Das Fehlen offener Risse in der Vegetationsdecke, die Eintragung dieser Morphologie in der ÖK50 aus dem Jahre 1982 zeigt, dass die Erosion des Wartschenbaches auch schon früher (in historischer Zeit?) zu gewaltigen Felsbewegungen geführt hat.

Fasst man die Argumente zusammen, dann sieht man hier vom Zettersfeld abwärts die morphologisch schon überprägten Reste eines alten, sackenden Talzuschubes, bei dem im unteren, zergliederten Bereich, die Einzelteile wie z.B. Nußdorfer Berg oder Gaimberg deutlicher hervortreten als die Gesamtmasse. Der Beginn dieser Bewegungen ist vermutlich im frühen Spätglazial gewesen, als das stark übertiefte Becken noch nicht mit Sediment aufgefüllt war. Die historischen wie auch aktuellen Umlagerungen sind durch das Einschneiden von Bächen wie Grafen- und Wartschenbach in das aufgelockerte Material entstanden. Wenn man allerdings die Entwicklung der Talläufe von Grafen- und Wartschenbach vergleicht und das jüngste Geschehen im Wartschenbach betrachtet, so scheint eine anthropogene Änderung der dortigen Abflusscharakteristik eine durchaus plausible Erklärung für die akute Häufung der desaströsen Murenschübe zu sein.

Eine überschlagsmäßige felsmechanische Analyse zeigt, dass die Ausbildung der Treppe im oberen Abschnitt stark an die NW-SE-streichenden und in diesem Gebiet überwiegend steil mit >60° gegen SW einfallenden Klüften, die dem Iseltal-Störungssystem angehören, angelehnt ist. Ein System von NE-SW-streichenden Diskontinuitätsflächen ist untergeordnet entwickelt. Steile E-W-verlaufende Störungen, wie sie am Ostabhang in den Gräben N' und S' Roder erfasst wurden, waren im oberen Bereich nicht zu erkennen und sind auch trotz Hangexposition Richtung Süden in keiner Weise morphologisch prägend. Die aufgrund der Faltung variierende und meist flach einfallende Schieferung scheint im oberen Bereich keinen merkbar negativen Einfluss auf die Stabilität zu haben.

In den frischen Aufschlüssen des Wartschenbach-Unterlaufes sind überwiegend steile Harnischflächen und z.T. auch Störungskakirite mit sowohl NE-SW- als auch NW-SE-Streichrichtung festzustellen. Die Schieferungsflächen der zerrütteten Glimmerschiefer und Eklogite weisen dort überwiegend ein Einfallen von 10-50° gegen W bis NW auf. Beachtenswert ist das Auftreten von schieferungsparallelen Kakiriten, die unter Berücksichtigung der tektonischen Entwicklung des Schoberkristallins nur auf Relativbewegungen im Zuge der Sackung zurückführbar sind.

Quelltrichter Schleinitz- und Zauchenbach Quartäre Sedimente und Massenbewegungen

Der Quelltrichter von Zauchen- und Schleinitzbach stellt die bemerkenswerteste Hohlform der südwestlichen Schobergruppe dar. Betrachtet man den Quelltrichter beispielsweise von Westen, etwa vom Abhang des Kleinen Schöberls (2345 m), so fällt die schroffe und scharf geschnitten Ostumrahmung auf, wo die moränenbedeckte Hochfläche

des Zettersfeldes gekappt und die „junge“ Überprägung dieser Hohlform durch Massenabtrag augenscheinlich ist. Da die Verteilung der glazialen Ablagerungen eng mit den Massenbewegungen im Zusammenhang steht, werden diese gemeinsam behandelt.

Reste von hochglazialer Moräne sind selten und „autochthon“ nur in einem kleinen Vorkommen am Riedel in 1800–1900 m NW' der Gutternigalm zu finden. Am Ostrand, so 400 m SE Eggeralm, belegt der Wall in ca. 1860 m ü. NN mit derartigem Moränenmaterial, dass hier eine mehrere hundert Meter lange Felscholle von der Zettersfeld Hochfläche abgerissen und 140 Höhenmeter in die Tiefe gesackt ist.

Weitere glaziale Sedimente bauen den gegen S vorspringenden Sporn zwischen Kt. 1523 im Westen und Schleinitzbach im Osten, der von 1480 bis etwa 1700 m ü. NN hinaufreicht, auf. Graue schlecht sortierte sandige Kiese mit Blöcken und lokalem Spektrum (Gneis, Amphibolit, Eklogit) sowie eingeschaltete Sandlagen (Schüttung gegen S) bezeugen hier den Erosionsrest eines im vormaligen Quelltrichter situierten Staukörpers. Dieser wurde am Rand des abschmelzenden Iselgletschers während des frühen Würm-Spätglazials abgelagert. Im Osten des Quelltrichters liegt bei der Glanzalm mit der allerdings etwas anthropogen veränderten Ansatzfläche in 1720 m ü. NN, wo tw. in kleinen Ausschlüssen sandig-kiesiges Material zu finden ist, ein mögliches Pendant zu diesem Eisstaukörper vor.

Der spätglaziale Lokalgletscher aus der Schleinitzmulde lagerte NNW' der Mittaueralm in 2020 m ü. NN deutliche Moränenwälle ab, die BUCHENAUER dem Debant (= Gschnitz)-Stand zuordnete. In diesem Moränenkranz eingebettet liegt der tiefste Blockgletscher der Schleinitzmulde (bezüglich der oberen Schleinitzmulde sei auf die Kartierung von LINNER sowie die Arbeit von BUCHENAUER verwiesen). Unterhalb 2020 m sind die Moränenwälle durch eine Steilstufe gekappt. Dort entstanden zwar durch die kräftige, in Falllinie ansetzende Erosion der Quellbäche des Schleinitzbaches auch „Wälle“, die allerdings nur Erosionsformen sind. Hier im Randbereich, der später im Detail besprochenen Sackungsmasse der Lottknöpfe, ist die Morphologie durch die Massenbewegung geprägt. So sitzen die Mitterauer Alm, wie auch die Hütte südlich davon, wo jeweils eine Bedeckung durch Lokalmoränen vorliegt, auf abgesackten Schollen.

Den zentralen Teil des Quelltrichters nimmt die Sackungsmasse der Lottknöpfe (2177 m) ein, die auch schon z.T. im Volksmund (s. Inschrift in der Kapelle St. Helena) als eine Art von „Massenbewegung“ bekannt ist und von LÜCKGE (Dipl.-Arb. RWTH Aachen) als Bergsturz bezeichnet wurde. BUCHENAUER hat dagegen nur den obersten Teil bis hinab auf 2000 m ü. NN als Sackungsmasse erkannt.

Vom Ansatz des Schwemmfächers (von Oberlienz) ab etwa 1300 m ü. NN hinauf bildet der westliche Ast des Schleinitzbaches (Ursprung W' Mittaueralm) die scharfe Westbegrenzung der bewegten Masse, die weiter in einem markanten Graben bis 2200 m zu verfolgen ist. Die Ostbegrenzung ist mit dem westlichen Quellast des Zauchenbaches gegeben, dessen Quelle in 1880 m ü. NN am Fuß einer fossilen Blockgletscherablagerung sitzt. Die obere Fortsetzung ist ab 2000 m erst als markanter wasserloser Graben und weiter ab 2300 m bis hinauf auf nicht ganz 2500 m ü. NN als Lineament verfolgbar.

Oberhalb der Lottknöpfe, die den markanten Teil der zerrissenen Hauptmasse bilden und aus stark zerrütteten Paragneisen mit Orthogneis- und Eklogiteinschaltungen bestehen, liegt in 2300 m ü. NN noch eine vollkommen zerrüttete, aber als solche noch kartierbare Eklogitscholle. Der Bereich zwischen der Abrisskante SE' der Schleinitz (2904 m), deren oberster Teil als schöne Nische mit einer

überwiegend aus Eklogit bestehenden Steilstufe zwischen 2520 und 2580 m ausgebildet ist, und der abgesackten Masse wird von einem Trümmer- und Schuttfeld eingenommen. Hier ist keine glaziale Formung erkennbar. Besonders auf der obersten Scholle bei ca. 2200 m scheint es sich um Blockgletschermaterial zu handeln, das allerdings keine Fließstrukturen aufweist, sondern nur mehr als regelloses Haufwerk vorliegt.

Unter Verwendung der detaillierten Kartierung von LINNER kommt man für das Gesteinspaket der Lottknöpfe auf einen Horizontalversatz von ca. 500 m und einen Vertikalversatz von ca. 280 m.

Die bewegten und zerlegten Schollen östlich der Erhebung der Lottknöpfe gehören, im Großen gesehen, auch zu dieser Großmassenbewegung. Hier ist die Abrissnische am Grat S' der Neuralpseen mit der abgesackten und der zerstückelten Masse (von 2300 m abwärts) eindrucksvoll entwickelt. Anhand des Eklogitvorkommens 600 m östlich der Thurner Alm kann hier wiederum ein Vertikalversatz von etwa 280 m und ein Horizontalversatz von 500 m errechnet werden. Macht man in diesem Bereich eine Rückabwicklung, so zeigt sich auch, dass die extrem schmale Blockgletscherablagerung 700 m NW' Neue Thurner Alm in 2150–2200 m ü. NN die durch die Schollenbewegung abgerissene Fortsetzung der Blockgletscherablagerung 500 m NW Kt. 2438 mit Untergrenze in 2400 m ü. NN ist. Die 80 m Differenz im Vertikalversatz zwischen Eklogitband und Blockgletscherablagerung sind auf die interne Zerlegung der Schollen durch Abschiebungen zurückführbar.

Und genau der gleiche Huckepack-Transport auf einer abgesackten Scholle ist verantwortlich für die jetzige Position der „fossilen“ Blockgletscherablagerung E' der Thurneralm, an deren Unterrand in 1880 m der westliche Quellast des Schleinitzbaches (s.o.) entspringt. Bei genauer Kartierung ist zu erkennen, dass östlich davon und parallel dazu ein schmaler Streifen Lokalmoräne vorkommt. Genau nördlich von diesem Vorkommen befindet sich in 2340 bis 2460 m Seehöhe ein 250 m langer und etwa 5 m schmaler Wall, welcher aus identem Blockgletschermaterial wie zuvor besteht. Dieser Wall wie auch der östlich gelegene Lokalmoränenwall sind gegen Süden durch eine Steilstufe (= Abrisskante) scharf abgeschnitten. Auch gegen Westen wird dieser Rest durch die Abrissnische begrenzt und beim Blick hinab ist evident, dass das zuvor erwähnte grobe Blockwerk oberhalb der Lottknöpfe von dem abgetragenen fossilen Blockgletscher stammt. Das heißt, dass die Blockgletscherablagerung auf den Schollen mittransportiert wurde, wobei die Lottknöpfe mehr oder minder zeitgleich mit dem östlichen Part abgesackt sind. In gewisser Weise wurde hier die ursprüngliche Topographie, nämlich das Endstück des Karbodens samt Umrahmung, zwar deutlich verengt, aber doch transportiert.

Mit diesen detaillierten aber notwendigen Erklärungen ist die von BUCHENAUER postulierte einzige Blockgletscherablagerung des Debant (= Gschnitz-)Standes in der Schobergruppe, nämlich jene östlich der Neuen Thurner Alm, mit einer errechneten Permafrostdepression von 800–850 m obsolet.

Betreibt man hier wiederum eine vorsichtige Rückabwicklung, so wird das Kar südöstlich der Schleinitz gegen Südosten verlängert. Der Karboden wurde vor der Massenbewegung zumindest von 2500–2600 m bis hinab auf etwa 2200 m (2150 m) von dem jetzt zerlegten Blockgletscher erfüllt. Benutzt man jetzt das Konzept von BUCHENAUER bezüglich der klimastratigraphischen Einstufungen von Blockgletschern in der Schobergruppe, so kommt man bei der Südexposition und bei einer heutigen Permafrostuntergrenze von 2730 m (Daten n. BUCHENAUER) anhand der Höhenlage der Blockgletscherstirn auf eine Permafrostdepression (PFD) von 530–580 m. Dies entspricht

dem Egesen-Maximalstand (Lienzer Hütte n. BUCHENAUER) der Jüngerer Dryas. Dieselbe Prozedur auf die zuvor erwähnte Ablagerung weiter östlich angewandt, bringt eine PFD von ca. 400 m zutage, was einem jüngeren Egesen-Stand entsprechen dürfte. Damit dürfte ein Maximalalter für den großen Versatz durch die Massenbewegung gegeben sein. Da aber meines Erachtens eine Anwesenheit von (inaktivem) Eis keine *conditio sine qua non* für die relativ gut erhaltene Form des tiefer gelegenen Blockgletschers ist, kann die Bewegung auch deutlich jünger sein.

Betrachtet man die Morphologie der gesamten Böschung im Profil, mit dem konkaven Bereich des Massenabtrages und den konvexen Fußbereich und kombiniert diese Beobachtung mit der vom Top- zum Hangfußbereich zunehmenden Auflockerung, so ist die Bezeichnung Sackung *sensu* ZISCHINSKY für diese Hangdeformation berechtigt.

Angesichts der geologischen Karten (eigene, Gruppe SPAETH, LINNER) und der Strukturdaten sowie unter Einbeziehung der Luftbilder ist eine tektonische Vorzeichnung der Massenbewegung erkennbar. NW–SE-(NNW–SSE-) sowie NE–SW-(NNE–SSW-)streichende Störungs- bzw. Kluftsysteme sind maßgeblich für die Ablösung der Felsmassen. Überslagsmäßige kinematische Analysen nach GOODMAN & BRAY mittels dem Schmidt'schen Netz zeigten, dass einerseits bei dieser Richtung Süden exponierten Hang kein großdimensionales Kippen steil gegen NE oder NW möglich ist. Andererseits sind die flach aus dem Hang herausfallenden Schieferungsflächen für die initiale Kinematik irrelevant.

Die bisherigen Daten lassen folgendes Gesamtbild der quartären Entwicklung des Quelltrichters plausibel erscheinen:

Die Ablagerung der würmspätglazialen Eisrandsedimente in einer präexistenten Hohlform lässt vermuten, dass die Anlage des Quelltrichters auf jeden Fall vor dem letzten Hochglazial, wahrscheinlich im letzten Interglazial, und zwar ebenfalls durch Massenbewegungen erfolgt ist. Eine Überprägung durch Kargletscher beim Eisaufbau sorgte für eine weitere Ausräumung. In der Phase des Eiszerfalls im frühen Würm-Spätglazial kam es in der schon vorhandenen Nische zur Ablagerung der Eisrandsedimente, die eine Eishöhe des Iselgletschers von knapp über 1700 m anzeigen. Diese Eisrandsedimente, die vermutlich den ganzen unteren Teil des Quelltrichters eingenommen haben, waren quasi der stützende Vorbau für den übersteilten hinteren Bereich. Erst als diese Stütze durch die postglaziale Erosion zu einem Gutteil beseitigt war, konnte der Hang bis in die obersten Bereiche instabil werden. Dieses Szenario macht die verhältnismäßig späte Reaktion nach dem Egesen plausibel.

Damit ist der bezogen auf das Einzugsgebiet der Bäche als hypertroph zu bezeichnende Schwemmfächer von Oberlienz einerseits auf die Erosion und Umlagerung der fluvioglazialen Sedimente und andererseits auf den Abtransport der aufgelockerten Felspartien zurückführbar.

Gemäß der bisherigen Aufnahmen sorgen und sorgen neben dem kriechenden Geschiebeherd der Lotteknöpf-Sackung noch die anfangs erwähnten Sackungen im Osten W' Niggleralm, Pließriegel, welche am Zettlersfeld-Westrand ansetzen, für Schutteintrag in den Quelltrichter. Beim Mornitzbach wiederum halte ich die Eisrandsedimente für den größten Geschiebelieferanten. Der steil entwickelte Schwemmfächer des namenlosen, dem Schleinitzbach tributären, Baches NW' St. Helena hat in seinem obersten Einzugsbiet die durch Massenbewegungen aufgelockerten Felspartien S' Preimberganach (s.u.). Einzig die Bergzerreißen beim Neuralpscheid kann als harmlos hinsichtlich der Geschiebeführung der Bäche bezeichnet werden.

Anhand dieser unvollständigen Aufzählung der Gefahrenquellen verwundert es nicht, dass gigantische (wie im

Jahre 1111, an die in der Kapelle St. Helena erinnert wird) und auch kleinere Murenschübe das Leben in dem Lienzer Talraum geprägt haben.

S' Kleines Schöberl – E' Ainet

Quartäre Sedimente

Eisrandsedimente sind hier in Form von sandigen Kiesen tw. als graue Sande großflächig – z.B. im Daberwald und NE' Perlog – bis hinauf in 1600 m Seehöhe vertreten. Einer der wenigen Aufschlüsse mit Eiskontaktstrukturen befindet sich ca. 200 m E' Gehöft Ilwitschger, knapp unterhalb der Straße Richtung Gasthaus Ranach, in 1060 m ü. NN. Dort sind gegen SW geschüttete, gerundete bis gut gerundete sandige Kiese mit Schoberkristallinkomponenten zu finden.

Eine Besonderheit dieses Bereiches sind gelblich-beige Kalksinterablagerungen, welche etwa 600 m ESE' Kirche Ainet von einem Forstweg am Top von karbonatfreien kiesigen Eisrandsedimenten angeschnitten sind. Sie weisen dort in einem mittelsteilen Hangbereich zwischen 780 und 920 m Seehöhe eine Ausdehnung von mehreren Hektar und eine erkennbare maximale Mächtigkeit von ca. 3–4 m auf. Im geschichteten Kalksinter sind Nadel-, Blatt- und Holzabdrücke zu finden. Im Gegensatz zum kleinen isolierten Vorkommen 100 m N' Maiser in 1040 m ü. NN ist dieser großflächige Kalksinter an keine Quelle bzw. heute erkennbare Wasserführung gebunden. Beachtenswert ist in diesem Zusammenhang auch die bergseitige Begrenzung durch Abrisskanten von Massenbewegungen, die für die Zerlegung der Ablagerung in Schollen verantwortlich sind. Da in der Schobergruppe Marmor sehr selten oberirdisch und wenn, dann nur mit geringer Mächtigkeit, aufgeschlossen ist (mündl. Mitt. LINNER) und von der Gruppe SPAETH im orographischen Einzugsgebiet nichts dergleichen kartiert wurde, ist der Lösungstransport nur über weitreichende Störungen anzunehmen.

Massenbewegungen

Talwärts von den schon von LINNER (Bericht 1994) beschriebenen Bergzerreißen beim Kleinen Schöberl (2345 m) ist der Abhang bis auf 900 m ü. NN immer wieder von \pm NW–SE-streichenden – und damit parallel zum Iseltal laufenden – Nackentälchen und Abrisskanten durchzogen. Die Gräben E' und S' der Jausenstation Ranach (1216 m ü. NN) sind hierfür die markantesten Beispiele. Im Bereich Hütte 1775 m ü. NN sowie Possenigalm sind Zerrgräben, die E–W sowie \pm parallel zum Quelltrichter des Trübenbaches verlaufen, für die Morphologie verantwortlich. Der westliche, vom Trübenbach geschüttete Teil des markanten Schwemmkegels von Oberlienz hat damit, wie sein östliches Pendant, ein Einzugsgebiet in einer Massenbewegung.

Die Gefügeanalyse ergab, dass die Hangverformung im Bereich Ranach sowohl an der Schieferung, die hier mittelsteil gegen N bis NE fällt, als auch an steil gegen (80–90°) NE fallenden Großklüften, die dem Iseltal-Störungssystem zuzuordnen sind, orientiert sind. Der Versagensmechanismus ist ein Herauskippen („toppling“ nach GOODMAN & BRAY [1976]) an diesen steil hangeinwärts fallenden Diskontinuitätsflächen Richtung Iseltal. Entsprechend diesem Bewegungsmechanismus war jeweils die hangeinwärtsfallende Begrenzung von distinkten Nackentälchen als antithetische Bewegungsfläche einzutragen. Im oberen Bereich wird die Ausrichtung der Zerrgräben und antithetischen Bruchflächen in erster Linie durch die zur Iseltalstörung parallelen Klüfte sowie, untergeordnet, durch steil gegen NNE bis NE fallende Störungen und Klüfte definiert.

Zeitmarker für den Beginn der postglazialen Bewegung liegen nicht vor. Die Kalksinter E' Ainet (s.o.) dürften aufgrund ihrer Verbreitung eine Phase mit verstärkter Bewegung im Unterhang vordatieren.

Daberbach – E'Gossenbach

Quartäre Sedimente

Zwischen dem Unterabschnitt des Daberbaches und dem östlich gelegenen Bach liegt ein markanter Sporn, der zwischen 850 und 1300 m ü. NN aus glazialen und fluvioglazialen Sedimenten aufgebaut ist. Entlang der Forststraße sind im unteren Bereich (<1000 m ü. NN) sowie in einem schmalen Saum an der Flanke zum östlichen Bach sandige gut gerundete Kiese mit Steinen und eingeschalteten Sandlagen aufgeschlossen. Das Geschiebespektrum entspricht dem Einzugsgebiet des Daberbaches mit Gneisen und Eklogit. Gekritzte Geschiebe in den geschichteten Sedimenten zeigen hier eine sehr proximale Position zum Eisrand während der Ablagerung.

In morphologisch und auch stratigraphisch höherer Position ist eine grau-beige Grundmoräne aufgeschlossen, in deren Geschiebespektrum neben gekritzten und facettierten Gneisen und Eklogiten des Schoberkristallins auch ein hell-dunkelgraues Marmorgeröll zu finden war. Da Marmorlagen laut LINNER (mündl. Mitt.) immer wieder als wenige Meter mächtige Züge (vgl. seinen Bericht 1993) im Schoberkristallin zu finden sind, liegt damit auch kein Argument für eine Fernmoräne vor. Eine direkte Auflagerung von der lokal geprägten Grundmoräne auf den Eisrandsedimenten ist nicht aufgeschlossen, jedoch war am Ende des Forstweges in 1210 m ü. NN eine Grundmoräne mit inkorporierten und deformierten Kies- und Sandlagen zu finden. Der oberste Bereich in >1200 m zeigt eine deutliche Wallform und besteht, typisch für eine Endmoräne, auf der Innenseite – zum Daberbach hin – aus Grundmoräne. Das Moränenmaterial der Außenseite weist dagegen höhere Sandgehalte auf.

In Summe ist mit dieser Situation erstens ein Vorstoß eines spätglazialen Dabertalgletschers (mit einem hochgelegenen Einzugsgebiet zwischen Alkuserscharte und Prijakte) auf Eisrandsedimente dokumentiert. Seitenmoränenmaterial von diesem Vorstoß konnte in der Umgebung nicht gefunden werden. Unabhängig von einer möglichen Erosion ist es durchaus denkbar, dass das Environment am Rande des abschmelzenden Iselgletschers mitsamt eines randglazialen Sees die Ablagerung eines Walles nicht zugelassen hat. Der Rest der oberen Endmoräne stellt dann noch eine jüngere Haltephase des Daberbachgletschers dar. Da es für das enge und steile Tal keine großen Schneegrenzveränderungen braucht, um Verschiebungen der Gletscherzunge von wenigen hundert Metern zu erreichen, erscheint es mir plausibel, dass hier in Summe Oszillationen eines dem Steinach vergleichbaren Gletscherstandes dokumentiert sind.

Der von BUCHENAUER vermutete Wall desselben Lokalgletschers ca. 500 m S' Obermairalm (1661 m ü. NN) ist eine Erosionsform in Eisrandsedimenten, die durch Hangbewegungen zum Daberbach hin entstanden ist. Sichere Seitenmoränen dieses Lokalgletschers sind S' Raggeralm zwischen 1600 und 1700 m ü. NN und bei der Kunigalm (1943 m ü. NN) zu erfassen. Auf Basis von angenommenen Endlagen der jeweiligen Gletscher und Berechnungen der Schneegrenzdepression ordnete BUCHENAUER die unteren Wälle dem Debant-Stand (Gschnitz-Äquivalent) zu. Die oberen Wälle definieren die Typlokalität seines Kunig-Standes, den er gleich der zuvor erwähnten Prozedur mit dem Senders/Clavadell-Stand korreliert hat.

Westlich des Daberbach treten die bereits erwähnten Eisrandsedimente noch in der Umgebung von Gehöft Pirkler zwischen 860 und 1020 ü. NN auf. Die dort aufgeschlossenen Kiese mit Sandlagen beinhalten neben den üblichen Geschieben (Glimmerschiefer, Gneis etc.) gut gerundeten Tonalit (nächstes Vorkommen bei St. Johann im Walde) und – als definitives und leicht erkennbares Tauerngeschiebe – Prasinit im Geröllspektrum. Gleichartige

Vorkommen sind großflächig oberhalb Oberalkus bis 1400 m Seehöhe aufgeschlossen.

Die bisher höchstgelegenen Vorkommen von Eisrandsedimenten wurden W' Brenntereg in 1700 m ü. NN erfasst. Die dortigen Wälle mit akzentuierten in den Hang – d.h. mit 15–35° gegen NE – abtauchenden Flächen wurden ursprünglich von der Gruppe SPAETH als Seitenmoränen eingezeichnet, sind aber als Resultat der tiefgreifenden Massenbewegungen (s.u.) zu deuten.

In den höchsten Regionen beim bzw. S' Pitschedboden ist eine fossile, mehrgliedrige Blockgletscherablagerung zu finden. Die tieferen Abschnitte (400–600 m SW' Kt. 2272) mit der Untergrenze in 2150 m sind im Gelände kaum als Loben erkennbar und haben eine Fließrichtung parallel zu Gräben, die durch Massenbewegungen entstanden sind (s.u.). Das Komponentenspektrum lässt, nicht zuletzt anhand von Eklogitgeschieben, die Inkorporation von Lokalmoränenmaterial erkennen. Ein deutlicher Wall, der nur grobblockiges Lokalmaterial aufweist, befindet sich in 2230 m, WSW Kt 2272. Unabhängig von der von BUCHENAUER vorgenommenen Einstufung des tieferen Lappens in den Gaimberg-Alm(= Daun-)Stand und des höheren Teiles in den Lienzer-Hütte(= Egensen-)Stand, ist das „Nährgebiet“ sprich Hinterland der Blockgletscherablagerung beachtenswert. Die klassischen für die Genese förderlichen Environments der Blockgletscher, wie Lage in einem Kar mit steiler Rückwand oder Entwicklung aus einer Moränenbastion, fehlen hier. In dem relativ flachen oberen Abschnitt (<20°) sieht man den fließenden Übergang von im Verband stark aufgelockertem Fels, welcher ein Produkt tiefgreifender Massenbewegungen ist, zu anstehendem Schutt und letzten Endes zu den fossilen Blockgletscherablagerungen. Das heißt, dass das Permafrosteis die stark aufgelockerten Felspartien durchdrang, mobilisierte und so für den vorläufig letzten Akt der Massenumlagerung gesorgt hat. Dieses Phänomen des hiermit postulierten, von Massenbewegungen genährten Blockgletschers ist auch bei den teils winzigen (<100 m langen), fossilen Blockgletschern der näheren Umgebung, die sich aus Nackentälchen entwickelt haben, schön zu sehen.

Massenbewegungen

Oberhalb Oberalkus (1284 m ü. NN) sind bis hinauf in die Gipfelregion des Ob. Törl (2507 m ü. NN) immer wieder ±NW–SE-streichende hangparallele Felsrippen zu sehen, die die Begrenzung der allseits bekannten Nackentälchen bilden. Die meist mit ca. 35° (15–50°) in den Hang einfallende Seite der bis zu 1,5 km langen und bis zu 40 m tiefen hangparallelen Depressionen ist markanter und deutlich steiler ausgeprägt als das Vis-a-vis.

Die Lage der Schieferungsflächen der Paragneise bis Glimmerschiefer im oberen Bereich variiert stark. Die gemessenen Werte reichen von flachem E- über N- zu W-Fallen. Das in den Aufschlüssen dominierende Gefügeelement sind NW–SE-streichende (Groß-)Klüfte, die ein Bestandteil der Sprödetektonik entlang der Iseltal-Störung sind. Die saiger stehenden bis steil gegen NE fallenden Großklüfte zeigen gelegentlich Lineationen, die einen dextralen Lateralversatz indizieren. Im Kleinbereich – d.h. im Aufschluss – ist die hohe Teilbeweglichkeit entlang dieser Klüfte, die zu einem Herauskippen von Kluffkörpern Richtung Iseltal führt, erkennbar. Dieser Mechanismus der auch als „Toppling“ (s. GOODMAN & BRAY, 1976) bezeichnet wird, ist für die bemerkenswerten Morphologie verantwortlich. Dementsprechend sind die steil in den Hang fallenden Flächen als antithetische Bewegungsflächen ausgedehnt worden. Dieser Massenbewegungstyp, welcher als Sackung sensu lato zu bezeichnen ist, hat ein Deformationsbild (= Hangprofil) ohne vorgewölbten Böschungsfuß, der hier nirgends und schon gar nicht bei Alkus, wo kompakter glazialer abgeschliffener Fels (Ortho-

und Paragneis) vorliegt, zu finden ist. Die Grabenstruktur unmittelbar S' Ob. Törl, welche dieses Textbuchbeispiel krönt, ist durch das Herauskippen der tiefergelegenen Böschung entstanden. Durch die summarische Wirkung der Bewegung an den antithetischen Bewegungsflächen kam es zu einer Zugbelastung d.h. Dehnung am Top, wodurch die Scholle unmittelbar S' Ob. Törl abgesackt ist und so die Grabenstruktur gebildet hat. Das Durchziehen einer von der Mirschachscharte bis zum Damm (2272 m) des Pitschedboden verfolgbaren NW–SE-verlaufenden, steilstehenden Störung hat die Anlage dieser eindrucksvollen Struktur sicherlich zumindest erleichtert. Der Tiefgang der gesamten Massenbewegung ist anhand der Morphologie mit >150 m (vielleicht 200 m) anzunehmen.

Die Wälle W' Brenteregg (s.o.) zeigen einerseits, wie gut sich diese Felsbewegung auch im quartären Lockermaterial durchpaust, und belegen andererseits–aufgrund der hier wie auch bei anderen Rücken feststellbaren „frischen“ Form eine rezente Bewegung.

Der Beginn der Bewegung liegt vermutlich in der Abschmelzphase des Iselgletschers, wo die durch glaziale Erosion übersteilte Böschung ihr Widerlager verlor. Die Entwicklung der Blockgletscher (s.o.) zeigt auch deutlich, dass die Felsauflockerung durch die Massenbewegung jedenfalls vor der Jüngeren Dryas erfolgt ist. Die Intersektion der Blockgletscher durch antithetische Bewegungsflächen wie auch die frische Morphologie belegen, dass es sich um eine rezente und auch noch phasen- und bereichsweise aktive Bewegung handelt.

Unterhalb Unteralkus ist zwar das Iseltal-Bruchsystem erfassbar, allerdings dominieren hier steil gegen SW fallende Flächen. So ist nur NW' Pirker ein Nackentälchen erfasst worden, das mit einer hangauswärts gerichteten Kippbewegung an steil gegen N bis NNE fallenden Schieferungsflächen in Verbindung zu bringen ist. Daneben sind nur mehr die Abrisskanten im Fels N' Ainet erwähnenswert, die allerdings eine permanente Felssturzgefahr darstellen.

Der Daberbach, der die seitliche Begrenzung der Massenbewegung bildet, hat bei Ainet einen deutlichen Murenschuttfächer. Die geologische Kartierung zeigte allerdings, dass nicht die großdimensionale Massenbewegung der maßgebliche Geschiebeherd für den Daberbach ist, sondern die quartären, insbesondere glazialen und fluvioglazialen Sedimente des Mittel- und steilen Unterlaufes.

W' Gossenbach – Leibnitzbach **Quartäre Sedimente**

Der Abhang des Hohen Troges zeigt ab 2000 m abwärts bis zum Iseltal einen fleckenhafte Moränenbedeckung. Grundmoräne ist selten unter dem bis zu 2 m mächtigen Paket von umgelagerter Moräne mit sandbetonter Matrix zu finden. Letzteres erschwerte deutlich die Abgrenzung zu charakteristischen Eisrandsedimenten, die u.a. S' Außersteinerde (1273 m) in eindeutiger Ausprägung kartiert wurden.

Der spätglaziale Gletscher aus dem Einzugsgebiet des Gossenbaches (= Mullitzbach) mit hochgelegenen Nährgebiet S' Prijakte hat keine Moränenwälle hinterlassen. Der von BUCHENAUER behauptete Wall bei der Anthofhütte ist als Ausdruck seines Kunig-Standes nicht nachvollziehbar. Es liegt hier bis hinab auf 1900 m unzweifelhaft eine Decke von Lokalmoränenmaterial vor, doch ist die Wallform, an deren Basis Fels aufgeschlossen ist, durch eine Massenbewegung (s.u.) begründet.

Der höher gelegene Bereich (ab 2050 m) im sogenannten Maurach wird von einer fossilen Blockgletscherablagerung in klassischer Ausbildung mit wunderschönen Fließwülsten und auch Rampen, einer rückwärtigen Karwand und einer relativ stark schüttenden Quelle am Unterrand der Blockgletscherstirn, eingenommen. Diese distinkte interne morphologische Gliederung hat BUCHENAUER mit

dem Argument, dass jede Rampe eine klimabedingte Reaktivierung bedeutet, zur Einordnung in seine Chronologie (in diesem Fall vom Daun bis Kromer) verleitet. Unabhängig davon fällt auf, dass manche interne Wülste, meist die mit einem deutlichen Bewuchs, aus Lokalmoränenmaterial bestehen. Höhere Blockgletscherablagerungen SW' und SE' Mirschachscharte (2693 m) sind ebenfalls ins jüngste Spätglazial zu stellen. Der von BUCHENAUER festgestellte spätglaziale Gletscher des Hohen Troges wird bei den Massenbewegungen (s.u.) abgehandelt.

Die markanteste Quartärablagerung in diesem Raum ist die schon oftmals in der Literatur erwähnte Endmoräne eines spätglazialen Leibnitzbach-Gletschers beim Unterfercher (E' Oberleibnig). Dieser eindrucksvolle Wall, der in der näheren Umgebung den einzigen akzentuierten Gletscherstand mit deutlicher Akkumulation am Zungenende dokumentiert, ist meiner Einschätzung nach in das Gschnitz und nicht, wie es BUCHENAUER aufgrund von errechneten Schneegrenzdepressionen macht, in das Senders/Clavadell zu stellen. Diesem markanten Gletscherstand zugehörig ist der nur mehr in Resten erhaltene Sander-Schwemmkegel, der auf der glazial abgeschliffenen Felsterrasse von Oberleibnig liegt. Dessen Position lässt noch einen, zumindest episodischen, Abfluss über den Unterlauf des Baches S' Oberleibnig vermuten. Angesichts des Oberlaufes des Leibnitzbaches kann der Bachabschnitt zwischen 1150 und 1300 m ohne weiteres als ein durch die Endmoräne bedingter epigenetischer Taleinschnitt bezeichnet werden.

Wallformen bestehend aus sandigem Lokalmoränenmaterial NW' Oberfercher (1449 m ü. NN) sind vermutlich Erosionsformen und taugen daher nicht unmittelbar zur Gletscherrekonstruktion. Diese Ablagerungen sind wahrscheinlich einem deutlich größeren Lokalgletscher des Leibnitztales zuzuordnen, der noch Kontakt mit dem Iseleis hatte.

Taleinwärts, bis zum Südrand der LINNER'schen Kartierung, ist nur am Fußweg zur Hochschober-Hütte zwischen 2000 und 2120 m ein schöner Seitenmoränenwall des schon drastisch reduzierten Lokalgletschers zu sehen, welcher von BUCHENAUER in das Daun gestellt wurde. Blockgletscher des Egesen, die bis 1980 m ü. NN hinuntergereicht haben, sind die jüngsten Periglazialablagerung unterhalb der Hütte.

Die einzige Kalksinterablagerung W' Ainet ist allerdings nur als kleines, an eine schwach schüttende Quelle gebundenes Vorkommen W' Gwabl, an der Straße Richtung Alkus in 960 m ü. NN, erfasst worden.

Massenbewegungen

Der Abhang S' Rotkofel (2727 m ü. NN) zeigt dieselbe morphologische Charakteristik wie der benachbarte Hang S' Ob. Törl. Man sieht hier eine Serie von NW–SE und damit dem Iseltal parallel streichenden antithetischen Bewegungsflächen. Die schönsten diesbezüglichen Beispiele befinden sich beim Lassniger Bichl, N' Ederalm und besonders beim Zutrugenkreuz. Im obersten Abschnitt liegt mit dem Hohen Trog (sic; 2439 m ü. NN) eine eindrucksvolle Berzerreißung vor, die gleich der Situation beim Törl als eine klassische Grabenstruktur interpretiert wurde. Der westliche Ast des Grabens beim Hohen Trog streicht nahezu E–W. Verfolgt man dieses Hangelement im Luftbild gegen Westen, so findet man ein Lineament, das unmittelbar N' St. Maria (1230) weiter über den Graben S' Oberleibnig bis hinab in das Iseltal verläuft. Beachtenswert sind auch gleichartig verlaufende Lineamente unmittelbar westlich des Iseltales, beim Gossenbach und Naßfeld.

Das Vorhandensein von antithetischen Bewegungsflächen, die unter Benutzung der auch hier vorhandenen steil gegen NE fallenden Störungs- und Klüftflächen des Iseltal-Störungssystems entstanden sind, wie auch das Fehlen

eines vorgewölbten Böschungsfußes deutet auf denselben „toppling“-Mechanismus wie unterhalb Oberes Törl (s. o.) hin. Allerdings wurde dieses großräumige Kippen durch sekundäre Massenbewegungen zum Teil erheblich modifiziert. Zum einen ist bei und S' der Mirschachscharte, in der eine NW–SE-streichende Störung mit kakiritischer „Füllung“ liegt, eine Sackung mit deutlichem Vertikalversatz im oberen stark zerrütteten Abschnitt erkennbar. Dieser Talzuschub im Kleinen, der unter anderem die von BUCHENAUER als Moränenwall interpretierte Steilstufe W' Anthofhütte zur Folge hat, ist durch die vom Gossenbach erfolgte Unterschneidung der schon durch „toppling“ aufgelockerten Böschung erklärbar.

Der geschwungene Verlauf der Antitheter beim Zutrugenkreuz kann möglicherweise durch diesen zusätzlichen Schub an der E-Flanke erfolgt sein, wobei der Zick-Zack-Verlauf durch die Kombination der dominanten NW–SE- mit NE–SW-streichenden Klüfte entstanden ist.

Eine ähnliche sekundäre Hangdeformation im schon durch „toppling“ aufgelockerten Fels befindet sich auch von Außersteinerde (1273 m) abwärts bis zum Iseltal. Südlich der zum Iseltal parallelen Zerrgräben setzen Abrisskanten an. An der Straße Richtung Oberleibnig ist der Kontrast zwischen „original“ = glazial geformtem Hangfuß mit wunderschönen Rundhöckern, wie bei und S' Gwabl, und der schuttüberstreuten, stark deformierten Böschung unterhalb der Abrisskante, östlich der Abzweigung nach Alkus, zu sehen.

Es liegen hinsichtlich Beginn und Chronologie der großen Kippbewegung keine Daten vor. Angesichts der gleichen Morphologie etc. ist derselbe Ablauf wie für den Hang unterhalb Ob. Törl anzunehmen. Der von BUCHENAUER propagierte und eventuell für die zeitliche Einstufung der Bewegung bedeutsame Stand eines Gletschers mit Einzugsgebiet im Hohen Trog ist eine reine Fiktion. Seine Endmoräne ist im Gelände als eine der zuvor erwähnten, stark geschwungenen und aufgelockerten Antitheter (s.o.) beim Zutrugenkreuz identifiziert worden. Den für die Entwicklung eines Lokalgletschers bedeutsamen potentiellen Akkumulationsbereich beim Hohen Trog gibt es erst mit der Massenbewegung. Der Vollständigkeit halber ist wiederum darauf hinzuweisen dass es hier, so beim Zutrugenkreuz, wiederum kleine fossile Blockgletscherablagerungen gibt, deren Genese eng mit der Auflockerung durch präexistente Massenbewegungen bei gleichzeitiger Anwesenheit von Permafrost erklärbar ist.

W' Leibnitzbach – Kalsertal

Die Moränenbedeckung ist hier sehr untergeordnet, wobei nur an der höheren Flanke des Kalsertales bei der Rantschneralm (1642 m) und bei der Oblasser Alm noch ein größerer Flecken Grundmoräne zu finden ist.

In diesem überwiegend von Massenbewegung verschonten Abschnitt sind Rundhöcker wie am Klauskofel, beim Oblasser und Oberst bis hinauf auf 2000 m ü. NN. sowie weniger akzentuierte glazial überprägte Felspartien, wie bei der Felsterrasse Oberleibnig, die dominanten morphologischen Elemente.

Trotz der Felszerlegung Richtung Kalsertal sind am NW-Rücken des Zirmsteins, dort wo sich der hochglaziale Kalsergletscher mit dem Iseltalgletscher vereinigte, noch abgeschliffene Felsen in 2270 m ü NN zu finden. Der Einfluss des Kalsergletschers ist oberhalb und unterhalb Klauskogel anhand der Rundhöcker erkennbar. Neben der natürlich dominanten Iseltalrichtung weisen die dortigen Rundhöcker auch ein NE–SW- bis N–S-Streichen auf, welches die Fließrichtungswechsel des Kalsergletschers bei der Vereinigung mit dem Iseltalgletscher repräsentiert. Der Erhebung des Leibniger Berges, der gegen Süden eine glazial ausgeschürfte Wanne begrenzt, welche LUCERNA (1925) einen „schwebenden Taltrog“ nannte, ist unzweifel-

haft ein Produkt der glazialen Erosion. Die Ansicht von BÜCKSTEEG (1999), der darin eine durch Massenbewegung hervorgerufene Form erkannte, ist entschieden zurückzuführen.

Am Rand des Kalsertal-Unterlaufes, welcher seine schluchtartige Prägung durch die postglaziale Erosion in das vormalige Hängetal erhalten hat, sind noch Reste von Eisrandsedimenten (so in einem winzigen Vorkommen beim Oblasser Stausee sowie am Abhang ESE' Unterpleischach zwischen 800 und 900 m Seehöhe) erhalten. Ein künstlicher Aufschluss am Top des letzteren Vorkommens zeigte, dass 3–4 m mächtige flach gegen WSW geschüttete Sande von sandigem Kies mit Steinen überlagert werden. Das bunte lithologische Spektrum der gerundeten Komponenten mit vielen Typen von Glimmerschiefern und Gneisen, Amphiboliten, die nicht dem Schoberkristallin zuordenbar sind, sowie Prasinit und Serpentin weisen klar auf das Einzugsgebiet des Kalsertales hin. Bei einem Mangan-Erz-Geröll (überwiegend Braunit und etwas Manganomelan (det. I. WIMMER-FREY) lässt sich gar der Herkunftsort mit dem Ködnitztal (mündl. Mitt. G. PESTAL) konkretisieren. Angesichts dieses tauerndominierten Spektrums war auch ein 1,5 m großer Gneisblock zweifelsfrei als Zentralgneis zu identifizieren. In Summe sind dies Belege dafür, dass vom Kalsertal eine fluvioglaziale Schüttung an ein (Tot)eis im Iseltal erfolgte. Konkretere Informationen können hier aufgrund der unvollständigen Kartierung der gesamten Situation nicht gegeben werden.

Es ist in diesem Gebiet auffallend, dass im Gegensatz zu dem östlichen Kartierungsgebiet eine großräumige Prägung durch Massenbewegungen fehlt. Die auffallendsten Beispiele sind die wenigen Zerrgräben mit geringer Ausdehnung an der orogr. rechten Flanke des Leibnitzbaches sowie eine Abrisskante zum Kalsertal hin. So sind auch die Schutthalden unterhalb der glazial übersteilten Felsen S' Leibniger Berg und S' St. Maria „nur“ durch Felsstürze entstanden.

Die bisherige Kartierung zeigt, dass es nördlich des E–W-streichenden Lineaments, das eine Randbegrenzung des Kippbereiches Hoher Trog bildet, zwar zum Iseltal parallele „strike slip faults“ und Klüfte gibt, diese aber überwiegend steil gegen SW fallen. Damit ist das großdimensionale Kippen („toppling“) aus kinematischen Gründen nicht möglich.

Es dürfte sich bei diesem E–W-Lineament um ein steilstehendes Störungselement handeln, das die Iseltalstörung schneidet und damit jünger ist. Es ist gut denkbar, dass es dabei nur zu einer Rotation der älteren Gefügeelemente gekommen ist, die sich letzten Endes in der Art und Verteilung der Massenbewegungen abbildet.

Bemerkungen zum Kristallin

In diesem kurzen Abriss werden nur die wichtigsten Änderungen im Vergleich zur bestehenden Kartierung der Gruppe SPAETH sowie die wenigen Neuerkenntnisse abgehandelt.

In Absprache mit M. LINNER wurden die Paragesteine, wie Glimmerschiefer und Paragneis gemeinsam ausgetrennt. Die von der Gruppe SPAETH durchgeführte Abtrennung war auch hier im Gelände nicht durchzuführen.

Da nach LINNER mit dem Vorkommen von Eklogit der frühalpide subduzierte Kristallinabschnitt abgrenzbar ist, wurde bei der Kartierung besonders auf die Unterscheidung Amphibolit-Eklogit (-amphibolit) geachtet. Anhand der Kartierung ist das Abtauchen der Eklogit-Vorkommen gegen Osten, von dem stark verfalteten Bereich in ca. 1800 m ü. NN S' Kl. Schöberl, über das Vorkommen bei St. Helena (1279 m) und an der Zettlersfeld-Straße zum Unterlauf des Wartschenbaches und weiter zum Unterlauf des Debantbaches, wo de facto das Talniveau des Lienzer

Beckens erreicht wird, gut zu erkennen. Das Kartenbild von sehr vielen Eklogitvorkommen hat sich durch die Revisionsbearbeitung schlagartig geändert. Besonders drastisch beim Abhang S' Kl. Schöberl, bei der Mandlhütte und Richtung Debanttal, bei der Seewiesalm, wo einerseits der intensiven Wechsellagerung mit Paragesteinen und andererseits der Tektonik, sprich Verfaltung, Rechnung getragen wurde.

Im Gegensatz zu den Pegmatiten, die am Westrand des Kartierungsgebietes mit den Tonaliten gehäuft, allerdings schieferungsparallel auftreten, zeigen die Tonalite eine deutlich abweichende, diskordante Geometrie. Es liegen zwar wenig Strukturdaten vor, doch zeigen die Geländedaten sowie das Kartenbild, dass die Tonalitgänge meist um die N-S-Richtung ($\pm 20^\circ$) streichen, steil stehen und mehr oder minder erkennbar von Störungen begrenzt sind. Einzig der Tonalit beim Steinbruch W' Niedrist weist ein Streichen \pm parallel zum Iseltal auf. Seine Begrenzung gegen SE ist eine steile NE-SW-streichende Störung.

Das auffallendste Element der Sprödetektonik sind die NW-SE-streichenden Störungen der Iseltalstörung. Abgesehen von der Mirschachscharte, wo eine derartige Störung erstens über weitere Strecken zumindest morphologisch verfolgbar ist, sieht man nur Harnischflächen, die bis auf wenige Ausnahmen dextralen Strike-slip-Versatz an-

zeigen. Da ein Versatz von markanten Gesteinszügen entlang dieser steilen Harnische nicht erkennbar war, dies auch nicht aus dem Kartenbild hervorgeht, dürfte es sich bei der spröden Iseltalstörungskomponente im Schoberkristallin nur um eine diskrete Deformation ohne große Lateral-komponente handeln.

Einige wenige \pm E-W-verlaufende, steilstehende Harnische sind nur in den Gräben an der orographisch rechten Flanke des Debantbach-Unterlaufes erfasst worden. Die Lineation taucht schräg mit 45° gegen Ost. Die Versatzrichtung war nur einmal, und das mit dextral festlegbar. Wie schon bei der Massenbewegung Hoher Trog und beim Abschnitt W' Leibnitzbach – E' Kaiserbach erläutert, bildet sich zwischen Ober- und Unterleibnig ein deutliches E-W-streichendes, steilstehendes, über mehrere km verfolgbares Lineament ab, das die NW-SE-streichenden Iseltal-Störungselemente kappt. Auch die Steilwand an der westlichen Flanke des Leibnitzbach-Schwemmfächers weist einen derartigen Verlauf auf. Dort wurde der einzige dazupassende Harnisch (175/85) mit einer Lineation von 085/15 und sinistralen Versatz eingemessen. Zur Klärung der Bedeutung dieser seltenen E-W-Störungen in der südwestlichen Schobergruppe sind weiterführende struktur-geologischen Untersuchungen notwendig.