

weitere Schuttanhäufungen umrahmen Halden die Karböden, die mitunter von Murenrinnen durchzogen in Murenablagerungen übergehen können.

Der Michelbach hat sich in die Rundhöcker bei der Klosterrauenalm einige Meter eingesenkt. Flussabwärts drängen beidseitig aktive Murenschuttfächer in den Talgrund, und dazwischen bedecken Schuttkörper mit beigemengtem Moränenmaterial den Hangfuß. Mit zunehmender Versteilung zur Michelbachschlucht sind Schutt- und Schwemmkörper zusehends reduziert.

Ausgedehnte Schutt- und Blockhalden begleiten den Hangfuß im Iseltalboden bei St. Johann im Walde und in geringerem Ausmaß auch südlich Weirer. Künstliche Aufschüttungen entstehen in den Steinbrüchen am Ausgang Michelbachschlucht durch Zwischen- oder Ablagerung von Steinbruch- und Aushubmaterial sowie Bauschutt.

Bericht 2000 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 179 Lienz

JÜRGEN M. REITNER

Im Jahr 2000 wurde das Pustertal vom Westrand des Lienzer Beckens bis Thal sowie der Abhang des Deferegger Gebirges südlich der Linie Sternalm – Dörfleralm kartiert. Weiters standen die becken- und talrandnahen Abschnitte südlich der Drau wie auch die in den Lienzer Dolomiten gelegenen Bereiche wie Hallebachtal, die Kerschbaumeralm, die Umgebung der Karlsbader Hütte und Leisachertal im Zentrum der Aufnahme.

Ziel der Kartierung war einerseits die Revision der Quartärgeologie, andererseits die genaue Analyse der teilweise schon in der Literatur erwähnten und dort heftigst diskutierten Massenbewegungen und Glazialablagerungen. Dies gilt besonders für die Lienzer Dolomiten, wo die Manuskriptkarte 1 : 25.000 von BLAU, GRÜN und SCHMIDT das Bild einer nahezu abgedeckten Karte vermittelt. Als weitere Arbeitsgrundlage dienten die Diplomkartierungen der Gruppe FLAJS (RWTH Aachen; mit BAUER, DESI, DESERY, HEINE, KÖHLER, MUSCIO), die ebenfalls den Dolomitenanteil des Blattes Lienz bearbeitet hat. Für den Südostabhang des Deferegger Gebirges wurde, wie in den Jahren zuvor, auf die Manuskriptkarte 1 : 25.000 der Gruppe SPAETH (RWTH Aachen) zurückgegriffen.

Ablagerungen und Formen des Würm-Hochglazials

Der überwiegende Teil des Untersuchungsgebietes war während des „Letzten Glazialen Maximums“ vom Eis des Draugletschers bedeckt. Ein abgerundeter Felsriegel in der Fortsetzung der Lämperköpfe NE' Spitzkofel in einer Position wo sich Eis aus den Dolomiten mit dem Draueis vereinigte, deutet auf eine Eisstromhöhe von knapp über 2200 m ü. NN hin. Dies steht in Übereinstimmung mit den Ergebnissen aus der Schobergruppe im Randbereich des Lienzer Beckens.

Die wenigen Grundmoränenaufschlüsse im Deferegger Gebirge weisen ein monotones, lokal geprägtes Spektrum mit Quarzphyllit, Quarzit, Gneis und Tonalit auf. Auch bei der Hochstein-Talstation, dort wo auch anhand der Ausrichtung der Rundhöcker (z.B. bei und im Schloß Bruck) der Einfluss des kräftigen Isel-Eisstroms zu erkennen ist, findet man vergleichsweise monotone, kristallin-geprägte Grundmoräne.

In den Lienzer Dolomiten ist Grundmoräne selten und wenn, dann überwiegend nur im Konnex mit spätglazialen Ständen zu finden. Selbst beim Kofelpass, wo morphologisch eine klassische Transfluenzsituation mit abgeschliffenen Felsen, allerdings ohne klare Fließrichtungsindikatoren,

zu erkennen ist, liegt nur eine kleinflächige Grundmoränenbedeckung mit lokalem Geschiebespektrum vor.

Die glaziale Formung ist am deutlichsten S' und W' des eisüberschliffenen Rauchkofels (1902 m ü. NN), so anhand der Felswanne des Tristacher Sees, in den Heimwäldern (überwiegend Kristallin- und Permoskythareal) und auf der Freundwiese (Kristallin) ersichtlich. Härteunterschiede in der obertriadisch bis kretazischen Schichtfolge wurden vom Eis mustergültig herauspräpariert, so wie z.B. der Oberrhätkalk-Felsen N' Kreithof.

Sedimente der Abschmelzphase

Die südschauenden Talflanken des Pustertales (S-Abhang der Deferegger Alpen) aperten zuerst aus, und damit kam es schon in der frühen Abschmelzphase zur Sedimentakkumulation in eisfreien Nischen und Buchten am Rand des zurückweichenden Draugletschers. So sind derartige Staukörper am Eisrand im Einzugsgebiet des Mark- und Filgisbaches schon ab 1760 m ü. NN abwärts zu finden. In den wenigen Aufschlüsse, z.B. 150 m NW' Kt. 1647 (SSE' Hochstein) in 1630 m ü. NN sind am Forstweg geschichtete Sande und sandige Kiese mit eckigen bis kantengerundeten, selten gerundeten Quarzphyllitgeröllen zu sehen. Die Erosionsreste dieses ehemals mächtigen Staukörpers sind ohne erkennbare morphologische Gliederung bis hinab ins Pustertal verfolgbar. Der wohl beste Aufschluss mit schön entwickelten Delta-foresets befindet sich an der Pustertaler Höhenstraße etwa 800 m NNW Schrottendorf.

Generell ist durch die kaum vorhandene Rundung der Quarzphyllit-Gerölle und das Fehlen morphologischer Kriterien eine Abgrenzung zu Quarzphyllitarenal schwierig. Zudem sind die Mächtigkeiten bei den großflächigeren Vorkommen, so z.B. in der Umgebung der Schule von Dörfel mit 6 bis 8 m (gemäß Baugruben) nicht gerade weltbewegend.

An den Abhängen der Lienzer Dolomiten sind derartige hochgelegene Staukörper am Eisrand einerseits bedingt durch die Morphologie nicht (mehr) zu finden und waren wahrscheinlich aufgrund der Nordexposition nicht oder kaum vorhanden. Andererseits waren in dieser frühen Phase des Zerfalles des Eisstromnetzes die Gunstpunkte für die eisrandnahe Sedimentakkumulation, nämlich die Talausgänge, noch mit durchaus kräftigen Gletschern z.B. aus dem Einzugsgebiet des Galitzenbaches und Lesachbaches (s.u.) erfüllt. Die höchsten Eisrandsedimente, allerdings nur mit lokalem kalkalpinem Material, befinden sich als sporadische Reste S' des Haselbaches in 1300 m ü. NN und darunter.

Ab Burgfrieden drauabwärts sind an der orogr. linken Flanke Eisrandsedimente mit einem Vollspektrum (max. 1/3 Karbonat der Lienzer Dolomiten, sonst „Kristallin“) und mit einer Oberkante von max. 860 m (nächst Burgfrieden) bis 740 m (Griebelehof – W' Lienz) zu verfolgen. Gleichartige Vorkommen findet man auch von Amlach gegen Osten gehend am Ulrichsbichel, wo die tiefer gelegenen Sedimente in Form einer schön erkennbaren Terrasse (um 700 m SH) vorliegen, über die Heimwälder (N' Tristacher See) bis nahe an die Blattgrenze. Diese Sedimente (meist sandige Kiese, seltener Sande) belegen die letzte Akkumulationsphase vor Füllung des Lienzer Beckens. Das Pustertal war im Laufe des fortgeschrittenen Zerfalls des Eisstromnetzes bis vielleicht auf kleine einsedimentierte Toteisreste eisfrei geworden und der verbliebene Toteiskörper im Lienzer Becken war das letzte große Hindernis für eine freie Drainage im Untersuchungsgebiet. Die Sedimente auf den oberen Kuppen der Heimwälder heben sich hierbei von den ansonst relativ gut sortierten glaziofluvialen Ablagerungen ab. Anschnitte an neuen Forstwegen zeigen dort matrixgestützte, relativ locker gelagerte Diamikte, wobei die Matrix aus Grobschluff bis Grobsand be-

steht. Dieser Sedimenttyp passt zum Environment eines abschmelzenden Gletschers, wo Moräne in Form von mud flows und debris flows über kurze Distanzen umgelagert wird und kann so als proximales Eisrandsediment bezeichnet werden. Weder die Morphologie noch die Sedimentassoziationen lassen hier einen „Moränenwall“ eines großen „Bühl“-zeitlichen Draugletschers, wie es u.a. GSTREIN (1954, Diss. Univ. Innsbruck) postulierte, erkennen.

In Summe sind diese Ergebnisse in Übereinstimmung mit den vorjährigen Ergebnissen vom Abhang der Schobergruppe, wo gerade in der Höhenlage unter 900 m gehäuft Staukörper am Eisrand vorkommen.

Spätglaziale Lokalgletscher und Blockgletscherablagerungen in den Lienzer Dolomiten

Einzugsgebiet Galitzenbach

Während der Abschmelzphase erlangte auch der Galitzengletscher eine zunehmende Eigenständigkeit gegenüber dem Draueis. So indizieren die Vorkommen von überwiegend eckigem Hauptdolomitschutt, tw. mit gekritzten und facettierten Komponenten, W' und E' der Engelhornhütte (1304 m) einen durchaus noch großen Lokalgletscher im Kontakt zum Draueis. Die Sedimentcharakteristik weist auf einen hohen Anteil von Schutt-(fächer-)material hin, das an das Eis angelagert und tw. mittransportiert wurde. Subglazial geprägte Sedimente treten gegenüber diesen supraglazialen bis randglazialen Ablagerungen in den Hintergrund.

Die nächste Etappe der Verselbständigung des Lokalgletschers ist entlang der Straße zum Klammbrückl (1104) dokumentiert. Zwischen 870 und 900 m ü. NN sind sandig kiesige Eisrandsedimente aufgeschlossen, deren Gerölle – vom Liegenden gegen das Hangende – erst ein von Kristallin dominiertes Vollspektrum, dann ein reines Lokalspektrum und schließlich wieder ein Vollspektrum aufweisen. Das ganze Paket wird von Lokalmoräne, die einen sanften Rücken aufbaut und den Stadtweg entlang taleinwärts verfolgerbar ist, überlagert. Betrachtet man die Sedimentassoziation am Ausgang der Klamm, die orographischen Verhältnisse mitsamt dem potentiellen Schneeakkumulationsgebiet, so kann man dieses Vorkommen sicherlich als Dokumente von „Prae-Gschnitz“-zeitlichen Gletscherständen (s.u.) ansehen. Die Eisrandsedimente mit lokalem Spektrum oberhalb des Stadtweges sind mit dieser ausgedehnten Lokalgletscherzunge in Verbindung zu bringen.

Am oberen Ende der Galitzenklamm ist bei der Forstwegabzweigung vom Stadtweg in 1025 m ü. NN ein akzentuierter Endmoränenwall aus Lokalmoräne zu erkennen. Weiter taleinwärts ist südwestlich des Klammbrückl eine deutliche Seiten- bis Endmoräne ausgebildet, deren Fortsetzung taleinwärts entlang dem Fußweg Richtung Kerschbaumeralm läuft. Im Bereich westlich des Klammbrückl, dort wo vermutlich die Endlage dieser Gletscherzunge war, überlagert die aus Hauptdolomitmaterial aufgebaute Moräne grob geschichtete Diamikte bis Schotter. Rutschungen in der Kössen-Formation auf der orographisch linken Seite des Galitzenbaches verhindern ein genaueres Bild des Zungenbereiches. Eine grobe Rekonstruktion der Gletscherausdehnung für den Stand beim Klammbrückl zeigt, dass zumindest der Hallebach- und der Kerschbaumergletscher zu diesem Zeitpunkt vereinigt waren. Eine überschlagsmäßige Schneegrenzberechnung ergibt für diesen Gletscher mit einem stark abgeschatteten und lawinenträchtigen Einzugsgebiet eine notwendige Schneegrenze von 2000 bis 2100 m ü. NN.

Eingedenk der Problematik hinsichtlich der hier nur regional, d.h. über das Deferegger Gebirge (vgl. LICHTENECKER, 1938) und Schober Gruppe (vgl. BUCHENAUER, 1990) ermittelbaren Schneegrenze (= Bezugsniveau) für das Jahr 1850 von 2650 bis 2700 m ü. NN, erscheint mir

das „Gschnitz“ mit einer Scheegrenzdepression von 600-700 m als plausibler Stand für beide Moränenwälle.

Im Hallebachtal läuft der Weg zwischen 1800 und 1900 m parallel bzw. auf einer Seitenmoräne, die schon eine sehr schmale Gletscherzunge knapp vor ihrer Endlage andeutet. Bei Kote 2208 sowie darüber bis in ca. 2280 m sind immer wieder Seitenmoränen erkennbar, die wiederum das prinzipielle Bild eines Kargletschers mit einer schmalen Zunge unterhalb der Böseggtürme ergeben. Der zentrale Karraum bis hinab in etwa 2250 m ü. NN wird von einer prächtig entwickelten, von Schuttfächern umrandeten, Blockgletscherablagerung mit zahlreichen Wällen eingenommen. Als Arbeitshypothese sind die Seitenmoränen aufgrund der Höhe ihres Vorkommens vermutlich als „Daun“-zeitlich und älter einzustufen. Das Maximalalter der Blockgletscherablagerung erscheint im regionalen Vergleich mit „Egesen“ durchaus vernünftig.

Die mehrgliedrige Moränen westlich der Kerschbaumeralm-Schutzhütte (1902), die selbst auf der Raibl-Formation sitzt, bzw. jene parallel dazu laufende Seitenmoräne SW' der Hütte in 1980–2240 m ü. NN dokumentiert zumindest zwei Gletscherstände. Ein kleiner Seitenmoränenwall NW' Kote 2154 sowie die Moränenauskleidung der überschleiften Hauptdolomittfelsen lassen die Geometrie dieser Kargletscher erahnen. Beim ausgedehnten Stand erstreckte sich der Gletscher aus dem großen Kar der Kerschbaumeralm kommend über den Standort der Hütte hinaus, wogegen er beim kleineren vermutlich 100–200 m SW' der Hütte endete.

Der zentrale Bereich der Kerschbaumeralm W' Kt. 2154 wird von einer aus Schuttfächern hervorgegangen komplex aufgebauten Blockgletscherablagerung eingenommen, die mit ihren multiplen Wällen die feingliedrigste Oberflächenstruktur aller gleichartigen Ablagerungen auf Blatt Lienz hat. Der tiefste Punkt der grasüberwachsenen Ablagerung liegt in 2080 m ü. NN. Ähnlich dem Hallebachtal dürfte die letzte in den Moränen manifestierte Gletscherausdehnung aufgrund der Höhenlage der Seitenmoränen und der Abschätzung des Akkumulationsgebietes, im „Daun“ gewesen sein. Der Beginn der komplexen Blockgletscherbildung ist sicherlich ins „Egesen“ zu stellen. Dasselbe gilt auch für die Blockgletscherablagerungen W' des Simonskopfes und N' der Kanzel.

Der Bereich des Laserzbaches bis zur Karlsbader Hütte und darüber hinaus ist noch nicht vollständig kartiert und durchanalysiert. Südlich der Insteinhütte schneiden die zwei parallel fließenden Bäche in monomikte, rein aus Hauptdolomit bestehende Diamikte ein. Ab 1700 m aufwärts läuft auf der orographisch rechten Seite des westlichen Baches ein deutlicher Wall bis hinauf zum Gedenkstein in 2060 m ü. NN. Die Materialcharakteristik der Diamikte entspricht jener von Lokalmoränen in Hauptdolomitalrealen. Die Wallform kann einerseits als eine ungewöhnlich langgestreckte Seitenmoräne eines spätglazialen Laserzletschers interpretiert werden. Andererseits könnte es sich auch um eine Murenablagerung, bestehend aus aufgearbeitetem Moränenmaterial, handeln.

Unzweifelhafte Moränenwälle sind westlich, südlich und östlich der Felsschwelle Kote 2141, die aus abgeschliffenem Hauptdolomit besteht, erhalten. Die Moränenzüge bestehen aus mehreren kleinen Moränenwällen, deren Größe an Moränen der Wintervorstöße heutiger Alpiner Gletscher erinnert. Dieser Gletscher, dessen höchstgelegene Moränen in 2240 m liegen, und der gerade bis zum Gedenkstein reichte, erfüllte die Nordflanke des Kammes Ödkarscharte bis Gamskopf. Auch hier sprechen die Rahmenbedingungen und die Vergleiche wiederum für eine „Daun“-zeitliche Gletscherablagerung.

Die wichtige Blockgletscherablagerung S' Karlsbaderhütte, mit sehr grobem Blockwerk auf der kaum gegliederten Oberfläche, bezog ihr Material aus Schutt- und Fels-

sturzmaterial der Ödkarscharte. Der untere Rand in 2140 m ü. NN indiziert auch hier das jüngste Spätglazial als Bildungszeitraum.

Einzugsgebiet Leisacher Almbach

Beim Anstieg vom Angerlehauser zum Daprakreuz sowie auch auf der linken Bachseite beim Anstieg zum Gailwald heben sich in 1000–1100 m ü. NN zwei deutliche, aus Hauptdolomitkomponenten aufgebaute Moränenwälle von dem aus Kössen-Formation (dunkle Mergelkalke & Mergel) aufgebauten Untergrund ab. Eine Rekonstruktion dieses spätglazialen Gletschers muss aufgrund mangelnder Hinweise, talein- wie auch talauswärts, unterbleiben. Die von v. SRBIK (1930), SENARCLENS-GRANCY (1942) und KLEBELSBERG (1952) behaupteten Gletscherablagerungen eines spätglazialen Leisachbachgletschers am sogenannten Mortbichel, jener später beprochenen Massenbewegung N' der Drau (s.u.), sind definitiv nicht vorhanden. Die einzige tiefere Moränenablagerung in 900–920 m ü. NN, am Weg zum Daprakreuz, weist eine auffällige Blockanhäufung mit Pegmatit, Quarzphyllit und Quarzit auf, und lässt jeden kalkalpinen Einfluss missen.

Taleinwärts ist erst wieder im Kühbodental mit einer Blockgletscherablagerung, deren tiefster Punkt in 1960 m liegt, ein pleistozänes Sediment zu finden. Weitere spätglaziale Blockgletscher befinden sich W' Kühbodentörl (tiefster Punkt in 2160 m) und im Wilden Kar (tiefster Punkt in 2120 m).

Weitere kleinere Vorkommen

Aus Gründen der Vollständigkeit seien hier die kleinen Vorkommen von nahezu rein kalkalpin geprägten Eisrand-sedimenten beiderseits des Rötensbaches in ca. 1000–1040 m erwähnt. Bei der Schwandthütte ist ein fließender Übergang zur Lokalmoräne erkennbar. Ein dokumentierter Stand eines Gletschers aus der Wilden Badstube, der die Lienzer Klause erreicht haben soll, wie es v. SRBIK (1930) berichtet, ist wiederum reine Schimäre.

Gleiches gilt auch für den Ausgang des Gamsbaches, wo abgesehen von den Kristallin und Karbonat führenden Eisrandsedimenten im Kohlwald in 980 bis 1020 m keine glazialen Sedimente zu finden sind. Dem Einzugsgebiet des Gamsbaches mangelt es ansonsten bis auf zwei kleinere Lokalmoränenvorkommen, so am oberen Ende der Schluchtstrecke in 1400 m und gegenüber der Hubertushütte, vollkommen an glazialen Ablagerungen.

Massenbewegungen und Talbodenentwicklung

Lienzer Dolomiten und Pustertal

Die prinzipielle Bedingung für die großen Massenbewegungen ist mit der Tektonik und Lithologie der Lienzer Dolomiten gegeben. Durch den engständigen Faltenbau, wie auch durch die sogenannte „Flowerstructure“ mit steilstehenden Störungen, liegen hier stark variierende strukturelle und felsmechanische Verhältnisse vor. In Summe ergibt sich laut BLAU et al. (z.B. Richtung Pustertal) folgende steilstehende Idealabfolge: Felsbildender Hauptdolomit – mächtige Kössen-Formation (Mergel und Mergelkalke) – geringmächtiger, harter Oberrhätalk – Liasfleckenmergel, geringmächtige Rot- bis Buntkalke – mergeliger Aptychenkalk – Amlacher-Wiesen-Formation (Flysch-Sandstein-Mergelfolge).

Bergsturz Buchwiese

Die flächenmäßig größte Bergsturzablagerung auf Blatt Lienz 179 ist jene von der Buchwiese (E' Tristacher See). Das Gesamtgebiet (Abriss- bis Ablagerungsbereich) erstreckt sich, von S gegen N, über den Südabhang des Auerlingköpfe (2026), die Schrettiswiese, die Buchwiese bis nach Bad Jungbrunn (680).

Die max. 800 m breite und 0,7 km² große Abrissnische liegt morphologisch klar definiert zwischen Weißstein, je-

nem Härtlingsriegel aus hellem Oberrhätalk östlich der Dolomiten-Hütte und dem Roßboden. Der höchste Abrissbereich ist in 850 und 1900 m ü. NN, südlich des aus Hauptdolomit aufgebauten Auerlingköpfe (2026), ist dagegen in dem kuppigen, aus dunklen Kössener Kalken und Mergeln bestehenden und durch nachfolgende Kriechbewegungen geprägten Gelände deutlich schlechter erkennbar. Hier, inmitten des im Durchschnitt 25° steilen Abrissgebietes, befinden sich Steilstufen, d. h. Abrisskanten, die von welligen Schichtflächen der mittelsteil (50°) gegen Nord fallenden Kössen-Formation gebildet werden. Diese sind aber vermutlich aufgrund ihrer Geometrie auf Nachböschungen nach dem Bergsturzeignis zurückzuführen. Derartige Anzeichen von kriechender Hangdeformation sind auch seitlich außerhalb des Abrissgebietes, so am Roßboden in der Kössen-Formation und am Nordabhang des Weißstein im Oberrhätalk und in den Liasfleckenmergeln entwickelt. Mit diesem im Durchschnitt 37° geneigte Abhang des Weißsteins ist ein Eckdatum für die Rekonstruktion der Ur-Oberfläche und damit auch des Bergsturz-Volumens gegeben.

Die Kössen-Formation, die hier aus zum Teil nur 10–20 cm mächtigen Kalkbänken in Wechselagerung mit schwarzen Tonen besteht, bildet die Hauptmasse und das Liegende für die ebenfalls erfassten Gesteinspakete des Oberrhätalkes, der Liasfleckenmergel und der Rot- und Buntkalke. Das generelle Abtauchen der aufrechten Schichtfolge ist mit 35 bis 50° gegen N ($\pm 10^\circ$) hangparallel. Eine deutliche Verfaltung ist anhand der Verbreitung der Rotkalke und von lokalem Südfallen am Nordfuß des Weißsteins erkennbar. Die Geometrie der Nische wird weiters durch steilstehende NNE–SSW-streichende Störungen definiert.

Das 2,7 km² große Ablagerungsgebiet beginnt in 1600 m ü. NN und zieht damit auch schon weit in das eigentliche Abtragungsgebiet hinein. Morphologisch treten bei der Schrettiswiese Längswälle hervor. An der orogr. rechten Seite des Baches NE' der Mitterwieshütte (1395) ist zwischen 1350 m und 1220 m der westliche Randwall der Bergsturzmasse entwickelt. Unterhalb der Schrettiswiese besitzt die Masse mit etwa 40 m die größte Mächtigkeit, wie im tief eingeschnittenen Kohlstattbach zwischen 1000 und 1100 m zu sehen ist. Von diesem mehr oder minder zentralen Rücken kam es zu einem Auseinanderfließen Richtung Osten, zum Haslerbach. Dies ist morphologisch an der Form des gering geneigten Fächers SW' Kreithof zu erkennen, der ein glazial geformtes Relief mit Rundhöckern aus Flysch zum Teil überdeckt. Indizien für Bergsturzablagerungen sind östlich des Kreithofes nur bis hinab auf 990 m zu finden.

In der Stromlinie des Bergsturzes wird von 1100 bis 900 m die bis dahin ca. 15° geneigte Bergsturz-fahrbahn merkbar steiler und erreicht eine maximale Neigung von 20–25°. Im randlichen Bereich N' Kreithof fungierte der dortige Felsriegel als kleine Sprungschanze. Östlich des Wh. Seewiese, wie auch SW' der Buchwiese, deuten kleine Festgesteinsaufschlüsse in den Gräben auf ein Ausdünnen der Bergsturdecke. Nördlich der Buchwiese reichen die Ablagerungen bis zur Drauebene, wo der Rand zur Drauebene in 650 m deutlich erosiv überprägt ist. In diesem Bereich gibt es nur mehr eine dünne Lockersedimenthülle, die die glazial geprägte Morphologie deutlich erkennen lässt. An der Ostbegrenzung, W' Kote 650 wird das Gelände überhaupt von aus Glimmerschiefern bestehenden Rundhöckern dominiert. Hinweise auf Bergsturzablagerungen im Bereich der holozänen Mäander konnten bis jetzt nicht gefunden werden. Westlich Bad Jungbrunn ist auf der orographisch linken Seite ein Murenkopf aus Bergsturzmaterial erkennbar, der sich deutlich vom Schwemmfächer abhebt und dem Bach eine Ausbreiten Richtung Norden verwehrt.

An der Dolomitenstraße in 1250 m ü. NN ist das Bergsturzmaterial für den oberen Bereich am besten aufgeschlossen. Große Blöcke (bis 10er-m³) aus Oberrhätalk und Kössen-Formation schwimmen in einer sandig-kiesigen Matrix. Im unteren Abschnitt fehlen dagegen schöne Aufschlüsse. Dort ist das vom Bergsturz geprägte Gelände schon allein anhand des „fetten“, dunklen Schuttes, meist der Kössen-Formation, zu erkennen. Diese dominiert in Summe ganz klar das Bergsturzmaterialspektrum gegenüber den Liasfleckenmergeln und dem Oberrhätalk. Die selten anzutreffenden Rot- und Buntkalke haben ihre größte Verbreitung im distalsten Bereich, nördlich der Buchwiese. Flyschsandstein war dagegen überhaupt nur einmal als Komponente zu finden.

Hinweise auf die Altersstellung dieses Bergsturzes ergeben sich einerseits aus der Überlagerung von Eisrandsedimenten durch Bergsturzmaterial, so auf der orogr. rechten Seite des Kohlstattbaches unterhalb Kote 810, und andererseits durch die schwache, nur 1 bis max 5 cm mächtige Bodenbildung auf den Ablagerungen. Falls man den Murenkopf nicht als postsedimentäre Umlagerungsform sondern als Bestandteil des Ereignisses sieht, dann kann man aufgrund des Verhältnisses zum Schwemmfächer ein vergleichsweise junges, auf jeden Fall holozänes Alter für das Bergsturzereignis annehmen.

In Summe handelt sich um einen holozänen „Schliffsturz“ sensu HEIM mit einer Fahrbahnlänge von 3,5 km und einem Fahrbahnböschungswinkel α von 19° ($\tan \alpha = 0,357$). Das dabei erfasste Volumen beträgt, auf Basis der Abrissnische, zumindest 22 Mio. m³. Dem eigentlichen Ereignis ging eine Kriechphase gleich der, die man noch im oberen Abrissgebiet oder im Roßboden beobachten kann, voraus. Eine zunehmende Beschleunigung führte dann zum kompletten Böschungsversagen. In der ersten Phase kam es aufgrund der strukturellen und lithologischen Grunddisposition zu einem Abgleiten, teilweise entlang von Schichtflächen, teilweise, so sicherlich an der unteren Grenze zum Flysch, an neugebildeten Bruchflächen. Die anfängliche nordgerichtete Bewegung erfuhr dann östlich der Mitterwieshütte durch den Ostfuß des Rauchkofels eine Umlenkung Richtung NE. Oberhalb des Kreithhofes erlaubte das Bett ein randliches Auffächern Richtung Osten. Der Hauptstrom erhielt durch die Versteilung N' Kreithof noch eine weitere Beschleunigung. Möglicherweise kam es bei diesem Geländeknick auch zu einem Luftsprung. Danach war freie Bahn bis zur Drauebene. Die zuvor beschriebene Murenform W' Bad Jungbrunn gibt noch Rätsel bezüglich des Geschehens am Westrand auf. Es ist durchaus vorstellbar, dass die Bildung dieser Mure durch Wasseraufnahme am Rand eines ehemals ausgehnteren Tristacher Sees erfolgte.

Die Kartierung zeigte, dass die Zertrümmerung des Ausgangsmaterials schon sehr bald komplett war. Die Lithologie mit z.T. geringmächtigen, mechanisch kompetenten Kalklagen in Wechsellagerung mit inkompetenten Tonlagen ermöglichte diese rasche Destruktion, die keine weitere Gliederung des Ablagerungsraumes in Gebiete mit verschiedener Fazies zulässt.

Bei dieser tektonischen und lithologischen Grunddisposition bedurfte es wahrscheinlich nur einer intensiven Durchfeuchtung des Felsens, vergleichbar den Verhältnissen im Jahr 1999, wo in weiten Teilen Österreichs Schneeschmelze und langanhaltende Starkniederschläge zusammenfielen, um eine derartige Katastrophe auszulösen.

Bergsturz „Alter See“

Beim „Alten See“ (W' Tristacher See) handelt es sich mit einem Ablagerungsgebiet von 0,112 km² um den kleinsten untersuchten Bergsturz. Dieser löste sich von der steilen Hauptdolomit-Wand am Nordfuß des Rauchkofels, stürzte in die glazial ausgeschürfte Wanne des Sees und hatte

noch genug Energie, um am Gegenhang aufzubranden, wie Blöcke oberhalb des Weges vom Seehotel zum Goggekreuz beweisen. Der Bewuchs der Blöcke mit etwa 70–100 Jahre alten Bäumen kann nur ein Indiz für das Mindestalter dieses kleinen Ereignisses sein.

Bergsturz Scheibenwand – Lienzer Klause

Der Bergsturz von der Lienzer Klause gehört angesichts der oftmaligen Erwähnung in der Literatur (z.B. ABELE, 1974) nahezu zum regionalgeologischen Gemeingut. Die obere Begrenzung des Abrissgebietes erscheint auf den ersten Blick mit der etwa 300 m hohen Scheibenwand vollkommen klar definiert. Diese besteht mehr oder minder aus den glatten, aber welligen 70–80° gegen Nord fallenden Bankungsflächen des Hauptdolomites. Am Fuß des östlichen Teiles der Scheibenwand ist eine schmale, 5 m breite Kluftgasse entwickelt, welche die obere Begrenzung der stark zerrütteten Hauptdolomitmasse bildet, mit der die östliche Begrenzung der Ausbruchsnische (Fläche 0,12 km²) umrissen ist. Eine E–W-streichende Kluftgasse, an deren Ende ein steiler Schuttkegel mit frischem Material ansetzt, liegt in der Westfortsetzung der Scheibenwand und definiert den oberen Rand der westlichen Nischenbegrenzung. Sowohl die Ostbegrenzung wie auch die Westbegrenzung der Ausbruchsnische sorgen aufgrund ihrer starken Zerrüttung permanent für frischen Schutt, der den Großteil der Hohlform bedeckt.

DESI (1990, Diplomarbeit RWTH Aachen) hat korrekterweise am Fuß der Scheibenwand eine E–W-streichende, steil gegen N fallende Störung eingetragen, die eine Schwächezone darstellt und morphologisch durch die zuvor beschriebenen Kluftgassen nachgezeichnet wird. Diese trennt den südlichen, wandbildenden Bereich mit steil nordfallenden Bankungsflächen von jenem nördlichen, durch eine Flexur gekennzeichneten Hauptdolomitareal, in dem tektonisch bedingtes, steiles bis mittelsteiles Nord- bis Südfallen auftritt. In diesem unteren zerrütteten Abschnitt wird das mechanisch relevante Trennsystem stark von mittelsteil gegen NNW bzw. SSE einfallenden Harnischflächen bestimmt. Die unteren randlichen Abschnitte werden von einer steil bis mittelsteil gegen N einfallenden Abfolge von Kössen-Formation bis Rotkalk eingenommen.

Das Ablagerungsgebiet reicht vom unteren Ende der Ausbruchsnische in 1060 m ü. NN bis zur Lienzer Klause südlich der Drau, wo die Ablagerung in 790–800 m nahezu terrassenförmig vorliegt und mit ca. 40 m und mehr die größte Mächtigkeit aufweist. Das Material besteht aus kantigem Dolomitschutt, wo steingroße bis m³-große Blöcke in einer feinkiesig, schwach sandigen Matrix schwimmen. Morphologisch sind die Westausläufer der Bergsturzablagerungen als großer Hügel N' Angerlehauser und als kleiner aus einer Terrasse herausragender Tomahügel unmittelbar W' des Hauses zu erkennen. Die westlichste Ablagerung befindet sich ca. 50 m E' der Brücke 759 und bildet dort die Basis einer Stauterrasse (s.u.). Berücksichtigt man jene Ablagerungsgebiete, die unter den Terrassen begraben wie auch jene Bereiche, die der Erosion durch die Drau zum Opfer gefallen sind, so kommt man auf eine Mindestfläche des Ablagerungsgebietes von 0,6 km². Dabei ist allerdings zu berücksichtigen, dass gegen Osten, Richtung Leisach, aufgrund der erosiven Überprägung wahrscheinlich nur eine Minimaler Streckung erfasst wurde.

Das Bergsturzereignis führte zu einem Aufstau der Drau. Das feinkörnigste Material, das man mit dieser ersten Stauseephase in Verbindung bringen könnte, sind Fein- bis Mittelsande W' Kt. 774, die von Kiesen einer jüngeren Staubodenterrasse überlagert werden. Die höchste terrassenförmige Verebnung beim Angerlehauser, aus welcher der zuvor erwähnte kleine Tomahügel herausragt, besteht überwiegend aus fluviatil überprägtem Bergsturzmaterial.

Durch eine kleine 1–1,5 m hohe Stufe getrennt befindet sich das nächst tiefere Niveau, das aus Mittelkiesen (bestehend aus Quarzphyllit) und feingeschichteten Glimmersanden aufgebaut ist. Ein Pendant dazu, N' Angerlehauser auf der linken Drauseite, besteht aus Quarzphyllit und gerundeten Kalkgeröllen und belegt damit auch eine Staubodenterrasse der Drau. Kleine aber markante Terrassenkörper, so wie z.B. flussaufwärts auf der rechten Seite beim Mahnmahl (für die Hochwässer der Jahre 1965/66) mit einer Terrassenfläche in 800 m, liegen auf dem Bergsturzmaterial der Mortbichel-Massenbewegung und gehören genetisch auch zu den Stauterrassen am Bergsturzrand.

Die drei nächst tieferen Niveaus, die man sehr schön bei Anger-Leiten und auf der gegenüberliegenden Seite, W' Kt. 759 sehen kann, dokumentieren das phasenhafte Einschneiden der Drau in die Bergsturzablagernung und das damit zusammenhängende Erosions- und Sedimentationsgeschehen. NW' der Brücke 774 sieht man auch deutlich, dass diese Terrassen ungestört an die Ablagerung des „Mortbichels“ angrenzen, und sie belegen damit, dass die Massenbewegung der Lienzer Klause jünger ist als jene des Mortbichels.

Anhand der bisherigen Kartierungsergebnisse befindet sich der höchste Punkt der Abrisskante bei 1500 m ü. NN und der distalste Ablagerungsbereich unmittelbar E' Brücke 759. Damit lässt sich eine maximale Fahrbahnlänge von 1,78 km und ein Fahrbahnböschungswinkel $\alpha = 22,6^\circ$ ($\tan \alpha = 0,569$) ermitteln. Der Versagensmechanismus ist anhand der randlichen Begrenzungen der Ausbruchsnische erklärbar. Der westliche Abschnitt zeigt noch die initiale Phase mit Bildung einer Zerrspalte (= Kluftgasse) entlang der steil N-fallenden Störung (= Schwächezone) an. Auf der östlichen Seite ist schon der Ablösungsprozess von der Rückwand im Gange. Dabei muss basal ein Materialversagen durch langsame kriechende Beanspruchung der schon tektonisch stark mitgenommenen Flexur erfolgen. Die duktil reagierende Kössen-Formation bildet dafür kein stabilisierendes Widerlager. Im Prinzip dokumentiert die Ostbegrenzung die Phase knapp vor dem Durchscheren und stellt damit noch eine potentielle Bedrohung dar. Die Bergsturzmasse löste sich an einer Bruchfläche, die sich im oberen Teil an den Bankungsflächen orientierte und im unteren Abschnitt eine Folge eines Neubruchs war. Die Bewegung war anfangs noch ein „Schlupf“ und schon bald, bei Überwältigung des steilen Böschungsfußes, ein richtiger Sturz, der zur vollkommenen Zertrümmerung des Hauptdolomites führte. Die Frische der Abrissnische, die Bodenbildung (Rendzina mit einem $A_h < 5$ cm) auf den Bergsturzablagernungen und das Verhältnis zur älteren Massenbewegung des Mortbichel belegen hier eindeutig ein jüngeres Ereignis (Ende Spätglazial bis Holozän).

Gleitung s.l. Gailwald – Mortbichel

Die schon von VAN BEMMELLEN & MEULENKAMP (1965) als Bergsturz bezeichnete Massenbewegung hat ihre Abrissnische im sogenannten Gailwald, und ihr sagenumwobenes Ablagerungsgebiet nördlich der Drau baut den „Mortbichel“ genannten bewaldeten Hügel S' des Gehöfts Ploner auf.

Die obere Kante des Abrissgebietes im Gailwald ist mit dem WNW–ESE-streichenden Fußbereich der Hauptdolomitwand, die den Bergstock des Daberegg gegen Norden abschließt, definiert. Diese Rekonstruktion basiert einerseits auf dem Fehlen von Hauptdolomit in der Trümmermasse und andererseits auf einer gleichartigen morphologischen Ausprägung im westlich anschließenden Bereich des Schwarzbodens, wo ohne erkennbare Vertikalbewegungen ebenfalls eine Wandstufe aus Hauptdolomit ausgebildet ist. Mit dem spitzwinkelig zum Drautal ausgerichteten Wandverlauf senkt sich die Abrisslinie von 1300 m im Westen auf 1020 m im Osten, womit der größte Volumsverlust im Westabschnitt der Hohlform zu erkennen ist. Die

Morphologie folgt hier einer saiger stehenden bis NNW-fallenden Störung, die den Kontakt zwischen den steil Nord fallenden (80–90°) Hauptdolomitbänken und den hier mittelsteil N-fallenden Kössener Kalken definiert, wie es auch schon DESERY (1992, Diplomarbeit RWTH Aachen), allerdings mit einem etwas anderen Verlauf, erkannte.

Der östliche Rand der Hohlform weist bis unter 900 m Seehöhe eine anfänglich relativ geringe Hangneigung (Durchschnitt 18°) auf, wogegen die untere, dem Drautal nahe Böschung mit 30–35° zum Teil sehr steil ausgeprägt ist. An den Wegböschungen des Forstweges sind bis auf 820 m hinab stark zerrüttete, aber noch im strukturellen Verband befindliche Kössener Mergel und Kalke mit stark variierendem Süd- und Nordfallen aufgeschlossen. Das normale stratigraphische Hangende – Oberrhätalkalk und Liasfleckenmergel – fehlt störungsbedingt (vgl. Karte von BLAU et al.), und die stark aufgelockerte Kössen-Formation grenzt an relativ intakten Fels aus Rotkalk und steil gegen N fallenden Aptychenkalke.

An der Westbegrenzung der Ausbruchsnische indizieren nur zwei dem Drautal parallele Zerrgräben (oberhalb 1200 m) sowie ein klassischer Dolomitschuttächer (oberhalb 1280 m ü. NN) mit einer unüblich unruhigen Oberfläche, die nur mit einer Kriechbewegung der Kössener Schichten im Liegenden erklärbar ist, Massenbewegungen. Hier schließt nördlich der steilstehenden Störung zum Hauptdolomit die stark verfaltete Idealabfolge von Kössen-Formation bis zu den Aptychenkalke an. Letztere zeigen direkt am Rand der Nische ein hangeinwärtiges Einfallen von 140–160/20–30, wogegen sie im Bach westlich davon noch mit 150/75 eine deutlich steilere Lagerung aufweisen. Die Auffassung von DESERY, wonach die Basis der Liasfleckenmergel durch eine mehr oder minder saiger stehende Störung begrenzt ist, erscheint hier plausibel, und jene ist als Verlängerung der Störung in der Ostumrahmung zu sehen.

Das 0,96 km² große Ablagerungsgebiet setzt schon sehr weit oben in der Nische an. Dort ist die zertrümmerte Kössen-Formation zu finden, wo die Schichtflächen nur mehr andeutungsweise erkennbar sind und mechanisch kompetente, dunkle Kalke wie Boudins in der inkompetenten Tonmatrix schwimmen. Die Hauptmasse der Ablagerung liegt nördlich der Drau, baut den Mortbichel S' Gehöft Ploner auf und besteht überwiegend aus der zertrümmerten Kössen-Formation. Auf der orogr. linken Seite des Markbaches sind in 860–880 m ü. NN das Liegende der Bergsturzablagernung mit Quarzphyllit sowie die liegendsten Partien der Ablagerung selbst aufgeschlossen. So findet man in 875 m ü. NN dunkle tonig-schluffige Kakirite (?vollkommen zertrümmerte Kössen-Fm., Liasfleckenmergel oder Aptychenkalke) mit einer eingeschalteten, durchgreifend zerlegten, horizontal liegenden Quarzphyllitscholle (Mächtigkeit 1 m). Flussaufwärts in 880 m überlagert Rotkalkschutt vollkommen zertrümmerte Aptychenkalke, wobei der liegendste Teil wiederum aus schwarzem tonig-schluffigem Kakirit besteht, der Fluidalstrukturen aufweist und spröder reagierende Kalklinsen „umfließt“. Zwischen Markbach und Filgisbach kann man die Nordgrenze der bewegten Masse sehr klar einerseits gegen die Quarzphyllite und andererseits gegen die Eisrandsedimente ziehen.

Die morphologischen Verhältnisse am Mortbichel, mit der größten Erhebung und damit mit dem größten Volumen im westlichen Bereich (S' Ploner), bilden nahezu exakt die oben diskutierten Gegebenheiten in der Abrissnische ab. Bemerkenswert ist eine etwa N–S-verlaufende hufeisenförmige Depression ca. 500 m SE' Ploner, die nicht einmal Spuren einer Versumpfung aufweist, was bei den zertrümmerten Kössener Tonen und Kalke doch überrascht. Betrachtet man die Verbreitung der bewegten Masse gegen Osten, Richtung Anger-Leiten, so fällt auf, dass hier die abgelagerte Masse im Verhältnis zur Ausbruchsnische

weit gegen Osten vorspringt. Die Hohlform ist im weitesten Sinn als Dehnungsstruktur anzusprechen, die durch das Auffächern der Masse gegen Osten entstanden ist.

Die trotz der durchgreifenden Destruktion kompakt erscheinende bewegte Masse staut sowohl die Drau als auch den vom Abhang des Deferegger Gebirges kommenden Markbach auf. Bei Letzterem ist oberhalb, d.h. N' Geh. Ploner eine schöne 6–7° geneigte, aus kiesig-sandigem Material aufgebaute Terrasse entwickelt. Auf Höhe des Gehöfts Ploner besteht sie aus grauem sandigem Schluff, den man in dem rutschungsgeprägten Gelände hinab bis etwa 900 m ü. NN verfolgen kann. Somit ist für diese erste Stauphase ein flaches „fan-delta“ mit einer Seespiegellhöhe um 935 m (max. 940 m) belegt. Eine steile Erosionskante trennt die obere Terrasse von der nächst tieferen, noch immer flacher als das heutige Flussgefälle verlaufenden Terrasse, die schon ein weiteres Einschneiden in die Trümmermasse belegt. Der Schwemmfächer unterhalb Glöre wurde dann als letzter Akt nach dem Durchbrechen durch das letzte Hindernis angelegt, überlagert oberhalb Kt. 804 noch Bergsturzmaterial und zeigt aufgrund der Sedimentverteilung noch einen kleinen See im Rückstau-bereich der Drau an.

Die Situation bei der Drau ist noch nicht befriedigend gelöst. Sieht man sich die Morphologie der Bergsturzab-lagerung an, so scheint im Pustertal eine maximale Stauhöhe von 880 bis 860 m ü. NN durchaus möglich. Folgt man dieser Überlegung, so kommt man bei gegebener Topo-graphie auf einen möglichen Stausee, der westlich über Thal hinausgegangen wäre und sich jenseits des bisherigen Untersuchungsgebietes erstreckt hätte. Bis jetzt wurden keine eindeutigen Hinweise auf einen derartigen Stau-see gefunden.

Abgesehen von dem hohen Schwemmfächer des Thalerbaches am Ausgang des Wilfernertales, auf dem die Kirche St. Korbinian sitzt, zeigt kein Schwemmfächer eine mor-phologische Besonderheit, die mit einem Bergsturzstausee in Verbindung zu bringen wäre. Dieser Sedimentkörper weist eine geringere Neigung als das heutige Thalerbach-Gefälle auf und streicht unterhalb (SSW) der erwähnten Kirche in 860 m und damit etwa 40 m über dem heutigen Talboden der Drau aus. Die steile Terrassenkante Rich-tung Drau ist durch das Vordrängen des aktiven Gams-bach-Murenfächers, der die Drau immer wieder gegen Nor-den drängte und sie zur Erosion des Terrassenfußes nötig-te, bedingt. Aufschlüsse wurden bis jetzt nur nahe des Schwemmfächerhalses bei Oberthal gefunden und zeigen, wenig überraschend, typischen Murenschutt. Derzeit man-gelt es aber an harten Fakten, die in diesem Fall wohl nur durch Datierungen zu erbringen sind, die eine Zeitgleich-heit der Sedimentakkumulation von Markbach und Thaler-bach falsifizieren oder verifizieren.

Fasst man die Faktenlage zusammen, so ist festzuhal-ten, dass das bewegte Volumen auf Basis der Abrissnische 40–50 Mio. m³ beträgt. Bei einer Höhendifferenz von 380 m (±N–S-Linie vom Kreuz E' Ploner als tiefstem Punkt mit 920 m ü. NN) und einer Fahrbahnlänge von 1,53 km ergibt sich so ein Fahrbahnböschungswinkel α von 14° ($\tan \alpha = 0,248$). All diese Werte weichen stark von jenen von ABELE (1974) ab, der das abgelagerte Volumen mit 20 Mio. m³ und α mit 22° angeben hat. Die Morphologie, die Material-beschaffenheit und der Böschungswinkel sprechen für eine schnelle Bewegung, die allerdings ohne Sturzphase erfolgte. Die Befunde aus dem Markbach (Quarzphyllitscholle, Fluidalstrukturen im tonig-schluffigen Material) an der Basis der bewegten Masse lassen hier das Bild einer Gleitung entstehen. Allerdings spricht hier der sonstige Materialbefund, die penetrative Destruktion der gesamten Masse, gegen eine typische Gleitung, wo ja gemäß der Definition von ZISCHINSKY die Bewegung nur an der Gleitfläche er-

folgt und wie bei Vajont der strukturelle Zusammenhang noch deutlich erkennbar ist.

Folgendes kinematisch-mechanische Szenario erscheint derzeit plausibel: Die ursprünglich etwa saiger stehenden Schichtpakete im Fußbereich fingen aufgrund der Steilheit mit einer Kippbewegung entlang der Schichtflächen und der ebenfalls saiger lagernden Störungsflächen gegen Norden an. Die Kössen-Formation reagierte darauf zuerst mit einer langsamen Bewegung, die, analog dem West-rand, Zerrgräben im Topabschnitt hervorrief. Das ganze Paket von der Kössen-Formation bis zum Aptychenkalk abwärts war damit in eine Kriechbewegung einbezogen. Das Material erfuhr aufgrund der den ganzen Körper erfassenden, fortschreitenden Kriechdynamik zunehmend jene Auflockerung, die heute noch am Ostrand der Nische zu erkennen ist. Mit Fortgang dieser Bewegung wurden einer-seits die Gesteinspakete durch die Internrotation immer mehr in eine flach hangeinwärtsfallende oder gar horizon-tale Position rotiert. Im oberen Bereich ermöglichte einer-seits die Störung ein Absetzen gegenüber dem Hauptdolo-mit, andererseits begünstigte das mittelsteile Nordfallen der Kössen-Formation die Ausbildung einer initialen Ab-riss-(=Gleit-)fläche. Der letzte Akt bestand darin, dass der Druck des auflastenden Gesteinspaketes auf den aufgelockerten Böschungsfuß zu groß war und dieser dem nicht mehr standhielt und versagte.

Dabei kann man im obersten Bereich vielleicht noch von einer distinkten Bewegungsfläche sprechen. Für den tiefe-ren Abschnitt erscheint mir angesichts der kriechenden Materialzerlegung in der Vorbereitungsphase der Begriff Bewegungszone (bis zu mehreren Dekameter mächtig) angebracht. Die Masse brach nieder, überfuhr die Drauta-lung, wälzte dabei an der Basis die horizontal liegenden Aptychenkalke vollkommen aus und brandete am Gegen-ang auf. An den Rändern (so wie im Ostabschnitt W' Anger-Leiten dokumentiert) zerfloss die Masse wie ein sehr zähflüssiger Brei in den freien Talraum. Die Geschwindigkeit war beim letzten Akt sicherlich hoch, zudem wurde die Basis noch durch die Drau bzw. deren wassergesättigte Talsedimente geschmiert.

Die Massenbewegung ist damit eine Gleitung mit einer kriechenden, den ganzen Körper erfassenden Deformation in der Vorbereitungsphase und einer erkennbaren Gleitzone in der letzten, beschleunigten Bewegungsphase.

Hinweise auf den Zeitpunkt der Massenbewegung konn-ten bis jetzt nicht erfasst werden. Fest steht, dass einer-seits dieses Ereignis älter ist als jenes der Lienzer Klause. Andererseits entsprachen die prinzipiellen räumlichen Bedingungen im Talraum den heutigen, womit als frühester Zeitpunkt der letzte Abschnitt des Spätglazials zu nennen ist.

Bergzerreibungen W' Krummer Graben

So wie W' des Gailwaldes gibt es noch wunderbar aus-gebildete Bergzerreibungen im Schwarzboden, im Kohl-wald und beim Öder-Freithof. All diese Fälle sind innerhalb der steilstehenden, E–W-streichenden Kössen-Formation entwickelt. Der Konnex zu ESE–WNW- bis E–W-verlaufenden Störungsflächen, die als Schwäche-zonen eine prinzi-piell positive Grunddisposition für Zerrstrukturen darstel-len, ist nur beim Öder-Freithof eindeutig ersichtlich. In Summe indiziert die Frische dieser Formen noch anhalten-de, aktive Bewegungen. Beim Öder-Freithof kann man anhand des Vorkommens von Hauptdolomitschutt auf der Nordseite der bis zu 10–15 m tiefen Gräben erkennen, dass die Sedimentakkumulation an den Schuttfächern, unterhalb der Hauptdolomitwände im Süden, nicht mit der Bewegungsrate der Zerrung mithalten konnte und so nicht imstande war, die Massenbewegungsmorphologie zu ni-vellieren.

Deferegger Gebirge

Im Deferegger Gebirge wurden unterhalb der Kammzone nur einige lokale Zerrgräben erfasst. Die einzige größere Bewegung befindet sich im Quelltrichter des namenlosen Baches beim Burgfrieden. Dort ist NE' Kote 1647 eine schöne Abrisskante in Form einer stark nachböschenden

Steilstufe ersichtlich. Luftbildanalysen zeigen, dass der Abrissbereich bis unmittelbar S' der Bergstation der Hochsteinbahn geht. Die für eine Sackung typische kriechende Masse am Böschungsfuß kann man im Bereich Forcher gasl – Hubergasl abwärts beobachten.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt](#)

Jahr/Year: 2003

Band/Volume: [143](#)

Autor(en)/Author(s): Reitner Jürgen M.

Artikel/Article: [Bericht 2000 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 179
Lienz 389](#)