Der Bergsturz vom Auernig (Mallnitz/Kärnten), seine Altersstellung und Folgen

Von Jürgen M. REITNER, Marc OSTERMANN, Ralf SCHUSTER, Mathias G. BICHLER, Tanja KNOLL, Jörg ROBL & Susan IVY-OCHS

Zusammenfassung

Der Bergsturz vom Auernig ist mit einer Kubatur von 140–175 Mio m^3, einer Transportdistanz von etwa 6 km und einer Fahrböschung von 15° das größte rekonstruierte Sturzstromereignis in den Hohen Tauern. Die vorliegende Studie basiert auf einer detaillierten geologischen Kartierung, sedimentologischen Untersuchungen und radiometrischen Datierungen. Ebenso wurden Bohr- und Tunneldaten vom Bau des Kaponig-Eisenbahntunnels sowie die Ergebnisse einer numerischen Modellierung der Bergsturzausbreitung berücksichtigt. In der Zusammenschau erscheint folgender Ablauf plausibel:

Im Abrissbereich, der heutigen karförmigen Nische zwischen Auernig (2.130 m), Törlkopf (2.446 m) und Kuglköpfl, ermöglichten die Schieferungsflächen ein anfängliches Abgleiten des überwiegend aus Prasinit und untergeordnet aus Serpentinit bestehenden Gesteinskörpers. Schon nach kurzer Transportdistanz erfolgte eine starke Zertrümmerung der Masse. Dadurch änderte sich die Bewegungscharakteristik, bis sie der einer Flüssigkeit ähnelte (Fluidisierung), wovon eine Reihe von Wallformen zeugen. Die Hauptmasse des Sturzstromes brandete im Bereich Rabisch auf den Gegenhang und legte sich von dort in eine bobbahnartige Kurve. Nur ein kleiner Teil zweigte anfangs südwärts Richtung Dösental ab. Letztlich kamen die Ausläufer der noch einige Zehnermeter mächtigen Hauptmasse abrupt am oberen Ende der Groppensteinschlucht zu stehen.

Die Charakteristik der Bergsturzablagerung mit unterschiedlichen Diamikten und eckigen Komponenten spricht für den Prozess der dynamischen Fragmentierung während des Transportes als maßgebliche Ursache für die große Transportweite des schnellen und laminar fließenden Sturzstromes. Aus der Verbreitung der höchsten Vorkommen an Bergsturzmasse über dem Talboden lässt sich eine Geschwindigkeit von 195–290 km/h (54–80 m/s) berechnen. Damit betrug die Dauer des Hauptereignisses etwa 2 Minuten. Unmittelbar nach diesem Hauptereignis erfolgte innerhalb der durch den Bergsturz neu gebildeten Nische noch eine deutlich kleinere Massenbewegung in Form einer raschen Fließbewegung (der „Nachsturz" bei der Rosskopfalm).

Der große Bergsturz vom Auernig dämmte den Mallnitzbach ab und verursachte damit die Ausbildung eines bis in das Seebachtal zurückreichenden und damit mehr als 6 km langen Sees, der vermutlich innerhalb von einigen hundert Jahren mit Deltasedimenten verfüllt wurde. Danach konnte der Mallnitzbach den 100 m mächtigen Damm aus Bergsturzmaterial bei Rabisch zerschneiden, wodurch die Anlage der Rabischschlucht erfolgte. Die Verfüllung der ursprünglichen Täler mit den Trümmermassen hat bei Rabisch wie auch im unteren Abschnitt des Dösentals und im oberen Bereich der Groppensteinschlucht zu einer Talverlegung und letztlich zur Ausbildung von epigenetischen Talstrecken geführt.

Das Bergsturzmaterial überlagert Sedimente des Würm-Hochglazials (29–20 ka) und der Eiszerfallsphase (20–19 ka). Zusätzlich lassen die deutliche Verwitterung der Blöcke, das fortgeschrittene Einschneiden des Mallnitzbaches in die Rückstausedimente wie auch das Fehlen von Pollen in den Seeablagerungen (Hinweis auf weitgehende Vegetationsarmut) ein spätglaziales Alter (ca. 20.000–11.700 Jahre vor heute) vermuten. Eine Uran/Thorium-Isochronendatierung einer Kalzit-Matrix aus der Bergsturzmasse, die unmittelbar nach dem Ereignis gebildet wurde, brachte ein Alter

Schlüsselwörter

Bergsturz, Sedimentologie, kosmogenes ^{36}Cl, U/Th-Datierung, Alpines Spätglazial, Gschnitz-Stadial, Landschaftsentwicklung, Geotechnik

Keywords

Rock avalanche, sedimentology, cosmogenic ^{36}Cl, U/Th-dating, Alpine Lateglacial, Gschnitz stadial, landscape evolution, geotechnics

17,5±1,4 ka. Dies ist in guter Übereinstimmung mit einem ^{36}Cl-Expositionsalter eines Bergsturzblockes von 17,7±1,0 ka. Damit ist der Auernig-Bergsturz der älteste datierte Bergsturz in kristallinen Gesteinen der Alpen. Aus der Zusammenführung dieser Altersdaten mit der aus der Abfolge der Stappitzer See-Bohrung (siehe Drescher-Schneider & Reitner 2018) ersichtlichen Chronologie ist zu erkennen, dass der rückgestaute See einen Gletschervorstoß des Seebachgletschers während des Gschnitz-Stadials (16,7±1,3 ka) behinderte. Der Übergang von Schmelzwasserschüttungen eines zeitgleichen Gletschers im Tauerntal in die Rückstausedimente bei Mallnitz unterstützt diese chronologischen Zusammenhänge.

Abstract

The rock avalanche of Auernig with a volume of 140–175 m^3, a transport distance of about 6 km and a travel angel (Fahrböschung) of 15° is the largest reconstructed rock avalanche event in the Hohen Tauern mountain range. This study is based on detailed geological mapping, sedimentological investigations and radiometric dating. In addition, data from the construction of the Kaponig railway tunnel and results of numerical runout modelling have been considered as well. The following order of events seems to be reasonable:

The nowadays cirque-like niche between the peaks of Auernig (2.130), Törlkopf (2.446 m) and Kuglköpfl made up of dominantly prasinite and a lense of serpentinite was the release area. The planes of schistosity enabled an initial sliding process. However, the detached body soon showed a strong fragmentation after a short transport distance. Consequently, the characteristics of the movement changed to that of a fluid. This fluidisation is evident by a series of ridges. The main mass of the rock avalanche ran up on the opposite valley flank at the village of Rabisch where the movement proceeded in a bobsled-like path. Only a small branch moved southward into the Dösen Valley. Finally, the movement of the some decameter thick main mass stopped abruptly at the upper part of the Groppenstein Gorge.

The facies of the rock avalanche deposit consisting of different diamicts with angular clasts is typical for the process of dynamic fragmentation during the transport. Such a process is regarded as the main cause of the long run-out of the rapid and laminar rock avalanche. Based on the highest occurring deposits, a calculated velocity of 195–290 km/h seems to be reasonable. Thus the event may have lasted only 2 minutes. Immediately after the rock avalanche a smaller mass movement, the so-called Rossalm mass flow, took place within the newly formed cirque-like niche.

The rock avalanche of Auernig dammed the Mallnitzbach creek resulting in the formation of a more than 6 km long lake which extended to the Seebach Valley. It is inferred that the lake infill by delta deposits took only some hundred years. Thereafter, the dissection of the rock avalanche dam and, thus, the formation of the Rabisch Gorge started. As the pre-failure valley topography was filled up by the debris of the rock avalanche the fluvial incision resulted in the formation of new epigenetic valley sections (e.g. Rabisch Gorge, upper Groppenstein Gorge, lower part of the Dösen Valley).

The rock avalanche debris overlies till of the Würmian Pleniglacial (29–20 ka) as well as ice-marginal deposits of the Lateglacial phase of ice-decay (20–19 ka). In addition, the rock avalanche boulders with an evident degree of surface weathering indicate together with advanced dissection of the backwater terraces behind the rock avalanche dam and pollen-free lake sediments a presumedly Lateglacial age of the event. The U/Th isochrones dating of a cemented calcite matrix formed within the rock avalanche mass during the event yielded an age of 17.5±1.4 ka. This is in good agreement with an ^{36}Cl exposure age of 17.7±1.0 ka of a rock avalanche boulder. Accordingly, the Auernig rock avalanche is currently the oldest dated event within crystalline rocks of the Alps. Based on the chronology of the Lake Stappitz drill core in the Seebach Valley (Drescher-Schneider & Reitner 2018), it is likely that the lake dammed by the Auernig rock avalanche obstructed the advancing Seebach Glacier during the Gschnitz stadial (16.7±1.3 ka). At the village of Mallnitz, the transition of proglacial sediments of a contemporaneous glacier in the Tauern Valley to the backwater infill behind the rock avalanche deposits provides as well a comparable time-constraint for the Auernig rock avanlanche.

Einleitung und Problemstellung

Bergstürze sind nach ABELE (1974) Fels- und Schuttbewegungen, die mit hoher Geschwindigkeit (in Sekunden oder wenigen Minuten) aus Bergflanken niedergehen und im Ablagerungsgebiet ein Volumen von über 1 Mio. m^3 besitzen oder eine Fläche von über 0,1 km^2 bedecken. Forschungen der letzten Jahrzehnte haben gezeigt, dass gravitative Massenbewegungen einen quantitativ bedeutenden Beitrag zum Massenabtrag in alpinen Gebirgen leisten (z. B. KORUP et al. 2009). Darunter sind Bergstürze mit Geschwindigkeiten von bis zu 100 m/s und Volumina bis mehreren Milliarden Kubikmetern wohl die spektakulärsten Formen der Massenverlagerung, die schlagartig Landschaften verändern und in der menschlichen Historie als Katastrophen wahrgenommen wurden und werden. Aufgrund des zumeist überraschenden Eintretens eines Bergsturzes, der damit verbundenen enormen freigesetzten Energie sowie einer entsprechenden Staubentwicklung gibt es keine direkten Beobachtungen, wie sich eine Bergflanke aus Fels innerhalb weniger Minuten in eine vom Ursprungsgebiet bis zu mehreren Kilometern entfernt abgelagerte „Trümmermasse" verwandelt. Unser Verständnis dieser Prozesse basiert weitgehend auf der Analyse vergangener Bergstürze, sogenannter Paläo-Ereignisse.

Die unter dem Namen „Bergsturz vom Auernig" zusammengefassten Ablagerungen und Formen belegen ein derartiges vergangenes Ereignis und bieten eine ausgezeichnete Chance, die unmittelbaren Vorgänge und langfristigen Folgen zu studieren. Zudem gibt es durch die „Lindwurm-Sage" (GLANTSCHNIG 1996) eine, wenn auch vage, Verankerung dieses Ereignisses in der Bevölkerung, sodass hier auch ein volkskundlicher Aspekt tangiert wird. Der Lindwurm ist ein drachenartiges Fabelwesen, das zu einer Zeit lebte, als es bei Mallnitz noch einen See gab. Seiner Nahrungsquelle beraubt, wütete der Lindwurm schrecklich, fraß einen tiefen Graben durch den Riegel bei Rabisch und zog, im ganzen Land große Verwüstung hinterlassend, bis in den Wörthersee. Letztlich wurde er von beherzten Männern in Klagenfurt erlegt. Heute lebt der Lindwurm im Stadtwappen von Klagenfurt weiter.

Basierend auf den bisherigen Untersuchungen (s. u.) hatte ein vom Nationalpark Hohe Tauern finanziertes und von der Geologischen Bundesanstalt im Rahmen der Geologischen Landesaufnahme durchgeführtes Projekt folgende Zielsetzungen:

- Erfassung der Dimension des Bergsturzes sowie seiner geologischen Bedingungen und dessen Kinematik und Mechanik.
- Datierungen zur zeitlichen Rekonstruktion der abgelaufenen Prozesse.
- Erfassung der räumlichen Auswirkung der damaligen Naturkatastrophe.

Im Zuge der Untersuchungen zeigten sich größere Zusammenhänge mit der weiteren Umgebung, insbesondere mit der spätglazialen Vergletscherung im Seebachtal und im Tauerntal. Die Neuerkenntnisse zum Seebachtal, wo die Stappitzer See-Bohrung (FRITZ & UCIK 2001a, b) abgeteuft wurde, werden in einer gesonderten Arbeit von DRESCHER-SCHNEIDER & REITNER (2018) behandelt.

Lage und geomorphologischer Rahmen

Das unmittelbare Untersuchungsgebiet (Abb. 1, 2) mit dem Auernig (2.130 m) und dem Törlkopf (2.446 m) sowie in weiterer Folge das Seebachtal befinden sich in der Ankogelgruppe, einem zentralen Teil der Hohen Tauern. Der Talabschnitt des Mallnitzbaches von Mallnitz (1.191 m) bis hinab nach Obervellach (687 m) im Mölltal bildet die Be-

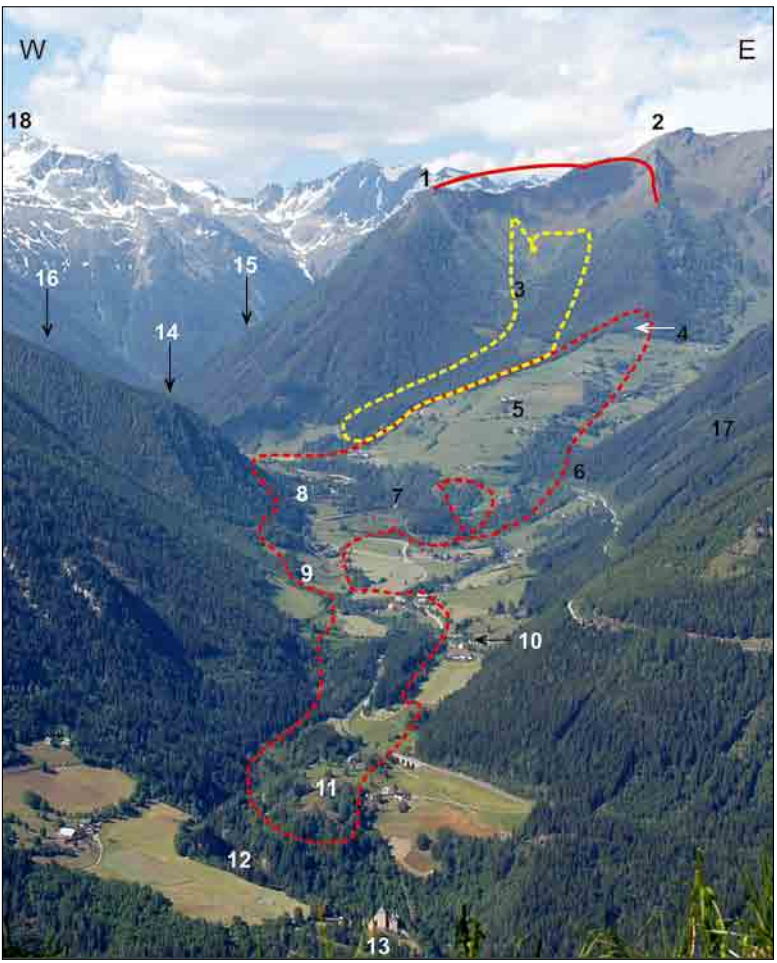


Abb. 1: Blick vom Polinik auf das Ablagerungsgebiet des Bergsturzes und seine Umgebung (Foto: K. Eisank). Rote Linie – Abrissbereich inklusive Überbrückung der Einsattelung zwischen (1) und (2), rot strichlierte Linie – Ablagerungsbereich des großen Bergsturzes (Sturzstrom), gelb strichlierte Linie – Ablagerungsbereich der Fließmasse bei der Rosskopfalm („Nachsturz").
1 – Auernig (2.130 m), 2 – Törlkopf (2.446 m), 3 – Rosskopfalm (1.682 m), 4 – Wolliggerhütte (1.576 m), 5 – Dösen, 6 – Dösental, 7 – Rabischschlucht, 8 – Rabisch (1.220 m), 9 – Lassach-Sonnseite, 10 – Gehöft Haslacher, 11 – Tiergehege, 12 – Groppensteinschlucht, 13 – Burg Groppenstein (730 m) , 14 – Mallnitz (projiziert), 15 – Seebachtal mit Stappitzer See (projiziert), 16 – Tauerntal (projiziert), 17 – Abhang Sickerkopf, 18 – Lassacher Höhe (2.166 m), 19 – Gamskarlspitz (2.833 m).

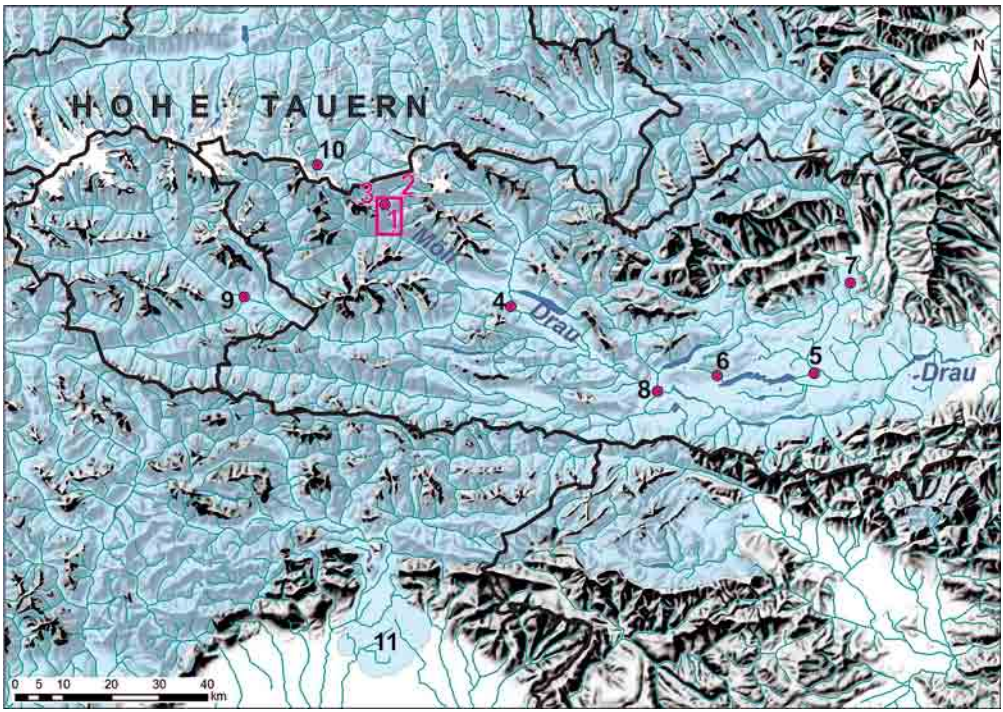


Abb. 2:
Lage des Untersuchungsgebietes innerhalb des ehemaligen Draugletschergebietes (blau, nach VAN HUSEN 1987) und der im Text erwähnten Lokalitäten. Aus dem Eisstromnetz (blau) ragten nur die höchsten Gipfel als Nunatak heraus. Rot umrandet – Untersuchungsgebiet mit

1 – Mallnitz,
2 – Seebachtal,
3 – Tauerntal.

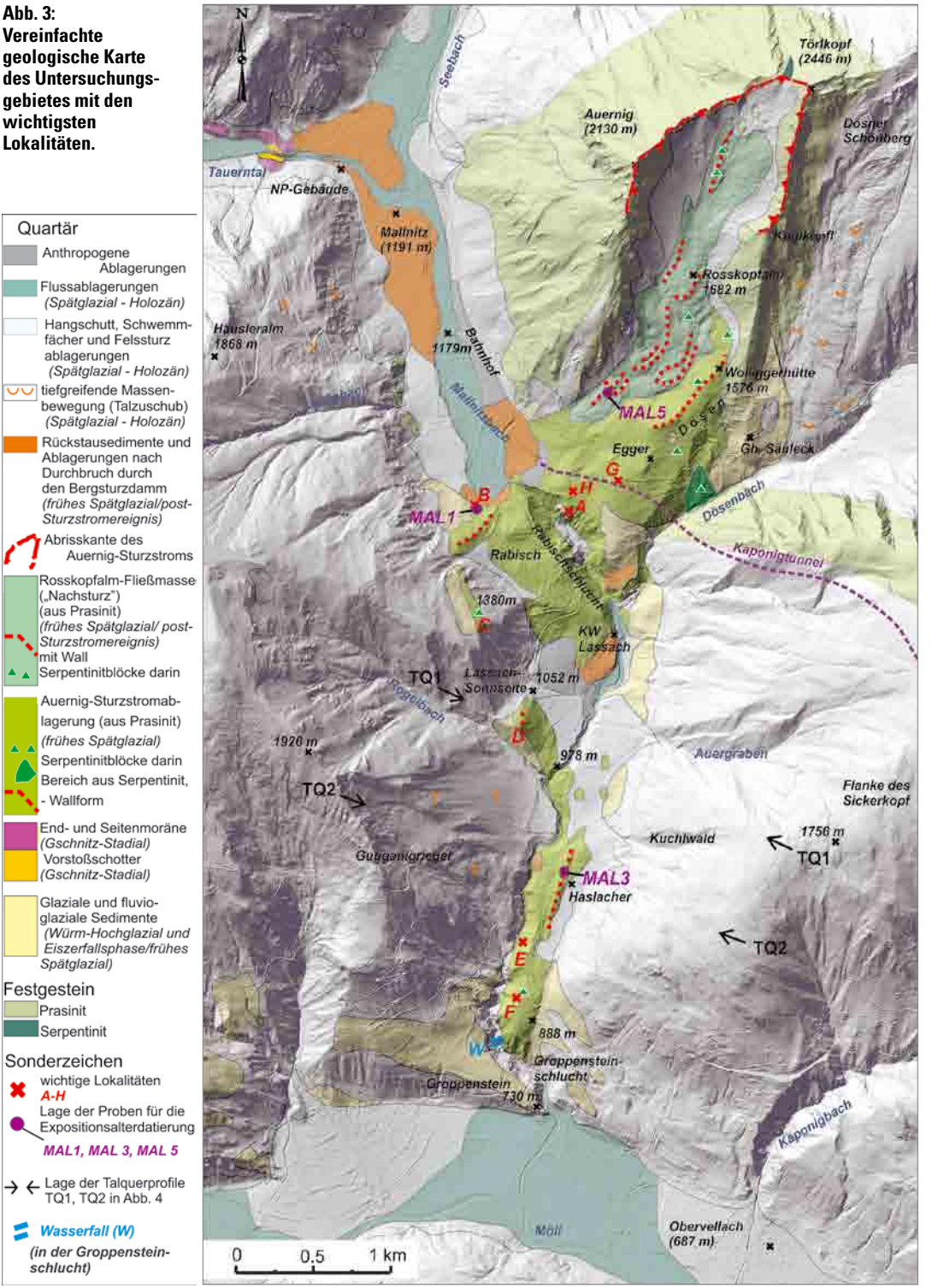
Weitere Lokalitäten:
4 – Spittal/Drau,
5 – Klagenfurt,
6 – Jeserzersee,
7 – Längsee,
8 – Villach,
9 – Lienz,
10 – Kolm-Saigurn, 11 – Tagliamento-gletscher.

grenzung zur Goldberggruppe, in der das Tauerntal mit dem Quellgebiet des Mallnitzbaches liegt. Einzig das Seebachtal weist noch eine rezente Vergletscherung in den höchsten Karen auf.

Tektonisch betrachtet ist das Gebiet Teil des Tauernfensters, in dem die zwei tiefsten alpinen tektonischen Einheiten der Ostalpen – das Penninikum und das Subpenninikum – freigelegt sind (PESTAL et al. 2005, SCHUSTER et al. 2015). Bei den Gesteinen im Abrissgebiet des Auernig handelt es sich überwiegend um Prasinit und untergeordnet Serpentinit (Abb. 3). Sie gehören zur Kolm-Decke, die wiederum den Penninischen Decken angehört und die im Bereich des Auernig einen gegen SW abtauchenden Schenkel der Mallnitz-Synform bildet (EXNER 1964, KURZ & NEUBAUER 1996, FAVARO et al. 2012, 2017). Prasinit ist ein metamorphes, grünliches Gestein aus vorwiegend Amphibol, Epidot, Chlorit und Plagioklas (Feldspat), entstanden aus basaltischem Vulkanit (vgl. SCHUSTER et al. 2015). Serpentinit ist ein grünes bis schwarzes metamorphes Gestein, welches vornehmlich aus Mineralien der Serpentin-Gruppe besteht, gebildet durch Wasseraufnahme aus Ultrabasit.

Die Überformung durch Gletscher hat das Gebiet morphologisch maßgeblich geprägt. Die letzte große Eiserfüllung des Mallnitztales existierte während des Würm-Hochglazials (29–20 ka) und mehr spezifisch während dessen Höhepunkt (~26–20 ka; MONEGATO et al. 2007), als dieser Raum Teil eines fast die gesamten Alpen bedeckenden Eisstromnetzes war (Abb. 2). Bei Altersangaben gilt 1 ka (= 1000 Jahre) „vor heute“ im Sinne des international gebräuchlichen BP (= before present), wobei die Gegenwart mit dem Jahr 1950 definiert ist.

Abb. 3: Vereinfachte geologische Karte des Untersuchungsgebietes mit den wichtigsten Lokalitäten.



So lag die Eisoberfläche im Raum Mallnitz zwischen 2.200 m und 2.300 m Höhe (CREUTZBURG 1921) und nur einige Bergspitzen und Kämme ragten als Nunatak (Begriff aus dem Grönländischen) heraus (Abb. 2, 6). Diese wie auch vorhergegangene Großvergletscherungen in den letzten 870 ka (vgl. VAN HUSEN & REITNER 2011) haben durch die Erosion an der Gletscherbasis den Untergrund abgeschliffen und die Hänge versteilt, sodass es zu einer Akzentuierung und Erhöhung des Reliefs kam. Daraus resultierten, nach Abschmelzen des stützenden Eises, vielfach Hanginstabilitäten, die sowohl sehr schnelle (z. B. Bergstürze) als auch langsame und über längere Zeit andauernde (z. B. Kriechmassen) Ausgleichsbewegungen zur Folge hatten. In „weicherer" Lithologie (z. B. Glimmerschiefer) sowie durch ungünstigen Verschnitt von geologischen Strukturen mit der Topographie kam und kommt es häufig zu kriechenden Massenbewegungen (z. B. Talzuschub am Fuß des Dösner Schönbergs; Lokalität 13 in Abb. 6). Damit ist die subglaziale, d. h. unter dem Eis erfolgte, Landschaftsformung wie U-Täler (z. B. im Seebachtal; Abb. 6) kaum mehr erkennbar. Auch die Kare, die in den topographischen Karten häufig schon am Namen ersichtlich sind (z. B. Maresenkar), sind die Hinterlassenschaft der Gebirgsvergletscherung. Diese nischenförmigen Erosionsformen sind jedoch mit kleineren Gletscherausdehnungen wie jener im Spätglazial (ca. 20–11,7 ka) bzw. im Holozän (11,7 ka bis heute) verknüpft.

Die Groppensteinschlucht (Lokation 12 in Abb. 1) ist die indirekte Folge der Würm-hochglazialen Vergletscherung, da der eiszeitliche Mallnitzgletscher eine geringere Erosionskraft hatte als der viel mächtigere Möllgletscher. Daraus resultierte die Ausprägung eines Hängetales, mit einer Steilstufe zum Mölltal, in die sich der Mallnitzbach seit dem Ende der letzten Großvergletscherung einschneidet.

Bisheriger Kenntnisstand zum Bergsturz

Die erste Erwähnung des Bergsturzes vom Auernig erfolgt durch CREUTZBURG (1921: 56 f.), der „*eckigen Schutt und große Blocktrümmer grünen Chloritschiefers*" bei Rabisch über einem Moränenkern als „*offenbar(e) Reste eines großen Bergsturzes vom Südwesthang des Auernig*" erklärt. Weiters beschreibt er unter diesem „*Schutt*" an der östlichen Flanke der Rabischschlucht in 1.170 m „*typische Grundmoräne mit viel kantengerundetem Material, fast ausschließlich heller Zentralgneis, also vermutlich aus dem Seebachtal stammend*" und in 1.160 m Höhe anstehendes Festgestein. HAMMER (1927) präsentiert mit seinen „*geologische(n) Beobachtungen beim Bau des Wasserkraftwerkes bei Mallnitz*" eine gesamthafte Beschreibung der strukturellen Bedingungen von der Ausbruchsnische am Kamm zwischen Auernig (2.130 m), Törlkopf (2.446 m) und Kuglköpfl bis zur Geometrie der als „*Blockstrom*" bezeichneten Bergsturzablagerung mit dem distalsten Bereich bei Groppenstein. Der Bergsturz ist nach seinem Befund „*postglazialen Alters oder höchstens gleichalt mit dem durch die Moräne am Dössener Berg bezeichneten letzten Eiszeitstadium (Schlußeiszeit Ampferers oder Gschnitzstadium (?) Pencks)*".

Eine erste gesamthafte Darstellung der spätglazialen und auch holozänen Vergletscherung des Einzugsgebietes des Mallnitztales und darüber hinaus liegt mit der Arbeit von SENARCLENCE-GRANCY (1939) vor. Im

Gegensatz zu HAMMER (1927) interpretiert er die Wälle beim Gehöft Haslacher als aus gletscherverfrachteter Bergsturzmasse bestehend und somit letztlich als Moränenwälle eines spätglazialen Gletschers im „Schlern" (überholter Begriff für ein Stadial vor dem Gschnitz). Dieser konnte ihm zufolge deswegen soweit vordringen, weil der Bergsturz „*auf dem Eis des altstadialen Gletschers zur Ruhe kam*". Seinen nächstjüngeren, noch „altstadialen" Gletscherstand (hier im Sinne von Gschnitz, s. ebenda: 225) konnte er am Ausgang des Tauerntales nächst (d. h. etwa 300 m WNW) der Villa Moisisovic (heutiges Nationalparkgebäude) als Ablagerung eines von der Jamingalm bis dorthin rekonstruierbaren Talgletschers festhalten. ABELE (1974) ergänzt die Erkenntnisse von HAMMER (1927) noch um eine Volumenabschätzung von 100 Mio m^3, basierend auf dem Hohlvolumen des Abbruchgebietes.

Im Zuge der Errichtung technischer Bauwerke, wie des in den 1990er-Jahren gebauten und 1999 fertig gestellten, 5,1 km langen Kaponigtunnels der Tauernbahn (u. a. RIEDMÜLLER 1993, SCHOBER 1995, SCHOBER & WALLNER 1998, 2000, STEIDL 2003) und den Projektierungen für die geplante Zuleitung zum ÖBB-Kraftwerk (SCHINDLMAYR & STADLMANN 2014), wurde der Materialzustand und die Untergrundgeometrie näher bestimmt.

Methodik

Die Grundlage für weiterführende Analysen war eine geologische Kartierung im Maßstab 1:10.000 mit Schwerpunkt auf den quartären Lockersedimenten (Bergsturzablagerungen, glazialen Sedimenten etc.) sowie unter Berücksichtigung der Festgesteinsgeologie. Die Kartierung profitierte maßgeblich von der Bereitstellung der hochauflösenden Laserscan-Daten seitens des Landes Kärnten. Soweit es die Aufschlussverhältnisse zuließen, erfolgte eine Sedimentbeschreibung unter Verwendung eines Lithofazies-Codes (KELLER 1996).

Da die Korngröße und die Kornform wichtige Parameter zur Ermittlung des Sedimentationsprozesses sind, wurden Großproben (>10 kg) genommen. Die Ermittlung der Korngrößenverteilung erfolgte in Stufen bis <32 µm über Nasssiebung und dann mit dem SEDIGRAPH (Methodik vgl. REITNER 2005). Zur Charakterisierung der Kornform wurden die Komponenten (Klasten) >4 mm entsprechend dem Rundungsgrad (nach POWERS 1953), der Kornform (nach ZINGG 1935) und der Spherizität über visuelle Begutachtung klassifiziert (s. JONES 1999; cum lit.). Der Einsatz des Rasterelektronenmikroskopes (REM) ermöglichte die Erfassung der Kornform im Feinsedimentbereich. Die mineralogische Analyse einer Karbonat-führenden Probe erfolgte mittels Durchlichtmikroskopie von Dünnschliffen.

Die Expositionsalter-Datierung basiert darauf, dass durch die sekundäre kosmische Strahlung an Gesteinsoberflächen Kernreaktionen ausgelöst werden. Das kosmogene Isotop ^{36}Cl (Chlor) entsteht durch unterschiedliche Reaktionen (Spallation, Einfangen von negativen Myonen und Niedrigenergie-Neutronen) mit ^{39}K, ^{40}Ca oder ^{35}Cl (IVY-OCHS & KOBER 2008). Ab dem Moment, wo eine Gesteinsoberfläche – beispielsweise eine Bruchfläche, die während eines Bergsturzes gebildet wurde und jetzt die Oberfläche eines Blockes bildet – der kosmischen Strahlung ausgesetzt ist, wird so ein kosmogenes Isotop an der Gesteins-

oberfläche produziert. Analysiert man dessen Gehalt an einer Oberflächenprobe und setzt man diesen im Verhältnis zu dessen bekannter Produktionsrate, kann das Alter der erstmaligen Exposition bestimmt werden.

Im November 2007 wurden basierend auf einer Voruntersuchung durch GEYER (2007) drei Proben (MAL1, MAL2 & MAL3) für eine Expositionsaltersdatierung genommen. Eine ergänzende Probenahme (Proben MAL4 & MAL5) erfolgte dann im Oktober 2011. Nach dem chemischen Aufschluss wurde an allen fünf Proben der ^{36}Cl-Gehalt mittels eines Beschleunigungsmassenspektrometers (AMS) an der ETH Zürich gemessen (CHRISTL et al. 2013, IVY-OCHS 2014).

Eine Karbonat-hältige Probe wurde basierend auf dem Prinzip der U/Th-Altersbestimmung aufgrund gestörter radioaktiver Gleichgewichte (GEYH 2005) analysiert. Nach einer aufwendigen chemischen Präparation erfolgte die Messung der Isotopenverhältnisse von ^{230}Th, ^{232}Th, ^{238}U und ^{234}U im Massenspektrometer des Instituts für Isotopengeologie der Universität Bern (OSTERMANN 2014). Die Isotopenverhältnisse wurden in einem Isochronenplot mit ^{234}U/^{232}Th vs. ^{230}Th/^{232}Th übernommen und anhand einer linearen Regression gefittet. Die resultierende Steigung wurde dann zur weiteren Altersberechnung herangezogen.

Zur Modellierung des Bergsturzvolumens und zur Visualisierung der Paläooberfläche (vor dem Bergsturz) wurde das Programm ArcMAP 10.1 und das Programm ArcSCENE 10.1 von ESRI verwendet. Grundlage dafür war das hochauflösende Geländemodell auf Grundlage der Laserscan-Daten in Kombination mit den Kartierungsergebnissen. Details dazu sind im Bericht von BICHLER (2014) nachzulesen.

Basierend auf einem in HERGARTEN & ROBL (2015) präsentierten Ansatz zur numerischen Beschreibung von schnellen Massenbewegungen wurde eine erste zeitabhängige Simulation des Bergsturzes durch-

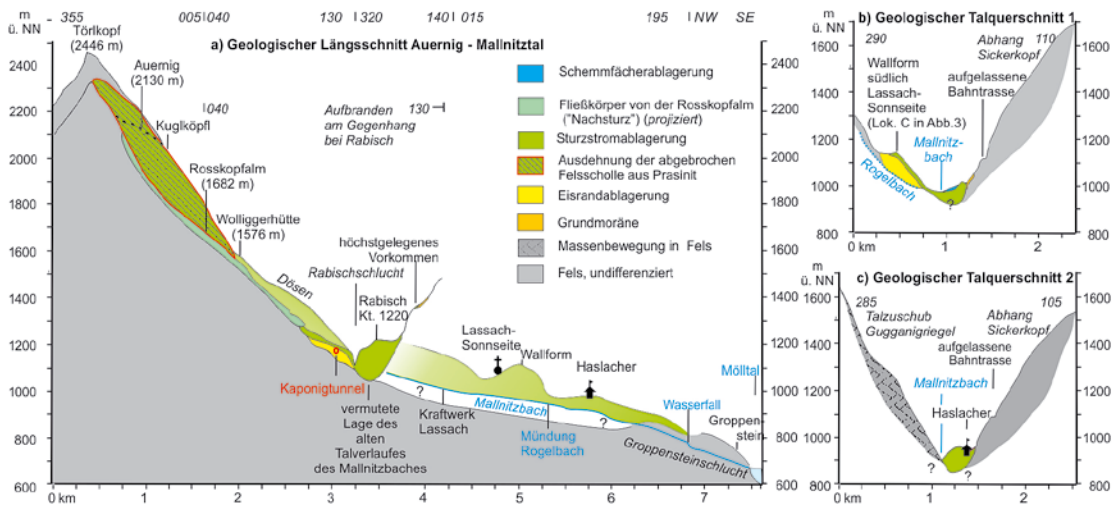


Abb. 4:
a) Geologischer Längsschnitt Auernig – Mallnitztal (2,5-fach überhöht); b) Talquerschnitt 1 (TQ1 in Abb. 3); c) Talquerschnitt 2 (TQ2 in Abb. 3).

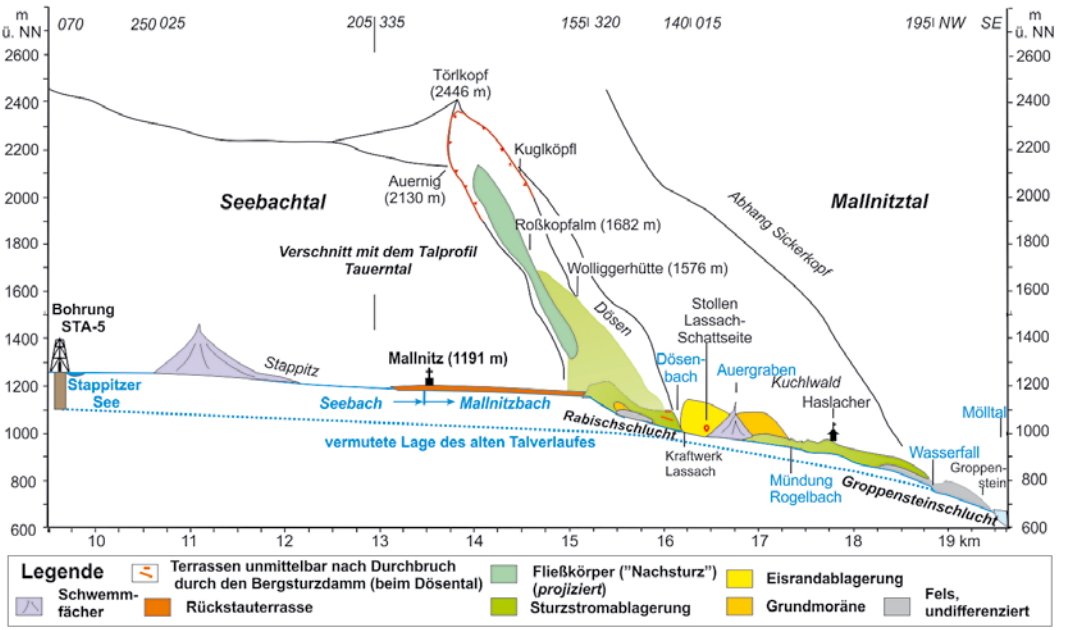


Abb. 5: Tallängsschnitt Seebachtal – Mallnitztal (2,5-fach überhöht).

geführt. Im Allgemeinen sind zweidimensionale, numerische Modelle zur Simulation von schnellen Massenbewegungen (Mure, Lawine, Bergsturz) in ihrer mathematischen Beschreibung den Flachwassergleichungen sehr ähnlich, also jenen Gleichungen, die häufig zur Simulation von Tsunamis und Hochwässern verwendet werden. Im gegenständlichen Fall wird der Bergsturz als Fluid mit speziellen Fließeigenschaften beschrieben. Dieses Fluid wird auf allgemeiner Topographie durch die Schwerkraft beschleunigt und durch innere Reibung sowie durch Reibung am Kontakt zum Gelände gebremst. Da es sich „nur" um ein zweidimensionales Modell handelt, werden Geschwindigkeiten vertikal gemittelt (tiefengemittelte Formulierung). Das Fließverhalten des Mediums (Rheologie des Fluids) wird hier durch das Fließwiderstandsgesetz von Voellmy (Voellmy 1955) bestimmt, das sowohl den Einfluss von trockener Reibung zwischen den Partikeln (Coulombsches Reibungsgesetz) als auch das Auftreten von Turbulenzen mit zunehmender Fließgeschwindigkeit berücksichtigt.

Ergebnisse der Kartierung

Das Untersuchungsgebiet (Abb. 2) lässt sich in vier große Homogenbereiche gliedern, die hinsichtlich Morphologie und Lithologie jeweils spezifische Charakteristika aufweisen:

(a) Das Abrissgebiet, das daran anschließende (b) Ablagerungsgebiet des großen Bergsturzes (Auernig-Sturzstrom) über Rabisch bis zur Groppensteinschlucht, (c) in der Nische des Abrissgebietes vorliegende Sedimente eines jüngeren Massenbewegungsereignisses („Nachsturz"; bei der Rosskopfalm) und (d) der Rückstaubereich bei Mallnitz.

Abb. 6:
Blick vom Abhang des Lonzaköpfl auf das Untersuchungsgebiet im Mallnitztal und Umgebung (Foto: R. Schuster).

Weiße strichlierte Linie – Eisoberfläche während des Würm-Hochglazials, rote strichlierte Linie – Abrissbereich des Sturzstromes mit fehlendem Kamm. 1 – Auernig (2.130 m), 2 – Törlkopf (2.446 m), 3 – Rosskopfalm (1.682 m), 4 – Wolliggerhütte (1.576 m), 5 – Dösen, 6 – Dösental, 7 – Rabischschlucht, 8 – Nordportal des Kaponigtunnels, 9 – Haslacher, 10 – Bahnhof Mallnitz, 11 – Mallnitz (1.191 m), 12 – Stappitzer See im Seebachtal, 13 – vorgewölbte Talzuschubstirn am Fuße des Dösner Schönbergs, 14 – Obervellach (687 m), 15 – Oberer Sickerkopf (2.566 m), 16 – Säuleck (3.086 m), 17 – Maresenspitz (2.916 m), 18 – Ankogel (3.252 m), 19 – Gamskarlspitz (2.833 m).

a) Das Abrissgebiet

Die von dem aus den Gipfeln Auernig (2.130 m), Törlkopf (2.446 m) und Kuglköpfl gebildete Kamm-umrandete karförmige Nische (Abb. 3, 4, 5, 6) ist ein charakteristisches, von weitem erkennbares Landschaftselement (Abb. 1). Auffallend ist die markante Einsattelung zwischen Auernig und Törlkopf, die typisch für Bergsturzausbruchsnischen ist, bei denen aufgrund des Verschnittes der Ablösefläche mit der Originaltopographie auch ein Teil des ehemaligen Kammes mitgerissen wurde (s. auch Abele 1974, Reitner & Gruber 2014).

Die Umrahmung der Ausbruchnische besteht zum Großteil aus Prasinit. Nur unmittelbar westlich des Törlkopfes ist darin ein linsenförmiger Körper aus Serpentinit eingeschaltet. Dieser isoliert vorkommenden und zugleich gut identifizierbaren Lithologie kommt in der weiteren Folge bei der Besprechung der Ausbreitung der Bergsturzablagerungen eine „Tracer"-Funktion zu, da mit ihrem Vorkommen die Bewegungslinien des Bergsturzes gut nachvollziehbar sind.

Die Schieferungsflächen im Prasinit weisen ein hangparalleles Einfallen (Abb. 7) auf, das im Bereich zwischen Auernig und Törlkopf nach Süd bis Südost gerichtet ist und im Bereich zwischen Törlkopf und Kugelköpfl eine Orientierung nach West bis Südwest zeigt. Daraus ergibt sich eine Synform mit gegen SSW abtauchender Achse (Abb. 8). Das heißt, dass die Geometrie der Ausbruchsnische und damit des initialen Bergsturzkörpers durch diese muldenförmige tektonische Struktur, die Teil der Mallnitz-Synform ist (Favaro 2012, Favaro et al. 2017), vorgegeben war. Zusätzlich verlaufen einige ENE-WSW-streichende Störungen aus dem Bereich Törlkopf in den obersten Abrissbereich. Auch diese Auflockerung könnte die Ablösung des Bergsturzkörpers befördert haben.

Überraschenderweise sind trotz dieser für Massenbewegungen günstigen strukturellen Situation gegenwärtig keine Hinweise auf aktive Bewegungen innerhalb des Abrisses wie Bergzerreißungen ersichtlich. Ein-

Abb. 7: Hangparalleles Einfallen des grünen Prasinits am Kamm zwischen Auernig und Törlkopf (Blick Richtung Norden). (Foto: J. Reitner)

zig am Kamm unterhalb des Kuglköpfel wurden inaktive Nackentälchen als Resultat einer Abschiebung in Richtung der Abrissnische und unterhalb des Törlkopf vereinzelt offene Klüfte im Fels erfasst.

Unter den Felswänden liegen Hangschutthalden, allerdings sind diese zur Gänze überwachsen (Abb. 9). Dies ist ein Beleg dafür, dass gravitativ-bedingter Abtrag, der charakteristisch für das Hochgebirge ist, gegenwärtig und auch in der jüngeren Vergangenheit keine Rolle spielt bzw. gespielt hat. Die Sohle der karartigen Nische bedeckt die Ablagerung eines jüngeren Massenbewegungsereignisses („Nachsturz“; Fließkörper bei der Rosskopfalm), die später im Detail beschrieben wird. Glaziale Ablagerungen, wie man sie zuhauf in den Karen der Umgebung findet und die ehemalige Lokalgletscheraktivität belegen, fehlen komplett.

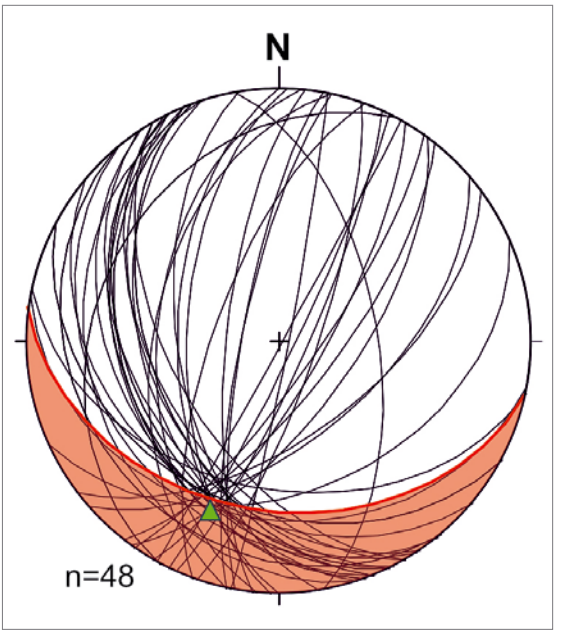


Abb. 8: Darstellung der Schieferungsflächen (n = 48) des Abrissbereiches in schwarzen Großkreisen im Schmidt'schen Netz. Der Schnittpunkt der Großkreise belegt eine flach gegen SSW-Achse der Synform (grünes Dreieck), die zur Großstruktur der Mallnitz-Synform gehört. Die Achse unterschneidet die rekonstruierte natürliche Böschung (roter Großkreis) und liegt damit im roten Bereich, der die Disposition für eine Gleitbewegung eines muldenförmigen Körpers anzeigt.

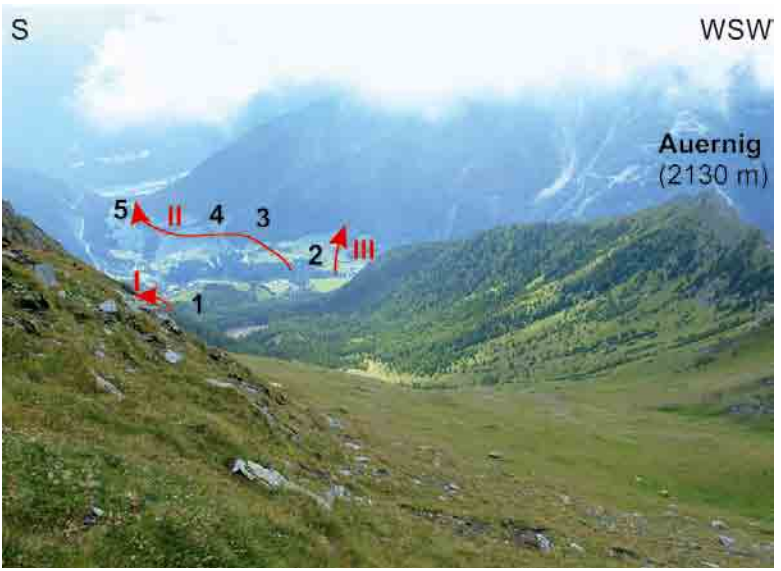


Abb. 9:
Blick vom Törlkopf hinab Richtung SW mit Fließrichtungen des Bergsturzes. (Foto: J. Reitner)
I – Richtung Dösental II – Hauptbewegung mit bobbahnartiger Kurve entlang dem Mallnitztal und III – Aufbranden unmittelbar bei Rabisch. Weiters beachte man die komplett bewachsenen Schutthalden unter dem Gipfel des Auernig, die auf keinen aktiven Massenabtrag schließen lassen.
1 – Rücken der Dösen, 2 – Rabisch, 3 – höchstes Vorkommen von Bergsturzmaterial, 4 – Bergsturzwall auf Eisrandterrasse bei Lassach-Sonnseite, 5 – Gehöft Haslacher.

b) Ablagerungsgebiet des großen Bergsturzes

Bereich der Dösen und der Rabischschlucht

Die Dösen stellt einen sich gegen SW verbreiternden Rücken nördlich des Dösentales mit den Lokalitäten Wolliggerhütte (1.576 m) und Egger dar, der bis zur Rabischschlucht geht. Etwa 100 m nördlich der Wolliggerhütte setzt in etwa 1.600 m Höhe ein distinkter Wall an, der dann talwärts im leicht bogenförmigen Verlauf gegen SW zieht (Abb. 10). An seiner Oberfläche liegen m^3-große eckige Prasinit-Blöcke mit einer deutlich angewitterten Oberfläche. Am Weg bei der Wolliggerhütte ist der Internbau zumindest für die obersten 1 bis max. 2 m ersichtlich.

Auffallend ist ein monomikter (= aus Bruchstücken nur eines Gesteins bestehender) Schutt aus Prasinit. Die eckigen bis sehr eckigen Klasten liegen in einer grünlichen sandig-schluffigen bis schluffig-sandigen Matrix „schwimmend“, d. h. matrixgestützt vor. Vereinzelt findet man an der Oberfläche auch Serpentinit-Bruchstücke. Es liegt somit eine, bis auf das Vorkommen an Serpentinit, lithologisch einheitliche Bergsturzablagerung aus Prasinit vor. Unmittelbar nördlich der Hütte ist deren Mächtigkeit so gering, dass ein polymikter, d. h. aus Bruchstücken unterschiedlicher Gesteine bestehender, glazialer matrixgestützter sandiger Diamikt (= unsortiertes Sediment mit großer Bandbreite an Kornklassen) mit kantengerundeten bis angerundeten Geschieben (u. a. aus Zentralgneis) ersichtlich ist. Diese typische Grundmoräne wurde von einem Gletscherast aus dem Dösental abgelagert und liegt bei Döllnig und dem (ehem.) Wirtshaus Säuleck als Sedimentdecke auf Festgestein (Prasinit) vor. Charakteristisch für den ehemaligen glazialen Transport sind auch ein bis mehrere Kubikmeter große Blöcke aus Zentralgneis, die als erratische Blöcke an der Oberfläche der Grundmoräne oder auf Festgestein liegen können.

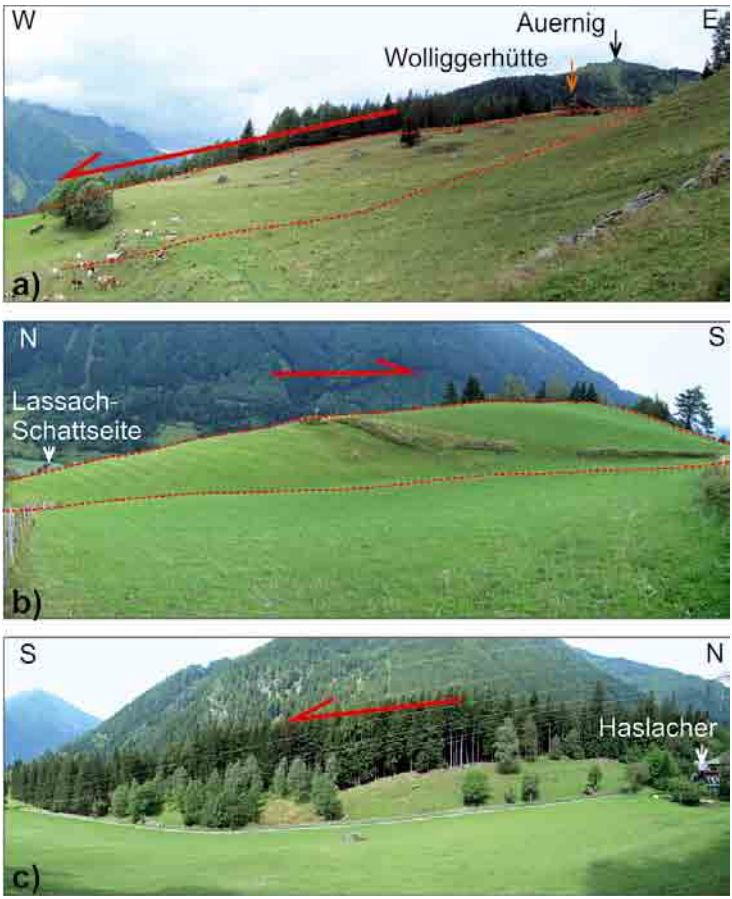


Abb. 10:
Beispiele für Bergsturzwälle (der rote Pfeil zeigt jeweils die Bewegungsrichtung des Bergsturzes an):
a) bei der Wolliggerhütte (1.576 m),
b) bei Lassach-Sonnseite in etwa 1.115 m Höhe mit der Eisrandterrasse im Vordergrund und
c) bei Gehöft Haslacher.
(Fotos: J. Reitner)

Die zumindest abschnittsweise geringe Mächtigkeit der Bergsturzablagerung ist auch etwa 200 m NE Egger vorhanden, wo u. a. ein mehr als 4 m^3 großer erratischer Block aus Zentralgneis im glazialen Sediment steckt. In weiterer Fortsetzung liegt im untersten Bereich des Dösen-Rückens, zwischen Rabischschlucht und Dösenbach, ein annähernd dreiecksförmiges Verbreitungsgebiet von Grundmoräne mit Zentralgneis-Erratika, begrenzt durch Bergsturzablagerungen, vor. Auch beim mittlerweile aufgelassenen Dösentunnel der Tauernbahn ist eine derartige Grundmoräne mit Geschieben aus Zentralgneis, Serpentinit, Quarzit und Kalkglimmerschiefer anzutreffen. Dieses Zentralgneis-reiche Sediment ragt, so wie schon bei Creutzburg (1921; s. o.) präzise beschrieben und bei Hammer (1927) erwähnt, an der östlichen Flanke der Rabischschlucht unter einer in diesem Fall nur etwa 10 m mächtigen Bedeckung durch Bergsturzmaterial heraus (Lokalität A in Abb. 3). Diese Grundmoräne liegt auf Festgestein (Prasinit), das hier im zentralen Teil der Rabischschlucht vom Mallnitzbach durchschnitten wird. In Summe weist die Bergsturzablagerung in der Rabischschlucht eine große Bandbreite an Mächtigkeiten auf: Von 10 m auf der zuvor erwähnten Grundmoränenablagerung bis zu annähernd 100 m in der Rabischschlucht (Abb. 4).

Abb. 11:
Blick von knapp oberhalb Rabisch auf das unmittelbare Ablagerungsgebiet und das Abrissgebiet.
(Foto: J. Reitner)
1 – Kote 1220 in Rabisch, 2 – Auernig (2.130 m), 3 – Törlkopf (2.446 m), 4 – Kugelköpfl, 5 – Rosskopfalm (1.682 m), 6 – Wolliggerhütte (1.576 m), 7 – Dösen, 8 – Dösental, 9 – Rabischschlucht, 10 – Nordportal des Kaponigtunnels

Rabisch

Westlich des Mallnitzbaches ist bei der Kote 1220 (m) innerhalb des Weilers Rabisch ein ausgezeichneter Aussichtspunkt um das Abbruchgebiet wie auch das nähere Ablagerungsgebiet des Bergsturzes zu betrachten. In unmittelbarer Umgebung dominieren in Fortsetzung der zuvor besprochenen nordöstlichen Gebiete angewitterte Prasinit-Blöcke die Oberfläche (Abb. 11). Diese Grobblockbestreuung setzt sich dann noch parallel zur Rabischschlucht über den Bereich der Bundesstraßenkehren südwärts Richtung Lassach fort.

Bemerkenswert ist westlich der Kote 1220 ein vom Talniveau in 1.185 m gegen SW verlaufender, mehr als 250 m langer Wall aus Prasinit-Bergsturzmaterial, der bis zum Wanderweg in 1.315 m Höhe steil hangaufwärts läuft. Gegen Norden grenzt dieser an Moränenmaterial, das aus sandigen Diamikten mit Geschieben aus Zentralgneis, Prasinit und Kalkglimmerschiefer besteht. Vereinzelte Bergsturzblöcke aus Prasinit mit einer dünnen Haut aus Zentralgneis-führenden Sanden (Lokalität B in Abb. 3) können als Hinweis gedeutet werden, dass es dort im Zuge des Aufpralls des Bergsturzes auf den moränenbedeckten Gegenhang zu einer oberflächlichen Aufarbeitung des glazialen Materials und damit untergeordneter Durchmischung mit dem Bergsturzmaterial kam.

Östlich des unteren Ansatzpunktes des gegen SW verlaufenden Walles finden sich bei Kote 1.220 noch bis zu 160 m lange und 40 m breite grobblockige Wälle, die – von West gegen Ost – eine Rotation der Längsrichtung von NNE-SSW nach NW-SE zeigen. Besonders letztere Richtung liegt normal zur Hauptbewegungsrichtung des Bergsturzes, was auf einen Kompressionswall hindeutet.

Das höchstgelegene Vorkommen von Bergsturzmaterial auf der westlichen Flanke des Mallnitztales befindet sich zwischen Rabisch und Lassach-Sonnseite (Lokalität C in Abb. 3, Lokalität 3 in Abb. 9). Dort befindet sich zwischen 1.350 m und 1.420 m ein Felsplateau, das neben einer Grundmoränenbedeckung (mit Zentralgneis–Erratikern) auch ei-

nen Schleier aus Bergsturzmaterial aufweist. Neben Prasinit (Blöcke bis zu 1,5 m^3) ist hier auch ein 0,5 m^3 großer Serpentinit-Block zu finden. Das höchste Vorkommen von Bergsturzmaterial liegt in 1.380 m und somit etwa 330 m über dem Bett des Mallnitzbaches in der Rabischschlucht (Abb. 4).

Lassach-Sonn- und -Schattseite

In der südlichen Fortsetzung des zuvor erwähnten höchsten Vorkommens von Bergsturzmaterial befindet sich bei Lassach-Sonnseite zwischen der Kapelle 1.052 (m) im Norden und dem Rogelbach im Süden ein aus Lockersedimenten bestehender Terrassenkörper mit komplexem Aufbau (Lokalität D in Abb. 3, Abb. 4b). Der liegende Teil besteht aus stark sandigem Kies mit Komponenten aus gerundetem Zentralgneis sowie angerundetem Kalkglimmerschiefer und Marmor, wie an der nördlichen Flanke des Rogelbaches zu sehen ist. Diese Ablagerung, die eindeutig als Eisrandablagerung aus der Eiszerfallsphase im Sinne von Reitner (2007a) zu klassifizieren ist, baut den Großteil des Terrassenkörpers auf. Das aus zertrümmerten Prasinit bestehende Bergsturzmaterial überzieht dessen ostschauende Flanke als dünne, vermutlich nur wenige Meter mächtige Hülle (Abb. 12). Am Top der Terrasse in etwa 1.115 m (150 m über dem Talboden) liegt dann ein von Norden nach Süden ansteigender Randwall (im Sinne eines Brandungswalles) des Bergsturzes vor, der sich gegen Westen deutlich von den Eisrandablagerungen absetzt (Abb. 10).

Auf der gegenüberliegenden Talseite bei Lassach-Schattseite sind unmittelbar südlich der Mündung des Dösenbaches bis zu dem aus dem Auergraben austretenden Schwemmfächer keine Bergsturzablagerungen, sondern wiederum Eisrandablagerungen zu finden.

Haslacher bis Groppensteinschlucht

Aufgrund der Gesamtgeometrie wären in Fortsetzung der Situation bei Lassach-Sonnseite Bergsturzablagerungen an der westlichen Talseite unmittelbar südlich des Rogelbaches zu erwarten. Deren Fehlen an dieser Position wird auf die Wirkung von jüngeren Massenbewegungen mit Ausbildung eines Talzuschubs aus dem Bereich Gugganigriegel (Abb. 3, Abb. 4c, Abb. 12) im Sinne von Überlagerung oder Ausräumung der Bergsturzsedimente zurückgeführt.

Damit sind die Bergsturzmassen ab Kote 978 (bei der Bundesstraßenbrücke) ausschließlich auf der östlichen Mallnitzbachseite anzutreffen. So ragen isolierte Rücken aus dem Schwemmfächer des Auergrabens heraus, die eine größere Erstreckung der überschütteten Bergsturzmasse im Untergrund anzeigen. Ein großer zusammenhängender Körper aus diesem Material reicht dann in Fortsetzung der Situation bei Lassach-Sonnseite von Kote 978 über den Weiler Haslacher bis zum Wildgehege SW der Brücke Kote 888 und damit bis zum Wasserfall in der Groppensteinschlucht (Abb. 3). Das hervorstechendste morphologische Element ist ein etwa 630 m langer, maximal 100 m breiter und bis zu 18 m hoher talparalleler und leicht bogenförmiger Wall, der im Norden noch gegen SSW verläuft und dann in weiterer Folge gegen S einschwenkt (Abb. 10; vgl. auch Senarclence-Grancy 1939). Westlich der Bundesstraße ist ansatzweise ein ebensolcher, allerdings

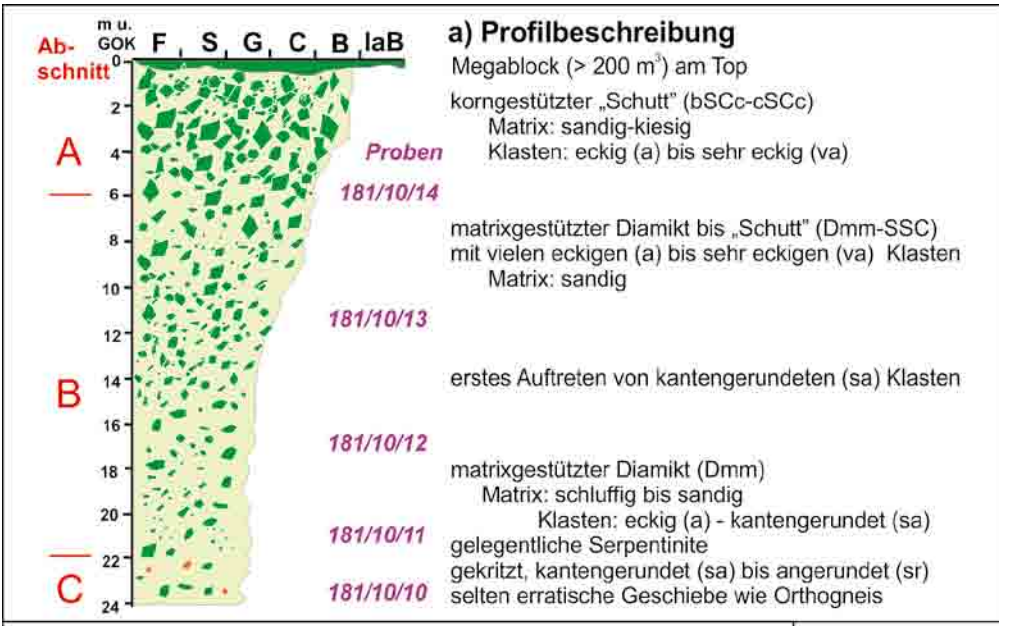
schon vom Mallnitzbach seitlich stark erodierter Bergsturz-Längswall erkennbar. Im Osten begrenzen Schwemmfächer aus dem Bereich Kuchlwald den Bergsturzkörper, die offensichtlich einen Teil der bis wahrscheinlich zur östlichen Talflanke reichenden Ablagerung überschüttet haben. Davon zeugen einzelne herausragende Blöcke sowie die Gesamtgeometrie nördlich und südlich davon.

Abb. 12:
Überblick vom Abhang der Dösen gegen Süden auf das untere Mallnitztal: rot strichliert – Bergsturzablagerung, orange strichliert – Ablagerungen nach Durchbruch der Bergsturzdämme, gelb strichliert – Eisrandablagerung; 1 – Lassach-Sonnseite, 2 – Bergsturzwall, 3 – Stirn des Talzuschub vom Gugganigriegel, 4 – Bergsturzablagerungen bei Gehöft Haslacher, 5 – Kraftwerk Lassach, 6 – Tal des Dösenbaches, 7 – fächerförmiger Terrassenkörper nach Durchbruch des Dösenbaches, 8 – fächerförmiger Terrassenkörper des Mallnitzbaches nach Durchbruch durch den Bergsturzwall von Rabisch, 9 – Abhang Sickerkopf, 10 – Lage des Mölltales, 11 – Polinik (2.784 m). (Foto: J. Reitner)

Das Ende der Bergsturzmasse, die eine extrem grobblockige Oberfläche mit bis zu 300 m^3 großen Blöcken aus Prasinit aufweist, liegt dann wie ein breiter „Propfen" im Tal. Dieser erstreckt sich in E-W-Richtung fast über 300 m und damit nahezu über die gesamte Breite des Hängetals. Besonders eindrucksvoll ist die Situation von Osten (SE der Brücke 888) zu erfassen, wo sich die Bergsturzmasse deutlich um bis zu 30 m von der Grundmoränen-bedeckten Fläche abhebt und so schon den Eindruck eines abrupten Stopps der Bewegung vermittelt. Hier hat die unverändert gebliebene Böschung der Bergsturzstirn eine Neigung von 25–30°.

Tiefreichende Einblicke in den Internbau des Bergsturzkörpers gibt es in diesem Abschnitt nur entlang der östlichen Flanke des tief eingeschnittenen Mallnitzbaches. Der beste Aufschluss (Lokalität E in Abb. 3) befindet sich etwa 450 m SW des Gehöfts Haslacher an einer 25 m hohen Geländekante, die das Resultat anhaltenden Massenabtrags ist. Das Profil (Abb. 13a) beginnt etwa 20 m über dem Bach. Die Abfolge wird vom Hangenden gegen das Liegende beschrieben, da auf diese Weise einerseits der Verlauf der Gesteinsdeformation unmittelbar nachvollziehbar ist und andererseits auch der Konnex mit der Oberfläche ersichtlich ist:

An der Oberfläche liegt ein mehr als 200 m^3 großer angularer Megablock aus Prasinit. Unmittelbar darunter befindet sich auf den obersten 6 m (Abschnitt A) korngestütztes monomiktes Sediment aus sehr eckigen, meist dezimetergroßen Komponenten aus Prasinit (Lithofazies cSCc bis bSCc; Abb. 13c). Die Matrix ist sandig-kiesig. Gegen das Liegende von Abschnitt A hin gibt es Bereiche, wo ein matrixgestütztes Sediment (Lithofazies cSSC bis gSSC) vorliegt. Daran folgt ohne erkennbare Grenze der mächtigste Profilabschnitt mit matrixgestützten Sedimenten (Abschnitt B), der von Profilmeter 6 bis hinab zu Profilmeter 22 reicht. In diesem ist ein klarer Trend gegen das Liegende ersichtlich: Von Profilmeter 6 bis 12 liegen komponentenreiche matrixgestützte und massive Diamikte mit angularen Prasinit-Klasten in einer grünen fein- bis mittel-



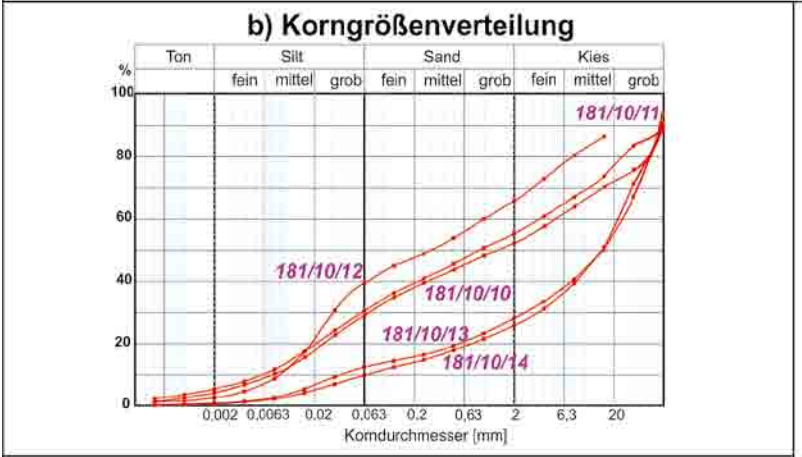


Abb. 13:
Der Aufschluss 450 m SW des Gehöfts Haslacher (Lokalität E in Abb. 3) mit a) der Untergliederung der Bergsturzablagerung, der Beschreibung der Lithofazies (nach KELLER 1996) und der Lage der Proben, b) der Kornsummenkurven und der charakteristischen Fazies im Gelände: c) Korngestützte Fazies (Abschnitt A) bei Profilmeter 4. d) Dicht gelagertes matrixgestütztes Bergsturzmaterial mit Farbvariationen (Abschnitt B) bei Profilmeter 18–20. (Foto: J. Reitner)

sandigen Matrix vor (Lithofazies Dmm-SSC; s. Korngrößenverteilung der Proben 181/10/13 & 14 in Abb. 13b). Ab etwa Profilmeter 14 treten erste subangulare Klasten auf und die Matrix wird schluffig-sandig. Dieser matrixgestützte und massive Diamikt (Dmm; Proben 181/10/12 & 11 in Abb. 13b) weist bis hinab auf Profilmeter 22 eine vergleichsweise dichte Lagerung auf. Bei genauerer Betrachtung spiegeln die Farbnuancen in der Matrix mit einem partienweisen subhorizontalen Wechsel zwischen hellem „Epidot-Grün" und dunklem „Amphibol-Chlorit-Grün" die Verhältnisse im Ausgangsgestein (Prasinit) wider (Abb. 13d). Auf den untersten 2 m des Profils (Abschnitt C) bleibt die Fazies (grüner Dmm mit schluffig-sandiger Matrix) gleich. Allerdings findet man neben den schon bekannten angularen bis subangularen Prasiniten auch gekritzten kanten- bis angerundeten Serpentinit sowie eindeutig erratische Elemente wie Zentralgneis und Kalkglimmerschiefer im Komponentenspektrum. Die beiden Letzteren sind, wie auch in diesem Fall der Serpentinit, Klasten, die auf eine Aufnahme während des Transportprozesses des Bergsturzes hinweisen. Mögliche Quellen hierfür wären glaziale und/oder fluviatile Ablagerungen, die eventuell auch den unmittelbaren Untergrund der gegen das Liegende nicht weiter aufgeschlossenen Abfolge bilden.

Die Fazies von Abschnitt B (grünliche Diamikte mit angularen bis subangularen Prasinit-Klasten) findet man an derselben Flanke flussabwärts immer wieder in kleinen Aufschlüssen. Die einzige Abweichung liegt am Forstweg 200 m westlich der Brücke 888 (Lokalität F in Abb. 3) vor, wo etwa 20 m unter der Hangkante ausschließlich zertrümmertes Bergsturzmaterial aus Serpentinit mit überwiegend subangularer Kornform, gelegentlich aber auch angerundeten Kanten, angetroffen wurde.

Jedenfalls ist aufgrund der Geländesituation mit Bergsturzablagerung auf Fels klar, dass die gravitativ bewegte Masse an ihrem südlichen Ende eine minimale Mächtigkeit von 50 m hat (Abb. 4, 5). Im Kontrast dazu befindet sich auf der gegenüberliegenden, mit Grundmoräne bedeckten und in Summe topographisch tieferen Felsterrasse mit Schloss Groppenstein kein einziger Hinweis auf Bergsturzmaterial. Dies ist ein Faktum, das den morphologischen Eindruck eines abrupten Abstoppens der Bewegung (s. o.) unterstützt.

c) Ablagerungsgebiet der Fließmasse bei der Rosskopfalm („Der Nachsturz")

Innerhalb der großen, vom Kamm zwischen Auernig (2.130 m), Törlkopf (2.446 m) und Kuglköpfl umrandeten Abrissnische sowie im südlichen Bereich begrenzt vom Dösen-Rücken befindet sich eine Lockersedimentmasse (mit der Rosskopfalm 1.682 m), die sich räumlich klar von der Ablagerung des großen Bergsturzes abgrenzen lässt (Abb. 1, 3, 4, 5). Diese weist eine Reihe von Wällen auf, die generell typisch für viskose Flüssigkeiten wie beispielsweise Lavaströme sind. Meist sind es interne Längs- bzw. Randwulste, die eine hangabwärts fließende Bewegung in der durch den großen Bergsturz geschaffenen karförmigen Nische anzeigen. Südlich der Rosskopfalm (1.682 m) sind auch wallartige Querstrukturen ersichtlich und das untere, sehr grobblockige Ende zeigt bei etwa 1.300 m eine rampenartige Geometrie.

Abb. 14: Häufung (Cluster) von Serpentinitblöcken (mit hell anwitternden Bruchflächen) etwa 400 m NW Wolliggerhütte. (Foto: J. Reitner)

Die Verteilung von Grobblockwerk aus Prasinit an der Oberfläche ähnelt der der Ablagerung des großen, zuvor beschrieben Bergsturzereignisses. Abweichend davon gibt es etwa 400 m NW der Wolliggerhütte eine markante Anhäufung aus Serpentinit-Blöcken (Abb. 14) mit typischen hellen Blockoberflächen. Serpentinit ist auch auf dem höchsten Längswall in 2.000 m Höhe zu finden, dessen gedachte Fortsetzung hangaufwärts zum einzigen Serpentinitaufschluss der Felsumrahmung führt.

An den Forstwegen westlich der Wolliggerhütte sieht man unter dem rezenten Boden angulare Klasten in einer schluffig-sandigen bis sandig-schluffigen Matrix (Lithofazies SSC-Dmm), wie auch schon von den Aufschlüssen bei der Wolliggerhütte bekannt. Gleiches ist auch in dem unteren, d. h. distalen Bereich dieses Sedimentkörpers ersichtlich, wo es zu einer Grobblockakkumulation kam.

Die Ablagerung bei der Rosskopfalm ähnelt auf den ersten Blick einer Blockgletscherablagerung, weist aber in Summe doch deutliche Unterschiede zu solchen auf:

– Nimmt man den Verlauf der Längswälle in Kombination mit dem Serpentinit-Vorkommen, so kommt man auf eine Fließbewegung, die vom Kamm westlich Törlkopf entlang der Längsachse der großen Hohlform läuft. Das heißt, der Lockersedimentkörper lässt sich nicht mit klassischen Schutthalden – wie bei Blockgletschern üblich – verknüpfen. Dort, wo typische, allerdings nicht mehr aktive Schutthalden vorhanden sind, wie unterhalb des Auernig (Abb. 9), gibt es keine geometrische Verknüpfung mit dem zuvor beschriebenen Fließkörper.

– Weiters ist hier keine klassische, durchgehende korngestützte und matrixfreie Grobblocklage, wie bei Blockgletschern bzw. deren Ablagerungen, zu sehen. Zudem ist die schluffig-sandige Matrix des

Abb. 15:
Situation unmittelbar flussaufwärts von der Rabischschlucht (4; Blickrichtung gegen SE). Das Bergsturzmaterial bei Rabisch (1; innerhalb rot strichliertem Bereich) überlagert glaziales Sediment (2). Unmittelbar an einem Bergsturzwall bei Rabisch (2) ist eine Rückstauterrasse angelagert (3; innerhalb orange strichliertem Bereich), die höher liegt als der heutige Talboden. Die weiße strichlierte Linie markiert den Erosionsrand der auf das Niveau der Rückstauterrasse auslaufenden Schwemmfächer (u. a. des Lonzabaches). Beim Nordportal des Kaponigtunnels (5) liegt ein anthropogen verändertes Gelände vor. 6 – Dösenbachtal, 7 – Dösen, 8 – Unterer Sickerkopf, 8 – Oberer Sickerkopf. (Foto: J. Reitner)

Sedimentkörpers deutlich feinkörniger als jene von Blockgletscherablagerungen (vgl. Belege vom benachbarten Bereich des geologischen Kartenblatts Spittal a. d. Drau; SCHUSTER et al. 2006, REITNER 2007b).

d) Der Rückstaubereich und Belege für Flussaktivität unmittelbar nach dem Bergsturz

Die Talfüllung bei Mallnitz

An dem Bergsturzriegel bei Rabisch schließt talaufwärts der Talbereich von Mallnitz an. Dieser lässt sich morphologisch in den tieferen, vom Mallnitzbach durchflossenen und potenziell noch heute überflutbaren Bereich und einen, durch eine wenige Meter (5–10 m) hohe Geländekante (Abb. 15) davon getrennten, höheren Bereich gliedern. Zu letzterem, der als Rückstauterrasse von Mallnitz bezeichnet wird, gehören vier Teilbereiche, die kurz erläutert werden (Abb. 3, 5):

Auf der östlichen Mallnitzbachseite erstreckt sich die Rückstauterrasse vom anthropogen umgestalteten Bahnhofsgelände talabwärts Richtung Nordportal Kaponigtunnel, wo sie an Bergsturzmaterial anlagert. Im Zuge der damaligen Tiefbaumaßnahmen wurde die Lockersedimentfüllung angeschnitten. Die Bilddokumente (Abb. 16) zeigen eine typische Deltasequenz einer Seeverfüllung mit horizontal-gelagertem, kiesigem Topset über schräg-geschichtem sandig-kiesigem Foreset und im tiefsten Bereich schluffig-sandiges Bottomset.

An der westlichen Talseite unmittelbar talaufwärts vom Eingang der Rabischschlucht befindet sich ein schmaler Terrassenzug mit Top in 1.180 m bis 1.183 m Höhe, der aus Sanden bis Kiesen besteht. Die markante Geländekante zum Überflutungsbereich setzt sich flussaufwärts in den Bereich der weitgehend inaktiven und daher eingeschnittenen

Abb. 16: Baugrube bei Errichtung der Bahnunterführung südlich des Bahnhofes. Es handelt sich um eine Deltaabfolge mit kiesigem Topset (1) über gegen Nord einfallenden sandigen Foreset-Lagen (2), die auch Rippelschichtung (2a) erkennen lassen, und dem basalen feinkörnigen Bottomset (3). Aufschlusshöhe etwa 9 m. Geländeoberkante in etwa 1.178 m Höhe. Foto: D. van Husen

Schwemmkegel von u. a. des Lonzabaches fort (Abb. 15). Nördlich daran schließt der Abschnitt mit der Kirche von Mallnitz an, dessen weitere nördliche Fortsetzung mit dem Sporn zwischen Mallnitzbach und Seebach, auf dem das Bad situiert ist, gegeben ist. Letzterer Abschnitt erstreckt sich dann mit geringen Gradienten talaufwärts Richtung Ausgang Tauerntal bis zu den Endmoränen WNW der Villa Moisosivic (Abb. 17). Da dieser Teil der Rückstausedimente die Schüttung aus dem ehemaligen Gletschertor während dieses markanten Haltestandes darstellt, ist damit aus morphologischen Gründen eine Gleichzeitigkeit von Gletscherstabilisierung im Gschnitz-Stadial (vgl. Senarclence-Grancy 1939) und Rückstau angezeigt. Die glazifluviatilen Ablagerungen sind in weiterer

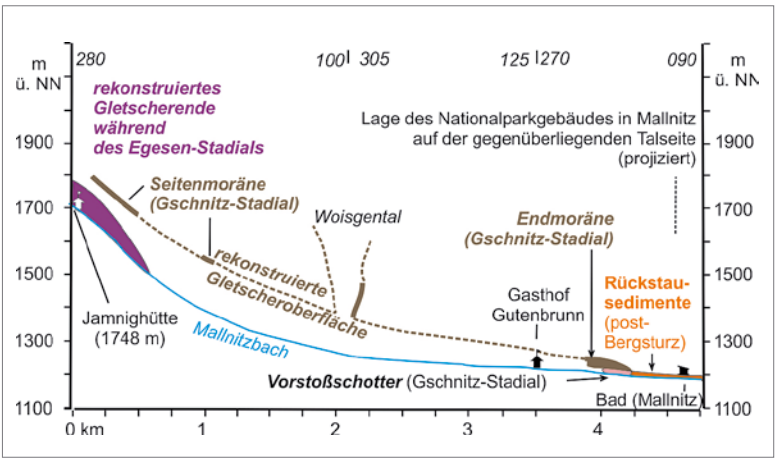


Abb. 17: Tallängsschnitt im Tauerntal mit den rekonstruierten glazialen Ausdehnungen während des Egesen- und Gschnitz-Stadial und der Verknüpfung der Vorstoßschotter des Gschnitz-Stadials über einen Fächer (Sanderschüttung) mit den Rückstausedimenten (post-Bergsturz).

Fortsetzung flussaufwärts im Tauerntal unter den zuvor erwähnten Moränenablagerungen auch 10 m über dem Bach zu finden. Damit liegt hier der Übergang vom Schwemmfächer (in den Rückstausee) zu stratigrafisch klar identifizierbaren Vorstoßschottern des Gschnitz-Stadials vor.

Rabischschlucht und Dösenbach-Mündung bis Groppensteinschlucht

Die Rabischschlucht (Abb.1, 3) dokumentiert mit ihrem V-förmigen Querprofil (Abb. 4a) eindeutig fluviatile Erosion in den Bergsturzkörper, die bereichsweise bis zum Festgestein (Prasinit) fortgeschritten ist. Dieses Einschneiden des Mallnitzbaches wie auch des Dösenbaches erfolgte nicht kontinuierlich, sondern in Phasen, wie einzelne Terrassenreste erkennen lassen.

Das höchste und damit auch älteste morphologische Element ist eine zwischen 1.110 m und 1.085 m mit steilem Gradient in Bergsturzmaterial angelegte fächerförmige Terrasse an der nördlichen Flanke des Dösentales, knapp vor der Mündung in den Mallnitzbach (Abb. 12). Diese Form streicht heute mehr als 50–60 m über dem Niveau von Dösenbach und Mallnitzbach aus. Deren Verlauf zeigt an, dass der Dösenbach noch vor dem Mallnitzbach die Bergsturzbarriere durchschneiden konnte und daran anschließend einen steilen Fächer formte. Dieser wird oberhalb der Mündung des Dösenbaches von einer 30–40 m über dem heutigen Bachniveau gelegenen Mallnitzbach-parallelen Terrasse unterschnitten. Flussabwärts setzt dann an der westlichen Talseite diese Terrasse oberhalb des Kraftwerks Lassach als Fächer an. Seltene Aufschlüsse zeigen polymikte Kies-Sand-Gemische, wo die schlecht gerundeten Prasinit-Gerölle (angular bis subangular) Durchmesser von bis zu 1,5 m aufweisen. Damit kann vermutet werden, dass diese Schüttung im Zusammenhang mit dem letztlich erfolgten Durchbruch des Mallnitzbaches durch den Bergsturzdamm bei Rabisch im Zusammenhang steht.

In der Groppensteinschlucht ist die Lokalität des im Festgestein angelegten Wasserfalls genau am Ende der Bergsturzablagerung (Abb. 3, 4, 5) ein unmittelbarer Hinweis, dass infolge der Bergsturzablagerung das alte, östlich des Wasserfalls verlaufende Tal verfüllt wurde und der Bach westlich des Bergsturzes letztlich in einer „neuen“, d. h. epigenetisch angelegten Talstrecke verläuft. Selbiges ist auch für den Talabschnitt der Rabischschlucht sehr wahrscheinlich, aber nicht unmittelbar aus dem Geländebefund herzuleiten (vgl. Abb. 4a).

Zusätzliche Belege aus dem Kaponigtunnel

Im Zuge der Vorerkundung und Errichtung des Kaponigtunnels wurde das Bergsturzmaterial sowie das unmittelbar Liegende angetroffen. Zwei Bereiche sind entscheidend für das Verständnis der Landschaftsentwicklung, wobei diese in der Vortriebsrichtung und unter Einbeziehung der Erkundungsbohrungen – also ansteigend von Obervellach gegen Mallnitz, basierend auf den Unterlagen von Schober & Wallner (1998, 2000; mit Genehmigung der ÖBB INFRA Geschäftsbereich Energie) – besprochen werden.

a) Bereich der Unterquerung des Dösentales

Beim ansteigenden Vortrieb wurde erstmals bei Station 4.162,3 m (Tunnelmeter; wird im Folgenden nicht mehr angegeben) in der Firste polymiktes Lockersediment, bestehend aus einem bergfeuchten Gemisch aus Kies-Steine in sandig-schluffiger bis sandiger oder stark sandiger, teilweise auch schwach feinkiesiger Matrix angefahren. Die Komponenten bestanden aus Prasinit, Glimmerschiefer, Kalkglimmerschiefer, Amphibolit und Gneis und wurden überwiegend als kantig (angular) bis kantengerundet (subangular) beschrieben. Das liegende Festgestein aus Prasinit sowie Mylonit (im bautechnischen Sinn als spröd deformiertes Gestein) einer Störungszone zeigt im Kontakt zum Lockersediment eine Rinnenstruktur. Dieses dicht gelagerte, polymikte, schlecht sortierte und partiell oxidierte Sediment mit variierender Matrix ist am plausibelsten als eine Murablagerung, eventuell auch als Teil von Eisrandsedimenten zu interpretieren, das auf einer durch Wassererosion geprägten Felsoberfläche abgelagert wurde. Darüber folgt mit erkennbarer Grenze ab Station 4.175 m bis 4.179 m an der Firste, ab Station 4.179 m bis 4.281 m zur Gänze ein unsortiertes, dicht gelagertes Material mit einer sandiggering schluffigen Matrix und ausschließlich eckigen Prasinitkomponenten in Stein- bis Blockgröße (meist bis 20–30 cm Durchmesser) und damit eindeutig die Bergsturzablagerung. Die maximalen Blockdurchmesser lagen bei 3 m, wobei große Blöcke eine derartige Entfestigung erkennen ließen, dass die Bauberichte hier nur mehr von „Reliktstrukturen“ berichten, wobei die Schieferungsflächen noch einmessbar waren (Abb. 18). Demgegenüber wiesen klei-

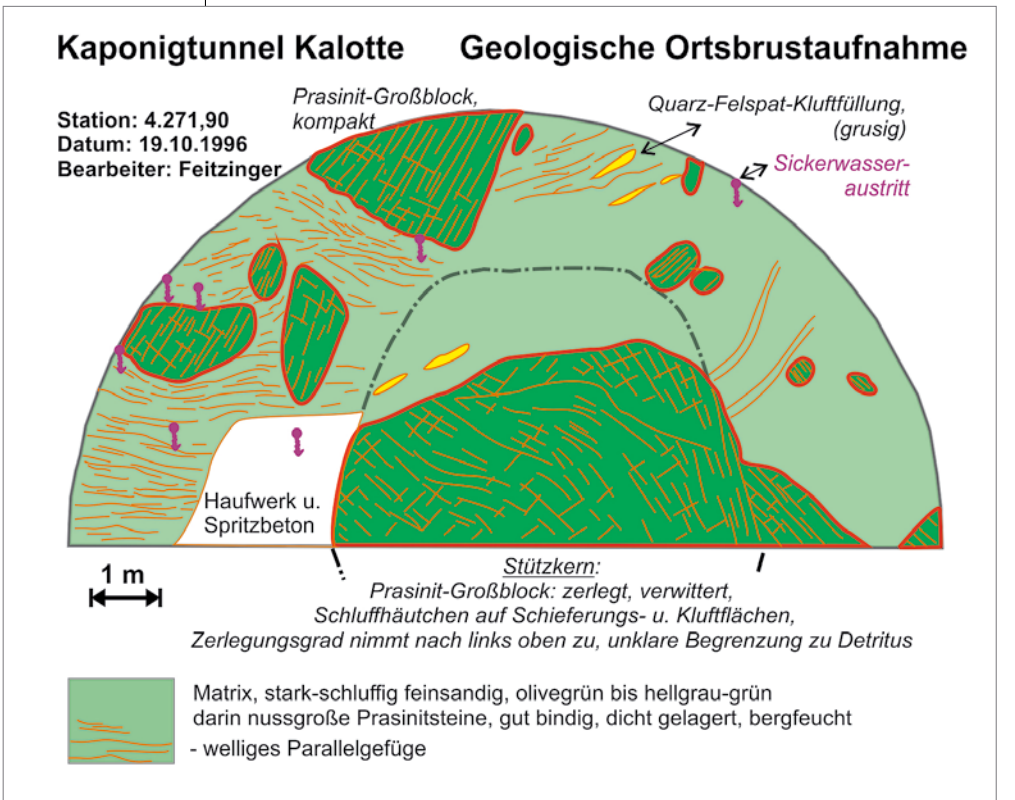


Abb. 18:
Bild der Ortsbrust beim Bau des Kaponigtunnels – Unterquerung Dösenbach Station 4.271,9 m. Ein dicht gelagertes matrixgestütztes Bergsturzmaterial aus Prasinit mit welligem Parallelgefüge und zerlegten Blöcken („Reliktgefüge“) wurde dokumentiert (umgezeichnet aus Schober & Wallner 1998).

nere Blöcke größere Festigkeiten auf. Interessant ist auch die Beobachtung einer subhorizontalen Bänderung im Meterbereich, die sich im Farbwechsel der Matrix von grau, grüngrau über braungrün äußerte und damit offensichtlich eine Variation in der Ausgangslithologie (Prasinit) widerspiegelte. Hydrogeologisch gesehen war das Material meist bergfeucht mit trockenen Abschnitten sowie mit lokalen Sicker- bis Tropfwässern. Im Grenzbereich zu dem ab 4.281 m wieder den ganzen Ausbruch einnehmenden Fels aus Prasinit traten vermehrt Wasserzutritte auf. Am unmittelbaren Kontakt zum Prasinitfelsen lag wieder ein vermutlich fluvioglaziales Sediment vor.

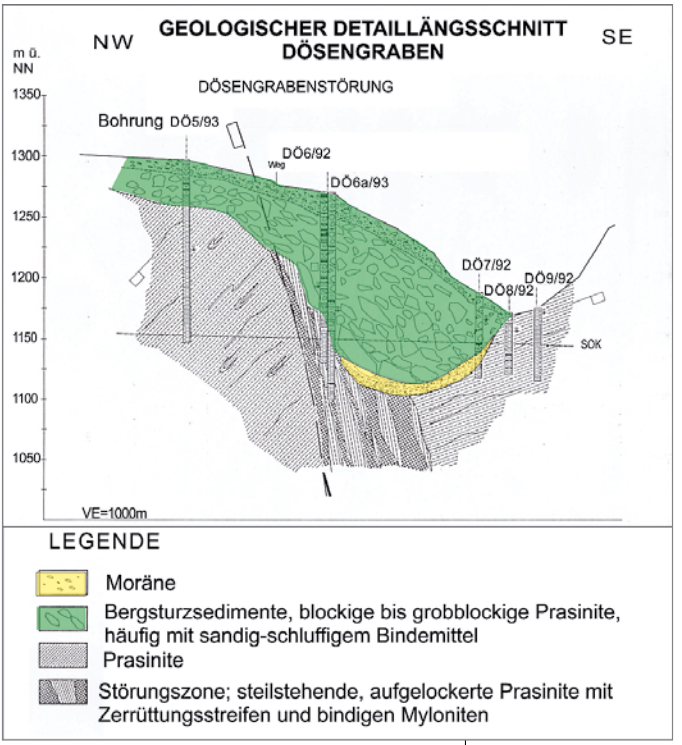


Abb. 19: Rekonstruktion der Lage des alten Tales (vor dem Bergsturz) im Dösengraben, basierend auf den Bohrungen (leicht verändert nach Riedmüller 1993). Der heutige Taleinschnitt bzw. Bachlauf liegt aufgrund der Verfüllung des Tales mit Bergsturzmaterial an dieser Stelle höher und weiter im Südosten.

Aus dem Verschnitt der Tunneldaten mit dem Gelände ergibt sich einerseits eine Minimalmächtigkeit der dicht gelagerten Bergsturzablagerung von etwa 20 m im Bereich unmittelbar der Bachquerung. Die erfasste Mächtigkeit nimmt in Richtung des Vortriebes gegen NW auf fast 100 m zu. Die Bohrung Dö 6a/93 (Riedmüller 1993) kommt sogar auf 114 m Bergsturzmaterial auf Prasinit. Allerdings dürfte in diesem Bereich ein ziemliches Relief in der Prä-Bergsturz-Topographie vorliegen (Abb. 19). So wurde in der unmittelbar benachbarten Bohrung Dö 6/92 nur max. 9 m Bergsturzablagerung über glazialem Sediment, das wiederum in 34 m Tiefe Prasinit überlagert, angetroffen. Somit belegen Tunnel- und Bohrdaten, dass das Dösental in diesem Abschnitt vor dem Bergsturz ein an dieser Stelle deutlich tieferer und um fast 100 m nordwestlich gelegener Einschnitt war. Damit liegt hier so wie bei der Groppensteinschlucht im Mallnitztal eine epigenetische, d. h. neu angelegte Talstrecke als Resultat der Verfüllung des Tales mit Bergsturzmaterial vor.

b) Strecke beim und südlich des Nordportals des Kaponigtunnels

Nach Durchörterung einer längeren Strecke in Prasinit stieß der ansteigende Vortrieb bei Station 4.868,3 m erstmals wieder auf Lockersedimente: Unmittelbar auf dem Felsen liegt ein gut verdichteter matrixgestützter Diamikt mit einer grün-grauen schluffig-feinsandigen Matrix. Das polymikte Geschiebespektrum weist Gneis, Prasinit und Schiefer, die größtenteils kantengerundet sind, auf. Vereinzelt sind gut gerundete Gneise und Quarzite vorhanden. Dieses wenige Meter mächtige Sediment

ist am plausibelsten als Grundmoräne zu interpretieren. In weiterer Folge wird diese von matrixgestützten Diamikten mit ähnlichem Spektrum (inkl. Serpentinit & Amphibolit), aber zunehmend höherem bis letztlich dominierendem Sandgehalt und mit einer Reihe von Schlufflagen überlagert. An Station 4.896 m wurden schräggeschichtete, etwa süd- bis südwestwärts fallende Schluff-Feinsandlagen angetroffen. Bei Station 4.898,3 m war ein ähnliches Einfallen bei den schluffig-feinsandigen Diamikten mit zum Teil großen Gneis- wie auch Prasinitblöcken in Wechsellagerung mit vereinzelt Dropstone-führenden Schluff-Feinsandlagen erkennbar. In weiterer Folge variiert einhergehend mit einer Zunahme des Sandgehaltes das Einfallen, sodass auch Nord- bis Nordostfallen in den Ortsbrustbildern ersichtlich ist (Station 4.874,5 m). Dieses polymikte und geschichtete, meist matrixgestützte Sediment über der Grundmoräne ist unzweifelhaft eine Eisrandablagerung der Eiszerfallsphase. Darin dominieren offensichtlich subaquatische Schuttstromablagerungen als Teil einer Deltasequenz über feinkörnigen Suspensionssedimenten (Schlufflagen).

Da die Genauigkeit der Dokumentation gegen Ende des Tunnels nachlässt, kann nur indirekt vermutet werden, dass auf den letzten 10 Tunnelmetern, von Station 5.015 m bis 5.025 m, wieder die Bergsturzablagerung auftritt. Das passt auch mit den Dokumenten vom Voreinschnitt (Schober 1995) zusammen. So belegen Schürfe unmittelbar beim nachmaligen Nordportal des Kaponigtunnels in 9,2 m unter Geländeoberkante (GOK) Prasinit-Bergsturzblockwerk, das von Seesedimenten (der Rückstauterrasse) überlagert wird. Letztere zeigen eine Kornvergröberung gegen das Hangende, beginnend mit schluffigem Ton, gefolgt von tonigsandigem Schluff, der eine Rippelschichtung sowie Wickelschichtung (convolute bedding) aufweist. Ab 2,2 m unter GOK tritt über einer scharfen Grenze sandiger Kies auf. Eine derartige Abfolge mit Feinsedimenten, überlagert von sandigen Kiesen ist dann gegen Nordwest bis zur Bahnunterführung der Gemeindestraße ersichtlich, wobei die Feinsedimente in diese Richtung immer gröber, d. h. feinsandig werden. Dieser sedimentäre Trend belegt eine Schüttung der Abfolge aus Norden gegen den Damm aus Bergsturzmaterial.

Betrachtet man noch zusätzlich die Mächtigkeitsverteilung der Bergsturzablagerung entlang der Tunnelachse vom Bereich südlich Gehöft Egger bis zum Nordportal anhand der Bohrdaten (Riedmüller 1993), so erkennt man, dass die Bedeckung über den Eisrandablagerungen nur 12 m (bei Dö15; Lokalität G in Abb. 3) bis 8 m (knapp oberhalb des Nordportals) mächtig ist. Normal zur Tunnelachse in Richtung Rabischschlucht nimmt die Mächtigkeit zu (Abb. 4a). So durchörterte die Bohrung Ov-Hb 01/12 (Lokalität H in Abb. 3; Schindlmayr & Stadlmann 2014) für das KW Obervellach schon 40 m Bergsturzmaterial zumeist aus Prasinit mit seltenen Serpentinit-Klasten über sandigen, polymikten Eisrandablagerungen.

Sedimentpetrographie und Morphometrie

Als Ergänzung zum Geländebefund wurden Sedimentproben insbesondere hinsichtlich ihrer Kornform analysiert. Makroskopisch stützen die morphometrischen Analysen der Proben vom Aufschluss SW Haslacher (Lokalität E in Abb. 3; Abb. 13) die Erkenntnis, dass die Angularität vom Hangenden zum Liegenden (von Probe 181/10/14 zu Probe

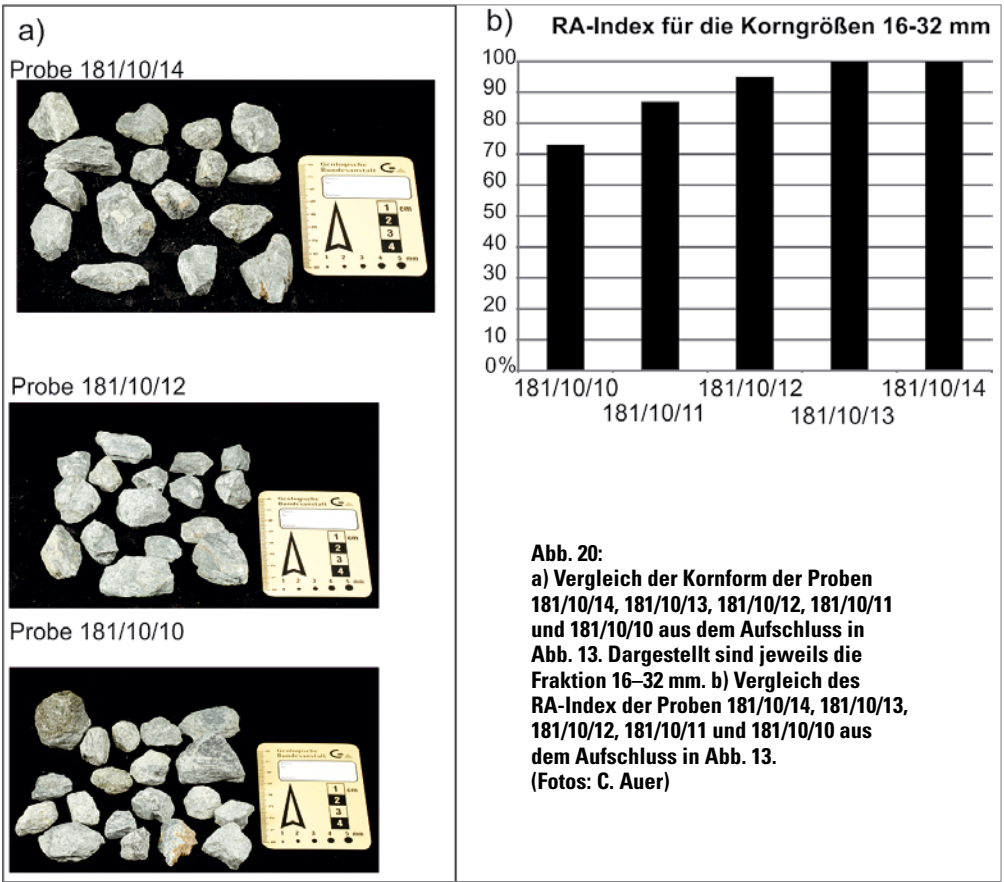


Abb. 20:
a) Vergleich der Kornform der Proben 181/10/14, 181/10/13, 181/10/12, 181/10/11 und 181/10/10 aus dem Aufschluss in Abb. 13. Dargestellt sind jeweils die Fraktion 16–32 mm. b) Vergleich des RA-Index der Proben 181/10/14, 181/10/13, 181/10/12, 181/10/11 und 181/10/10 aus dem Aufschluss in Abb. 13.
(Fotos: C. Auer)

181/10/10) hin tendenziell von sehr eckig (va) bis kantengerundet (sa) abnimmt. Das ist in Abbildung 20a beispielhaft mit der Korngrößenfraktion 16–32 mm dokumentiert. Dieser Trend wird auch bei der Darstellung des RA-Index (dem summarischen Anteil der eckigen und sehr eckigen Klasten; Jones 1999) ersichtlich (Fraktion 16–32 mm) (Abb. 20b).

Bei den Rasterelektronenmikroskop(REM)-Aufnahmen (Abb. 21) kann man neben der unterschiedlichen Feinkörnigkeit auch sehr

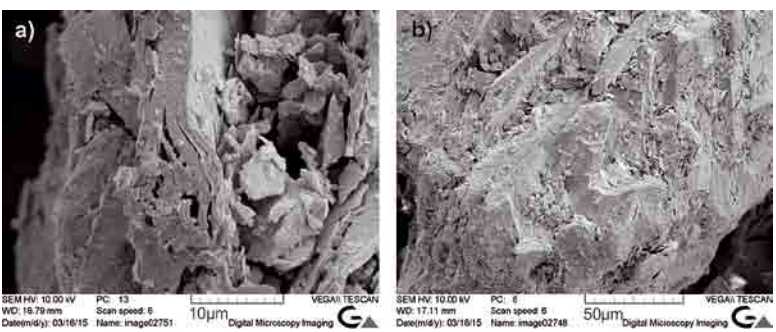


Abb. 21:
a) REM-Bild der Probe 181/10/10 mit mechanisch verbogenem Chlorit.
b) REM-Bild der Probe 181/10/10 mit Schlagmarken an einer Komponente.
(Fotos: C. Auer)

anschaulich die eckige Kornform der stängeligen Hornblende- wie auch der plattigen Chloritpartikel erkennen. Beide Minerale zeigen Auffaserungen am Rand und spröde Verbiegungen als Resultat der mechanischen Beanspruchung im Zuge der Bergsturzbewegung und eingehender Zertrümmerung der Felsmasse. Dementsprechend sind auch Oberflächenformen und Bruchflächen ersichtlich, die nichts mit der Spaltbarkeit der Minerale zu tun haben, sondern Schlagmarken belegen.

Geochronologische Daten und Pollenanalyse

Es wurden 5 Proben für die Expositionsalterdatierung mittels kosmogenen Nukliden genommen. Die beprobten Blöcke MAL1 und MAL2 liegen bei Rabisch und jener von MAL3 beim Gehöft Haslacher. Die Proben MAL4 und MAL5 wurden im unteren Bereich des sogenannten „Nachsturzes", also des jüngeren Fließkörpers bei der Rosskopfalm, genommen.

Wie im Bericht von Ivy-Ochs (2014) detailliert beschrieben, gab es Probleme aufgrund eines schon im Ausgangsgestein vorhandenen hohen Schwefel-Gehaltes, sodass nur für drei Proben (MAL1, MAL3 & MAL5; Lage siehe Abb. 3) verlässliche Alter errechnet werden konnten:

MAL3 (beim Gehöft Haslacher) hat ein, im Verhältnis zur erkennbaren Verwitterung, überraschend junges (holozänes) Alter von 9,7±0,9 ka. Demgegenüber erbrachte die Analyse von MAL5 ein Datum von 17,7±1,0 ka, was prinzipiell mit der Überlagerung von Bergsturzmaterial auf Eisrandsedimenten der spätglazialen Eiszerfallsphase (20–19 ka) vereinbar ist. MAL1 (bei Rabisch) ergab ein Alter von 36,3±6,3 ka und ist damit älter als das Würm-Hochglazial (29–20 ka). Dies ist nur mit einer Prä-Exposition zu erklären, indem die beprobte Oberfläche ein Teil des aus dem Eisstromnetz herausragenden Kammes zwischen Törlkopf und Auernig (im Sinne eines Nunatak; Abb. 6) war. Das macht auch von der Dynamik der letztlich laminaren Bergsturzbewegung Sinn. So liegt das Ablagerungsgebiet Rabisch nahe zum Abrissgebiet und dort sind entsprechend der Gesamtbewegung die ehemals höchstgelegenen Gesteinspakete zu vermuten.

Im Zuge der Kartierung wurde ein ursprünglich als „Karbonat-Zement" bezeichnetes Gestein als Bruchstück im Aufschluss bei Lokalität E (in Abb. 3) gefunden (Abb. 22). Die Dünnschliffanalyse zeigte, dass es sich hierbei um eine tektonische Brekzie mit Prasinit-, Kalzit- sowie Quarz-Komponenten handelt. Im Detail wurden folgende Bestandteile ermittelt:

– Prasinitkomponenten mit Epidot, Albit, Amphibol, Chlorit
– Grobkörnige Komponenten aus Kalzitkristallen
– Quarzkomponenten mit polykristallinen Quarzen
– Kalzitische, feinkörnige Matrix

Entsprechend der Dünnschliffinterpretation stammen die Prasinitkomponenten aus dem ursprünglich anstehenden Gestein. Die Quarz- sowie die groben Kalzitkomponenten scheinen aufgrund der mikrotektonischen Analyse Füllungen einer tektonisch gebildeten Kluft zu sein. Die feinkörnige Matrix ist wahrscheinlich im Zuge des Bergsturzes entstanden.

Abb. 22:
Die als Bruchstück im Aufschluss SW Haslacher (Lok. E in Abb. 3) gefundene Probe für die U/Th-Datierung im Anschnitt (Foto: M. Ostermann). Klar erkenntlich ist die grüne Oberfläche mit ersichtlichem Prasinitdetritus im Kontrast zum hellen Inhalt aus überwiegend Karbonat.

Diese feinkörnige Karbonatmatrix wurde mittels Uran (U)/Thorium (Th)-lsochronenmethode analysiert (Details im Bericht von Ostermann 2014; Abb. 23). Es konnte ein Zementbildungsalter von 17,5±1,4 ka ermittelt werden. Da die Kluftfüllung an der durch fluviatile Erosion freigelegten Fundstelle ursprünglich im Bergsturzkörper lag, ist davon auszugehen, dass die Zementation unmittelbar mit Ende der Bewegung erfolgte. Damit spiegelt das Datum das Ablagerungsalter wider. Eine größere zeitliche Differenz zwischen Ablagerung und karbonatischer Verkittung, so wie bei oberflächlichen oder im Porenraum zementierten klastischen Sedimenten (z. B. Flussablagerungen) häufig anzutreffen, erscheint in diesem Fall sehr unwahrscheinlich. Im Jahr 1996 wurden die feinkörnigen Seesedimente des Rückstaubereiches (Abb. 16) von Dirk van Husen beprobt. Die an der Geologischen Bundesanstalt durchgeführten Pollenanalysen zeigten, dass das Material steril d.h. pollenfrei war.

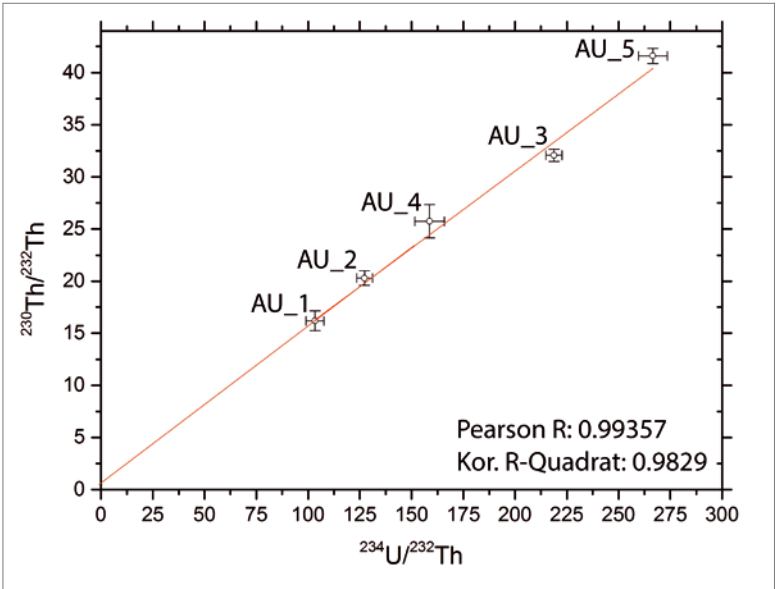


Abb. 23:
Isochronenplot $^{234}U/^{232}Th$ vs. $^{230}Th/^{232}Th$ der Probe aus dem Aufschluss in Abb. 13 (Lokalität E in Abb. 3).

Modellierungen

a) Berechnung des Volumens und Visualisierung der Paläooberfläche

Für die Modellierung des Abrissbereiches wurde eine Ausdehnung der ehemaligen Bergflanke wie in Abb. 25a und Abb. 24 (Szene 0 s) ersichtlich angenommen. Das so errechnete maximal mögliche Volumen von 0,175 km³ beinhaltet die Annahme, dass a) die heutige Sattelform des Abrissgrates (Abb. 1, Abb. 6) vor dem Bergsturz gerade verlaufen ist und b) der Fuß des bewegten Bereiches bis fast ins Tal auf eine Seehöhe von ca. 1.240 m gereicht hat. Weiters wurde eine Modellierung des Abrissbereiches für die plausibelste kleinstmögliche Fläche durchgeführt. Hierbei werden die Punkte a) und b) der Maximalvariante nicht erfüllt. Das so errechnete Abrissvolumen beträgt 0,140 km³.

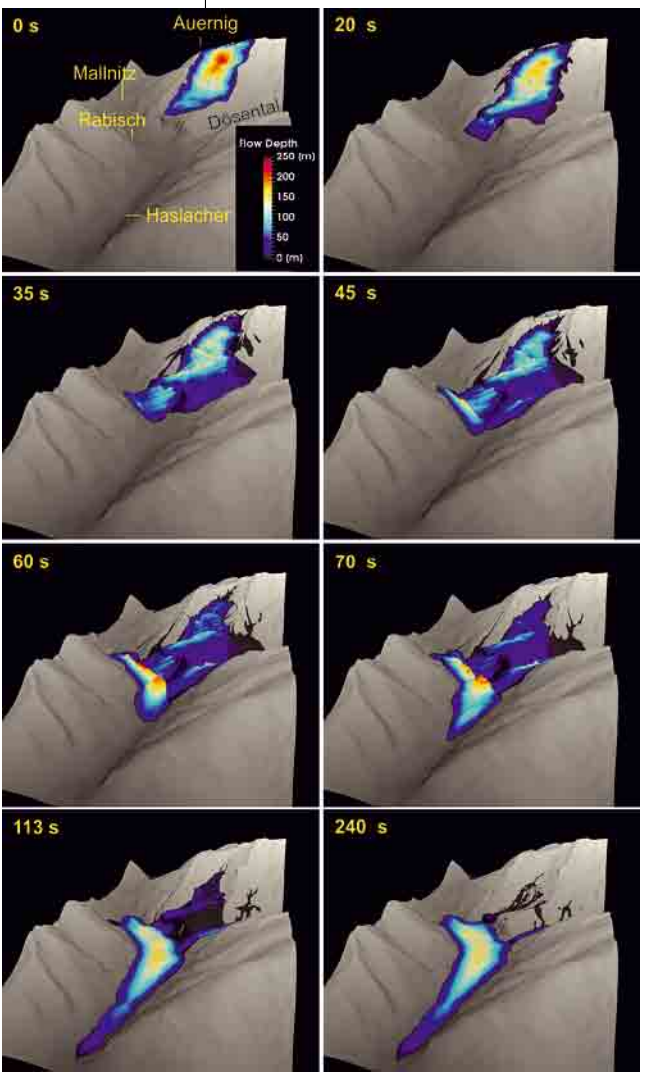


Abb. 24:
Szenen der zeitabhängigen Simulation des Bergsturzereignisses. Die Sekunden entsprechen der Echtzeit der Simulation.

Von einer weiterführenden Berechnung des Ablagerungsvolumens wurde aufgrund der zu geringen Datendichte zur Mächtigkeit sowie zur Verbreitung der Bergsturzablagerung unter Rückstausedimenten, jungen Schwemmfächern wie auch anderen Massenbewegungen Abstand genommen.

Die finale Visualisierung der Paläooberfläche vor dem Auernig-Bergsturz (Abb. 24, Szene 0 s) beruht auf dem Feldbefund und der daraus folgenden Annahme, dass das Mallnitztal zumindest zwischen Rabisch (nördlichste Ablagerungen des Bergsturzes) und der Ortschaft Mallnitz durch den Bergsturz aufgestaut wurde (siehe Abb. 5). Folglich existieren in einem idealisierten Bild des Mallnitztales vor dem Bergsturz die Geländestufen-Morphologie des Ablagerungsbereiches und die Verflachung im Aufstaubereich nicht. Angelehnt an ähnlich große benachbarte Täler ohne Beeinflussung durch Massenbewegungen wurde versucht, ein glazial geformtes U-Tal zu modellieren. Hierfür wurde zuerst ein Fluss- bzw. Bach-

lauf mit einem typischen Gradienten modelliert, der den Paläo-Mallnitzbach darstellen soll. Die aus dem DEM berechneten Höhenschichtlinien der heutigen Oberflächen-Topographie wurden entsprechend an dem modellierten Bachlauf angepasst.

b) Modellierung der Bergsturzausbreitung

Wie schon im Kapitel „Methodik" erwähnt, erfolgte eine Simulation des Bergsturzereignisses unter Verwendung einer modellierten Ausgangstopographie, aus der ein kurzer Film gemacht wurde. An dieser Stelle werden nur kurz einzelne Szenen (Abb. 24) im Vergleich mit dem Geländebefund vorgestellt und diskutiert. Einschränkend muss erwähnt werden, dass die Modellierung auf Basis eines granularen Mediums (vergleichbar einer Fließlawine), das von Anfang an das Verhalten einer Flüssigkeit zeigt, erfolgte. Eine derartige Materialeigenschaft steht partiell im Gegensatz zu jener des Bergsturzes, dessen Körper erst durch die Bewegung zunehmend in kleine Partikel zerlegt wird. Die Auswirkungen dieser unterschiedlichen Ausgangssituation sind besonders am Beginn der Modellierung zu erkennen (bis 35 s). So kommt es im Modell zu einem sofortigen Übertritt einer durchaus größeren Bergsturzmasse in das Dösental samt Aufbranden auch auf den dortigen Gegenhang. Letzteres konnte anhand der Kartierung nicht belegt werden. In weiterer Folge ist das Aufbranden der Hauptmasse am Gegenhang bei Rabisch (35–45 s) sehr anschaulich und nachvollziehbar. Interessant ist dann der Umstand, dass der aus dem Dösental ins Mallnitztal schießende Bergsturzstrom noch für „Verwirbelungen" (unruhige, „brodelnde" Oberfläche) im Raum Lassach-Sonnseite sorgt (60–70 s). Möglicherweise ist der Brandungswall bei Lassach-Sonnseite auch in diesem Zusammenhang zu sehen. Erst danach ist eine verstärkte Ausbreitung Richtung Süden ersichtlich (ab 70 s). Die Fluidalmechanik bedingt auch, dass das Material bei fortgeschrittener Bergsturzbewegung auch von gewissen, schon erreichten Positionen abfließt (z. B. zw. 113 und 240 s) und damit einfach verschwindet, etwas was bei einem Bergsturzmaterial kaum der Fall ist. Letztlich zeigt die Modellierung mit gewissen Abstrichen ein plausibles Szenario der Bergsturzausbreitung.

Synthese der Bergsturzrekonstruktion

In Summe sind hier zwei Massenbewegungsereignisse (Abb. 25a–c) rekonstruiert worden, die hinsichtlich Dynamik und zeitlichem Ablauf zusammengehören: der große Auernig-Bergsturz (Sturzstrom) und der „Nachsturz" mit der Rosskopfalm-Fließmasse.

a) Der große Auernig-Bergsturz (Sturzstrom)

Die morphologische Charakteristik des Ablagerungskörpers, mit einer Serie von unterschiedlichen Wällen, die von einer Fluidisierung zeugen, wie auch der sedimentäre Aufbau lassen hier einen ehemaligen Sturzstrom im Sinne von Heim (1932) mit folgenden Kennzeichen erkennen:

Ausgehend von der karförmigen Abrissnische mit dem Kamm Auernig (2.130 m) – Törlkopf (2.446 m) – Kuglköpfl betrug das bewegte Volumen 140 Mio m^3 (bei konservativer Annahme) bis 175 Mio m^3 (unter

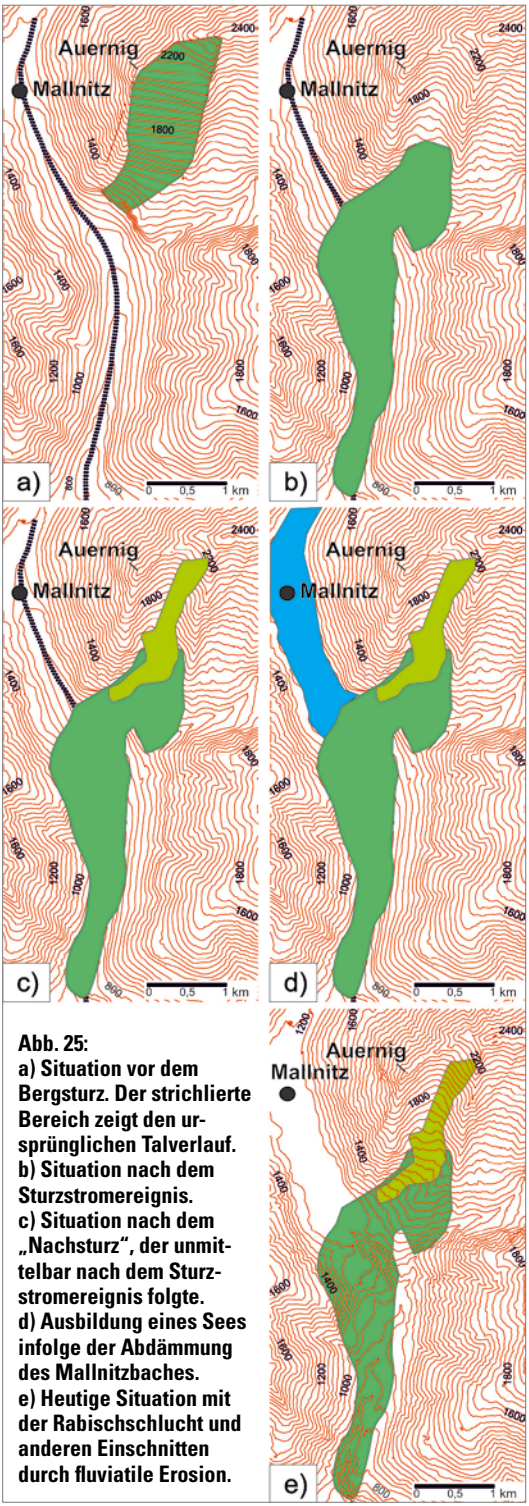


Abb. 25:
a) Situation vor dem Bergsturz. Der strichlierte Bereich zeigt den ursprünglichen Talverlauf.
b) Situation nach dem Sturzstromereignis.
c) Situation nach dem „Nachsturz", der unmittelbar nach dem Sturzstromereignis folgte.
d) Ausbildung eines Sees infolge der Abdämmung des Mallnitzbaches.
e) Heutige Situation mit der Rabischschlucht und anderen Einschnitten durch fluviatile Erosion.

Ausgleich der prominenten Einsattelung im Kammbereich zwischen Auernig und Törlkopf). Die Fahrbahnlänge (L) – zwischen oberstem Abriss- und tiefstem Ablagerungspunkt – beträgt unter Berücksichtigung des Kurvenverlaufes etwa 6 km. Aus der korrespondierenden Fallhöhe (H) von 1.540 m (Höhendifferenz von 2.300 m bis 760 m) lässt sich mit einem H/L-Verhältnis von 0,257 im Sinne von Heim (1932) die Fahrböschung α von 15° berechnen. Nach der Definition von Heim (1932, S. 113) ist das der Winkel, den die in Schußrichtung verlaufende und zur Geraden gestreckte Verbindungslinie Oberkante der Abbruchsnische – äußerster Endpunkt der Ablagerung mit der Horizontalen bildet. Dieser Wert entspricht in etwa den 14°, die Hammer (1927) hierfür angibt.

Die Ablagerungen nehmen eine Fläche von etwas mehr als 2 km^2 ein, wobei zu berücksichtigen ist, dass Bereiche unter Deltaablagerungen (im Rückstaubereich) liegen bzw. von Schwemmfächern überschüttet sowie fluviatil erodiert wurden. Kombiniert man die isolierten Vorkommen über die Schwemmfächer hinweg, dann ist eine ursprüngliche Ablagerungsfläche (ohne Rückstaubereich) von 2,5 km^2 wahrscheinlich. Die maximalen direkt ermittelten Mächtigkeiten betrugen in der Rabischschlucht etwa 100 m und im Bereich der Dösenbach-Unterquerung des Kaponigtunnels 150 m. Das Flächenverhältnis zwischen Abbruchs- und Ablagerungsgebiet wird als Streuung bezeichnet und ist ein guter Indikator für die Formveränderung, welche die Gesteinsmasse im Zuge des Bergsturzes erfuhr (Abele 1974). Das Abbruchgebiet hatte eine Ausdehnung zwischen 1,3 km^2 und 1,5 km^2, womit sich im Verhältnis zur plausiblen Minimalausdehnung von 2,5 km^2 (s.o.) eine Streuung von 1,3 bis 1,7 ergibt.

Die Geschwindigkeit lässt sich auf Grundlage der Formel von Evans (1989) berechnen: $v = (2 \times g \times h)^{1/2}$. Dabei ist g die Gravitationskonstante und h die Höhe von Ablagerungen (über dem Talniveau)

an Talbiegungen oder an Aufbrandungshängen. Nimmt man die Gegebenheiten auf der Felsterrasse zwischen Rabisch und Lassach-Sonnseite (h = 330 m) bzw. bei Lassach-Sonnseite (h = 150 m), so kommt man auf Geschwindigkeiten von 80 m/s und 54 m/s bzw. 290 km/h und 195 km/h. Diese Werte sind in der Bandbreite anderer Bergsturzereignisse (z. B. 30–360 km/h; ERISMANN & ABELE 2001, HUNGR & EVANS 2004). Damit betrug die Dauer des Hauptereignisses etwa 2 Minuten.

Basierend auf der Kartierung und den Tunneldaten weist der Sturzstromkörper einen Dreischichtaufbau (Abb. 13a) auf: Die oberste Lage (Abschnitt A, Mächtigkeit ≤10 m) mit den angularen Megablöcken (Durchmesser >1 m bis >10 m) an der Oberfläche und dem korngestützten und vergleichsweise wenig fragmentierten Sediment entspricht dem Begriff carapace in der internationalen Literatur (Schale; "carapace facies" nach DUNNING 2004). Diese überlagert eine matrixgestützte Fazies (Abschnitt B; Mächtigkeit im Aufschluss 15 m) mit angularen Klasten in einer grünen, schluffig-sandigen Matrix, die eine starke Fragmentierung belegt. Im Aufschluss sind Bereiche mit unterschiedlichen Farbdomänen ersichtlich, die offensichtlich Variationen im Ausgangsgestein (Prasinit) widerspiegeln (Abb. 13d). Im Tunnel war bei der Dösenbach-Unterquerung eine Bänderung im Meterbereich ersichtlich (Abb. 18). Somit liegt die "body facies" und mehr spezifisch die "preserved banding facies" nach DUNNING (2004) vor, die letztlich einen Beleg für den Transportprozess des laminaren Fließens liefert. „Erratische Geschiebe" im basalen matrixgestützten Sediment (Abschnitt C in Abb. 13a), die im Zuge des Sturzstrom-Ereignisses aufgenommen wurden, sind eindeutige Indikatoren für das Vorhandensein der „basal facies" nach DUNNING (2004). Deren Mächtigkeit ist auch im Kaponigtunnel basierend auf der Dokumentation nicht abschätzbar. Dieses laminare Verhalten des Sturzstroms spiegelt auch die Verteilung der Serpentinit-Klasten im Körper wider, die nicht zufällig, sondern in Gruppen auftreten. So wie die Wallformen lassen sich diese zu laminaren Fließwegen parallel zur Gesamtbewegungsrichtung verknüpfen. Letzteres wäre bei turbulenter Bewegung und dementsprechend „chaotisch" wirkenden Trajektorien nicht möglich.

Weitere Hinweise auf die Kinematik und letztlich auf die dahintersteckende Mechanik liefern folgende Elemente: die Geometrie des Ablagerungskörpers und der Fahrbahn, die Morphologie des Körpers und der Sedimentaufbau inkl. lithologischer Variation (Serpentinit, Aufnahme „fremder" Geschiebe).

Die strukturelle Situation am Kamm zwischen Auernig (2.130 m) – Törlkopf (2.446 m) – Kuglköpfl mit einer gegen SSW abtauchenden muldenförmigen tektonischen Struktur (Synform; Abb. 8), deren Richtung der Exposition des Paläohanges entspricht, ermöglichte die Ablösung eines Gleitkörpers. Aus Analogiegründen ist zu schließen, dass sich die Ablösung von 140–175 Mio m^3 in sich öffnenden Klüften als Teil einer Bergzerreißung abgezeichnet haben wird. Wie aktuelle Überlegungen zeigen, kann sich diese Entwicklung aus einem anfangs subkritischen Risswachstum, das dann weiter propagiert, ergeben (ZANGERL et al. 2008). Aus Vergleichen mit historischen Katastrophen (z. B. Vajont im Jahr 1963; KILBURN & PETLEY 2003) erscheint eine am Beginn langsame, sich progressiv beschleunigende Bruchentwicklung wahrscheinlich, ehe dann die Felsmasse letztlich als Gleitkörper mit einer zylin-

drischen Gleitfläche versagt. Aufgrund der für das Hangversagen ausschlaggebenden Anisotropie des Prasinits (Schieferungsflächen) ist zu vermuten, dass eine kriechende Vorbereitungsphase nur von kurzer Dauer war und das Ereignis trotz der großen Kubatur spontan eingetreten ist.

Schon die höchstgelegenen Vorkommen bei der Wolliggerhütte (1.576 m; Abb. 10) belegen in den Sedimenten mit typischem korn- bis matrixgestützten, zerschlagenen Prasinit- und Serpentinitmaterial wie auch in den Wallformen starke Fluidisierung. Damit war auf einer maximalen Transportdistanz von 1,5 km die Transformation von Fels zu Schutt schon erfolgt.

Einen wichtigen Hinweis auf die Bewegung liefert die Ausrichtung der Wallformen. Dabei muss berücksichtigt werden, dass es beim Auernig-Bergsturz drei unterschiedliche Typen von Wällen, bezogen auf ihre Position und Ausrichtung zur gesamten Bergsturzgeometrie, gibt:

Betrachtet man diese Wälle im Detail mit der Gesamtbewegungsrichtung und unter Berücksichtigung der erkennbaren Untergrundtopographie (Abb. 3), so wird klar, dass nicht alle Rücken derselben Bewegungsphase entsprechen können. So laufen die Längswälle bei der Wolliggerhütte und bei Rabisch NE-SW und damit senkrecht auf den dortigen Gegenhang zu. Betrachtet man allerdings die Längserstreckung der Nische, die letztlich durch die Mallnitz-Synform mit gegen SSW abtauchender Achse (Favaro et al. 2017) prädisponiert war, so erscheint eine anfängliche gegen SSW orientierte Bewegungsrichtung wahrscheinlich. Bei dieser Überlegung wird der Festgesteinsrücken der Dösen vom ersten Teil der abgleitenden und in zunehmender Zertrümmerung befindlichen Masse leicht schräg zum Längsverlauf des Rückens überwältigt. Die bewegte Masse wird in diesem Szenario durch das Hindernis des Dösen-Rückens deutlich weniger gegen SW abgelenkt, sodass dann die Masse zwischen Rabisch und Lassach-Sonnseite schräg auf den Gegenhang trifft. Mit diesem Ablauf (Abb. 9, 11) können auch die dort angetroffenen höchstgelegenen Vorkommen auf dieser Talseite erklärt werden. Zudem ergibt sich so ein relativ moderater Übertritt von Bergsturzmaterial, im Sinne eines „Überschwappens“, in das Dösental. Dieses Szenario ist zwar im Widerspruch zur Modellierung, welche allerdings schon von Beginn an ein granulares Medium (unter Vorwegnahme der Zertrümmerung) annimmt und nicht die „Trägheit“ einer anfänglichen Gleitmasse berücksichtigt. Wäre allerdings der Rücken der Dösen schon von Anfang des Bergsturzes an richtungsweisend nach SW gewesen, müsste man die größte Bergsturzakkumulation nördlich von Rabisch erwarten, was ja nicht der Fall ist.

Folgt man der zuvor skizzierten Modellvorstellung, so sind die rechtwinkelig zum Mallnitztal-Westhang verlaufenden Längswälle (im Sinne von Dufresne & Davies 2009) bei Rabisch wie auch der gleichartig verlaufende Wall bei der Wolliggerhütte am besten mit einer späteren Bewegungsphase zu erklären. In diesem Sektor dokumentieren dann die NW-SE-Kompressionswälle bei Kote 1220 in Rabisch die letzte Bewegung des großen Sturzstromes.

Südlich Rabisch ist dann in Fortsetzung des höchstgelegenen Vorkommens (zwischen Rabisch und Lassach-Sonnseite) und unter Berücksichtigung des randlichen Walls bei Lassach-Sonnseite ein sich auf die

Talachse einpendelnder Verlauf mit talparallelen Längswällen bei Gehöft Haslacher gegeben. Letztlich wird die so skizzierte Kinematik auch über die Serpentinit-Vorkommen innerhalb der Sturzstrommasse nachgezeichnet.

Der Schlüssel zur Erklärung der großen Auslauflänge und damit zum Verständnis der Mechanik und Genese liegt im Aufbau des Sedimentkörpers. Der hier dargelegte Dreischicht-Aufbau steht im Einklang mit zahlreichen Beobachtungen an anderen Bergstürzen, wo es zu einer extremen Mobilität in Form von großen Auslaufdistanzen und hoher Geschwindigkeit kam. Gegenwärtig werden derartige Phänomene am plausibelsten mit dem Modell der „dynamischen Fragmentierung" (McSaveney & Davies 2006, Davies & McSaveney 2009) erklärt. So wie im Beispiel "Falling Mountains" dargestellt, welches dem Auernig-Sturzstrom durchaus vergleichbar ist, kommt es bei einem geklüfteten Felskörper zu einem anfänglichen Kollaps entlang der präexistenten Trennflächen (Schieferungs- und Kluftflächen im Fall des Prasinit) und ein granulares Fließen (wie bei Sand) beginnt. Die Kräfte zwischen den granularen Bestandteilen nehmen derart zu, dass es zu einem Zerbrechen kommt. Dadurch werden die spröden Gesteine über die Grenze ihrer elastischen (und damit reversiblen) Deformation belastet und es kommt zu einem explosionsartigen Bruchverhalten. Dabei wird die kinetische Energie, die in die Verformung des Materials investiert wurde, bei unzähligen Gesteinskomponenten freigesetzt, sodass durch die Interaktion mit den umgebenden Komponenten ein positiver, expansiver und isotroper Druck produziert wird. Durch diese unzähligen, kontinuierlichen Explosionen wird Arbeit geleistet, die zur Ausdehnung der Felsmasse und damit zur Herabsetzung der internen Reibung führt, was sich schließlich in der großen Ausbreitung der Masse manifestiert. Wenn in weiterer Folge die intergranularen Kräfte unter die für Fragmentierung notwendige Größe fallen, dann bestimmt zunehmend das granulare Fließen das Verhalten des Körpers und der ausgedehnte Körper beginnt sich zu setzen. Schließlich kommt die Masse zum Stillstand.

Betrachtet man die Zerlegung bis auf einzelne Minerale, die dann selbst noch randliche Auffaserungen und Schlagspuren zeigen (Abb. 21), so veranschaulicht dies einerseits die enormen Kräfte. Anderseits produzieren kleinere Partikel auch immer weniger Fragmente, sodass hier auch ein theoretisches Ende der dynamischen Fragmentierung postuliert werden kann (Davies & McSaveney 2009). In der Literatur ist hier von ≤40 nm die Rede (Davies & McSaveney 2009, cum lit.), jedenfalls deutlich kleiner als die in den REM-Aufnahmen ersichtlichen Partikel. Allerdings gibt es dazu keine Angaben, welches Material diese Korngrößen produzierte. Auch wenn hier kein absoluter Wert angegeben werden kann, so ist ersichtlich, dass ein nicht näher definierter, sicherlich materialabhängiger Schwellenwert für den zuvor skizzierten Prozess der dynamischen Fragmentierung unterschritten wurde und die Bewegung abrupt zum Stillstand kam. An einer zu geringen Mächtigkeit und damit dementsprechenden Mangel an Überlagerungsdruck – generell wird für dynamische Fragmentierung eine Minimaldicke des Gesteinspaketes von >10 m angesehen – kann es nicht gelegen haben. Nahe dem distalsten Abschnitt hatte der Sedimentkörper noch eine Mächtigkeit von 50–60 m.

b) „Der Nachsturz" – die Fließmasse (mass flow-Ablagerung) bei der Rosskopfalm

Innerhalb der vom Bergsturz gebildeten Nische liegt eine klar abgrenzbare Ablagerung, die mit Fließstrukturen (insbesondere Längswällen) und groben angularen Blöcken über matrixgestütztem Sediment große Ähnlichkeiten zum Sturzstromkörper aufweist. Die Dimension dieses Fließkörpers, der eindeutig eine Massenbewegung darstellt (s. Vergleich mit Blockgletscherablagerungen), kann nur hinsichtlich der flächenmäßigen Ausdehnung mit 0,6 km^2 genauer erfasst werden. Aufgrund der im Gelände ersichtlichen „erhabenen Morphologie" erscheint eine durchschnittliche Mindestmächtigkeit von 10 m und damit ein minimales Volumen von etwa 6 Mio m^3 wahrscheinlich. Die Verteilung der Serpentinit-Anhäufungen in der Ablagerung, die so wie die Richtung der Längswälle auf den Herkunftsbereich hindeutet, belegt ebenso laminares Fließen wie beim Sturzstrom.

Die gesamte räumliche Situation weist auf einen Böschungsausgleich unmittelbar im Anschluss an den großen Bergsturz hin (Abb. 25c). Dabei könnte es zur Mobilisierung von Resten instabiler Felspartien genauso wie zur Remobilisierung von im Abrissbereich verblieben, schon zertrümmerten Bergsturzmassen gekommen sein. Betrachtet man diesen neutral als „mass flow" bezeichneten Körper mit Kriterien eines Sturzstroms, ergibt sich eine Höhendifferenz von 1.000 m (zwischen mittlerer Abrisshöhe am Kamm und tiefster Ablagerungslokalität), eine Fahrbahnlänge von im Mittel 2,5 km (2,4–2,6 km) und damit eine Fahrböschung α von 22°. Letztendlich ist dieser „Nachlauf" in Bezug zum Hauptereignis deutlich weniger dynamisch abgelaufen.

c) Der Auernig-Bergsturz im Kontext der Landschaftsentwicklung

Die ganze Entwicklung des Bergsturzes und letztlich seiner Folgen kann nur im Zusammenhang mit der klimagesteuerten Landschaftsentwicklung, beginnend mit dem Würm-Hochglazial (29–20 ka), verstanden werden. Das Mallnitztal war am Höhepunkt der hochglazialen Vereisung zwischen 26 ka und etwa 20 ka (Monegato et al. 2007) mit einem die Eismassen aus dem Seebach- und Tauerntal vereinigenden Gletscherstrom erfüllt, der wiederum Teil des Draugletschers und damit des alpinen Eisstromnetzes war. Nur die höchsten Bergspitzen und Kämme ragten als Nunatakker aus dem Eis. Der Untergrund wurde einerseits an der Basis der überwiegend temperierten Gletscher durch die unmittelbare Wirkung des fließenden und schuttführenden Eises wie auch durch subglaziale Schmelzwässer erodiert. Davon zeugt eine noch ansatzweise erhaltene abgeschliffene und geglättete Morphologie wie auch das U-Tal-Profil im Seebachtal. Anderseits resultierte die Gletscheraktivität auch in der Ablagerung von dichter Grundmoräne an dessen Sohle, wie an mehreren Stellen im Gelände und auch im Kaponigtunnel angetroffen.

Als Folge einer beginnenden Erhöhung der Sommer-Sonneneinstrahlung (Carlson & Winsor 2012) wurden große Gebiete des ehemaligen (Gletscher-)Nährgebietes und damit auch das Mallnitztal schlagartig Zehrgebiet. In Kombination mit der beschleunigenden Wirkung der

Schmelzwässer kollabierten die bis zu 3 km mächtigen alpinen Eisströme vermutlich innerhalb weniger hundert Jahre während der Eiszerfallsphase (20–19 ka; Reitner 2007a, Klasen et al. 2007). Am Rand des rasch einsinkenden Eisstromnetzes bildeten sich kurzlebige und hinsichtlich ihrer Ausdehnung und Wassertiefe stark variierende Seen, die mit Deltaablagerungen zumeist von Seitenbächen (z. B. Dösenbach) verfüllt wurden, wie im Kaponigtunnel unter den Bergsturzablagerungen ersichtlich. Ein weiteres anschauliches und morphologisch prägnantes Dokument dieser Phase liegt mit der zu einem Großteil mit Bergsturzmaterial überzogenen Eisrandterrasse bei Lassach-Sonnseite vor.

Aus dem Zungenbereich des Draugletschers, beim Längsee (NE St. Veit a. d. Glan; Schmidt et al. 2002, Huber et al. 2010; Lage s. Abb. 2) wie auch vom Jeserzer See (Saissersee; nördlich Velden am Wörthersee; Schultze 1984, Schmidt et al. 2012) ist über Radiokarbon-Datierungen von Sedimentkernen bekannt, dass um 18,5±0,5 ka die größeren Täler, so wie auch im Traungletscher-Bereich bei Bad Mitterndorf (van Husen 1977), eisfrei waren. Davon ist auch für den Raum Mallnitz auszugehen.

Als Folge der glazialen Übersteilung und dem Wegschmelzen des stützenden Eises reagierten die Hänge je nach Lithologie und Trennflächengefüge mit den unterschiedlichsten Formen des Hangversagens. Hänge aus stark geschiefertem Fels zeigten je nach Lagerung der Trennflächen meist früh entstandene Talzuschübe oder tiefgreifende Kippungen (Reitner et al. 1993, van Husen 2000, Reitner & Linner 2009). Demgegenüber neigen Hänge aus spröden Lithologien (u. a. Kalk, Orthogneis, Prasinit) zumeist erst nach einer gewissen, bis zu mehreren tausend Jahren dauernden Zeit ein bruchhaftes Versagen in Form von Bergstürzen (Prager et al. 2009) zu entwickeln.

Für den Auernig-Bergsturz wurde basierend auf der U/Th-Datierung ein Alter von 17,5+/–1,4 ka ermittelt, das in Übereinstimmung mit einem ^{36}Cl-Expositionsalter eines Bergsturzblockes (MAL5 17,7±1,0 ka) sowie mit der Pollenfreiheit der Rückstausedimente, der fortgeschrittenen Verwitterung der Blöcke und der Überlagerung auf Deltasedimenten der Eiszerfallsphase (20–19 ka) ist. Das Hangversagen vom Auernig erfolgte somit nur 1500–3000 Jahre nach Abschmelzen des großen hochglazialen Eisstromnetzes. Unter Berücksichtigung dieses konsolidierten Altersdatums lässt sich folgendes Szenario entwickeln:

Das Losbrechen des Auernig-Bergsturzes und damit das Versagen des aus spröden Prasinit aufgebauten Hangbereiches vom heutigen Auernig-Törlkopf-Kuglkopf war in der strukturellen Disposition begründet. Ob es hier einen unmittelbaren Auslöser im Sinne eines Erdbebens oder Starkniederschläge bedurfte, bleibt ein Objekt der Spekulation.

Unmittelbares Resultat dieses Hangversagens war eine karförmige Nische, in der sich dann noch eine fließförmige, vermutlich rasche Nachbewegung als Fließmasse mit allerdings begrenzter Reichweite ereignete, der sogenannte „Nachsturz“ (bei der Rosskopfalm; Abb. 25c). Das war der letzte wesentliche morphodynamische Prozess in dieser neugeschaffenen Hohlform.

Der aus dem Sturzstromereignis resultierende Bergsturzdamm bei Rabisch staute den Mallnitzbach auf und es bildete sich ein bis in das Seebachtal zurückreichender, mehr als 6 km langer See aus (Abb. 25d).

Aus Geoelektrik-Profilen (in Supper et al. 2013) lässt sich für einen kurzen Talabschnitt eine ertrunkene Landschaft rekonstruieren. Ein Seespiegel mit etwa 1.180 m Höhe dürfte entsprechend der rekonstruierbaren Rückstauterrasse über einen längeren Zeitraum der Sedimentverfüllung gleichgeblieben sein, was auf eine dementsprechende Stabilität des Dammes schließen lässt. Inwieweit anfangs eine unterirdische Drainage vorhanden war oder es schon bald ein Überströmen der Dammkrone gab, bleibt ebenso eine gegenwärtige Spekulation wie die Rate des finalen Einschneidens in den Damm und damit die Anlage der Rabischschlucht. Etwaige Belege für ein katastrophales Dammversagen mitsamt Transport von sehr großen Komponenten könnten höchstens in der Sedimentfüllung des Mölltales gefunden werden.

Die Dauer der Dammstabilität bei Rabisch und damit die Zeitspanne der Seeverfüllung kann ohne geochronologische Kontrolle nur mit (jedenfalls) mehreren hundert Jahren geschätzt werden. Ein zunehmendes und verstärktes Durchsickern von unter Druck stehendem Grundwasser ist zu vermuten. Eine Unterströmung unter Ausnutzung von permeablem Lockergestein (z. B. Eisrandsedimente) im Liegenden der Bergsturzmasse ist dabei ein mögliches Szenario. Dieser anfangs schleichende Prozess dürfte in diesem Fall die Ursache für das letztlich erfolgte Dammversagen sein. Dieses erfolgte jedenfalls, nachdem der weitaus kleinere Damm im Dösenbachtal als Barriere ausgeräumt war. Mit dem Eintiefen des Mallnitzbaches bei Rabisch und der Anlage der Rabischschlucht erfolgte durch rückschreitende fluviatile Erosion ein Einschneiden in den Rückstaukörper. Die daraus resultierende Terrassenbildung im Raum Mallnitz erscheint mit Terrassenkanten von 5 m bis 10 m nicht sehr fortgeschritten zu sein. So kann man auch heute noch als Hinterlassenschaft des Bergsturzes ein unausgeglichenes Längsprofil entlang dieses Abschnittes des Mallnitzbaches erkennen (Abb. 4, 5). Ein möglicher Grund dafür mag in der zunehmenden Anreicherung von groben, kaum oder nur schwer transportierbaren Blöcken im Bachbett als Folge der Ausräumung der feineren Anteile des Bergsturzkörpers liegen. Diese sorgen nach wie vor für eine „Sohlstabilisierung“ und beeinträchtigen die rückschreitende Tiefenerosion.

Die Verfüllung der ursprünglichen Täler mit den Bergsturz-Trümmermassen hat bei Rabisch wie auch im unteren Abschnitt des Dösentals und im oberen Bereich der Groppensteinschlucht zu einer Talverlegung geführt (Abb. 4, 5, 19). Da die Bäche beim Wiedereinschneiden nicht mehr in ihr altes Flussbett zurückfanden, mussten diese ihre Eintiefung an einer neuen Position im Festgestein anlegen. Damit sind die Rabischschlucht, der obere Abschnitt der Groppensteinschlucht (oberhalb des Wasserfalls) und der Talabschnitt des Dösentales im Bereich der Unterquerung durch den Kaponigtunnel als epigenetische Talstrecken (vgl. auch Abele 1974: 129f.) zu qualifizieren.

Mit den Bergsturzablagerungen bzw. der Verfüllung des Bergsturzsees ist auch ein Zeitmarker für eine relative Chronologie der Massenbewegungen und damit für das Erkennen von Hangbewegungen, die älter als der Auernig-Bergsturz sind, gegeben. So ist südwestlich von Mallnitz, beim Abhang der Häusleralm (Lage in Abb. 3), unterhalb eines durch tiefgreifende Massenbewegungen geprägten Bereiches, eine markante Abrissnische im Höhenbereich 1.400–1.500 m ersichtlich. Unter

dieser Steilstufe fehlt eine große Masse, die zu dieser Ausbruchsform passt. Es ist nur eine kleinere Felssturzablagerung ersichtlich. Angesichts der Geometrie des ganzen Hanges ist es wahrscheinlich, dass hier eine größere Massenbewegung vorliegt, die, wie in vergleichbaren Beispielen in geschieferten kristallinen Gesteinen, unmittelbar mit bzw. nach dem Eiszerfall reagierte (vgl. Reitner et al. 1993). Im Fall der Häusleralm-Massenbewegung (Abb. 3) dürfte die im Hangfußbereich bewegte Masse überdeckt von den Rückstausedimenten des Auernig-Bergsturzes und damit in der heutigen Talfüllung vorliegen.

Aus der Abfolge in der Stappitzer See-Bohrung (Fritz & Ucik 2001a, b; Lage in Abb. 5) ist vor dem Bølling/Allerød-Interstadial (14,7–12,8 ka) ein Gletschervorstoß in einen proglazialen See zu erkennen (Drescher-Schneider & Reitner 2018) (vgl. Abb. 26). Eine letztmalige derart große Gletscherausdehnung im Seebachtal kann am plausibelsten mit dem Gschnitz-Stadial erklärt werden, das an der Typlokalität bei der Endmoräne bei Trins im Gschnitztal ein neu berechnetes ^{10}Be-Expositionsalter von 16,7±1,3 ka (Ivy-Ochs et al. 2006) aufweist (Abb. 27). Davon zeugt auch eine prominente Endmoräne am Ausgang des Tauerntales (Abb. 17), die von dem dortigen Talgletscher aus über eine längere stabile Phase mit stabiler Zunge abgelagert wurde (vgl. Senarclence-Grancy 1939). Diese skizzierte zeitliche Überlappung wird auch durch die geologischen Gegebenheiten am Ausgang des Tauerntales bestätigt: So lassen sich dort die Vorstoßschotter im Liegenden der Gschnitz-Endmoränen und die assoziierten proglazialen Schüttungen mit den Rückstausedimenten bei Mallnitz verbinden.

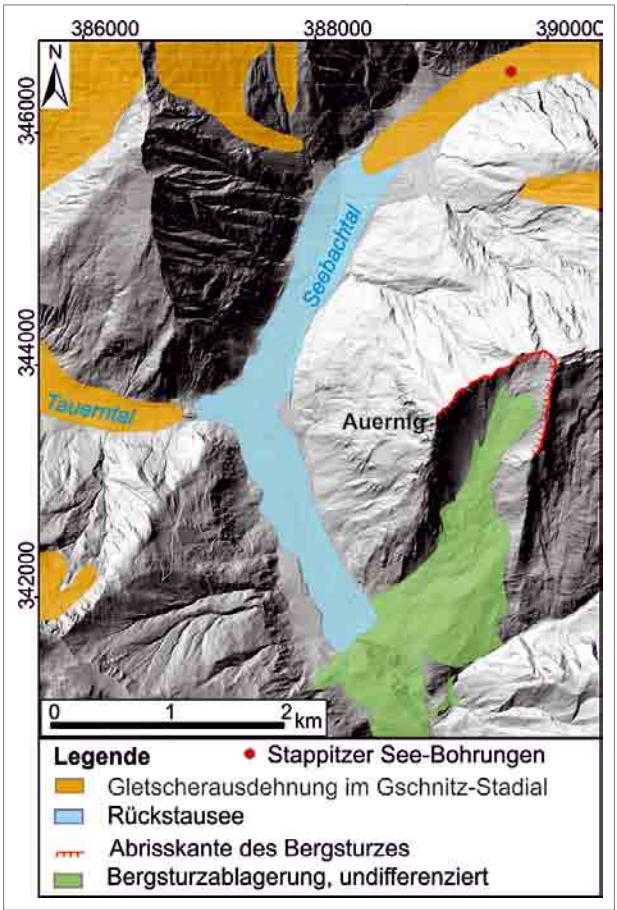


Abb. 26: Vermutete paläogeografische Situation im Seebachtal und im Tauerntal während der Maximalausdehnung im Gschnitz-Stadial, nachdem der Seebachgletscher über die heutige Lokalität der Bohrung Stappitzer See hinaus vorgestoßen ist (Koordinatensystem MGI Austria Lambert).

d) Der Auernig-Bergsturz im Vergleich mit anderen derartigen Ereignissen

Der Auernig-Bergsturz mit seinem Volumen von 140–175 m^3 war im Vergleich mit bekannten Daten (Abele 1974; mündl. Mitt. M. Ostermann) das größte rekonstruierte Sturzstrom-Ereignis in den Hohen Tauern. Der größte Paläo-Bergsturz der Hohen Tauern bei Kolm-Saigurn ist

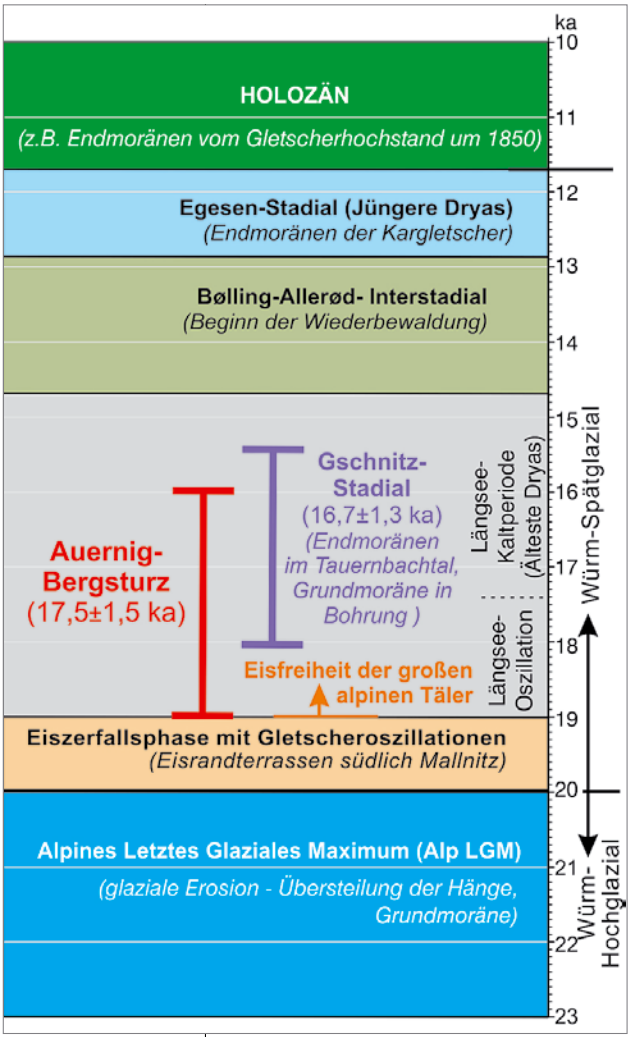


Abb. 27:
Die zeitliche Stellung des Auernig-Bergsturzes im Vergleich zur Stratigrafie im Spätpleistozän–Holozän der Ostalpen, basierend auf Chaline & Jerz (1984), Schmidt et al. (2012) und Reitner et al. (2016). In kursiv sind die wichtigsten Ablagerungen oder Prozesse in den zeitlichen Abschnitten angeführt.

mit 400 Mio m³ (von Poschinger 1986, Bichler et al. 2016) zwar deutlich größer, besteht aber überwiegend aus einer Gleitmasse. Betrachtet man die Kubaturen der größten alpinen Bergsturzereignisse, angeführt von Flims (10–12 km³; Caprez 2008) sowie u. a. Köfels (Gleitung; um 3 km³; Brückl et al. 2001) und Fernpass (1 km³; Prager et al. 2009), so liegt der Auernig-Bergsturz mit seiner Dimension im Mittelfeld. Das trifft auch für die Fahrböschung α von 15° zu, die generell mit zunehmendem Volumen abnimmt (Erismann & Abele 2001). So weist beispielsweise Flims ein α von 7–8° (Abele 1974) auf. Da rekonstruierte Sturzströme in kristallinen Materialien wie Serpentinit, Amphibolit, Orthogneis oder eben Prasinit in den Alpen eher selten und auch nicht so groß sind (z. B. Totalp in Serpentinit mit 300 Mio m³; Abele 1974), gehört der Auernig-Bergsturz in dieser Gruppe zu den größeren Ereignissen.

In der Zeit bevor geochronologische Datierungen von Bergstürzen systematisch angegangen wurden, war man der Meinung, dass ein großer Teil der Bergstürze unmittelbar mit dem Eisfreiwerden und dem Verlust des Widerlagers erfolgte (s. Darstellung in Abele 1974). Anfängliche Datierungen von inkorporierten oder überfahrenen Hölzern mittels Radiokarbon-Methode (^{14}C) ab den 1950er Jahren und schließlich, ab den 2000er Jahren, über Expositionsdatierungen mittels kosmogenen Nukliden (insbesondere ^{10}Be & ^{36}Cl, Ivy-Ochs et al. 2017) sowie U/Th-Zementdatierungen änderten das Bild dramatisch. So entstand der Eindruck, dass fast alle Ereignisse im Holozän (letzten 11,7 ka) und darin gehäuft in verschiedenen Phasen auftraten (Prager et al. 2008; darin Fernpass-Cluster zwischen 3 ka und 4 ka).

Insofern sticht der Auernig-Bergsturz eindeutig heraus und es gibt bis jetzt sehr wenige datierte Beispiele, die ebenfalls im Spätglazial erfolgten. Ein von den Gesamtausmaßen nicht mehr erfassbarer Bergsturz Meisenberg (im oberen Einzugsgebiet des Almtals, Nördliche Kalk-

alpen), der auf einen (in der Eiszerfallsphase) schon abschmelzenden Talgletscher stürzte, erbrachte basierend auf zwei ^{36}Cl-Expositionsalter (17,9±1,5 ka und 18,8±0,9 ka) ein geologisch plausibles Datum von um 19 ka (van Husen et al. 2007). Im selben Tal erfolgte dann um 15,6±1,1 ka (^{36}Cl-Expositionsalter in Karbonat) ein großer Sturzstrom mit etwa 450 Mio m^3. Dieses Ereignis fand nach dem Gschnitz-Stadial und noch vor dem Bølling/Allerød-Interstadial (14,7–12,8 ka; Abb. 27) statt. Ein weiterer Bergsturz im Nachklang der Vergletscherung im Gschnitz ist die zuvor schon erwähnte Gleitmasse von Kolm-Saigurn, deren ^{10}Be-Expositionsalter von 13,0±1,1 ka auf ein Ereignis im Bølling/Allerød-Interstadial (14,7–12,8 ka; Bichler et al. 2016) hinweist. Bemerkenswerterweise wurde diese noch zum Teil von Gletschern während des Egesen-Stadials (Jüngere Dryas) überfahren. Diese glaziale Überprägung, die ja auch von prä-Würm-hochglazialen Bergstürzen im Unterinntal (Gruber et al. 2009, Reitner & Gruber 2014) bekannt ist, kann zu einer Maskierung oder (Teil)-Erosion der ansonsten klar erkenntlichen gravitativen Ablagerungen führen. Damit ist ein wesentlicher Grund benannt, warum „alte", d. h. prä-Holozäne Ereignisse kaum als solche erkannt werden. Die (relativen) Alter solcher Massenbewegungen lassen sich dann nur aus der stratigrafischen Abfolge – Grundmoräne über Bergsturzablagerungen – erkennen. Dies gilt schon für den Zeitbereich zwischen Eiszerfallsphase und Gschnitz-Stadial. Beispiele hierfür sind vom Fuschertal und vom Fuß des Mohar (bei Döllach im Mölltal) bekannt (Reitner, in Vorbereitung) sowie vom Senderstal (im Sellrain, Kerschner & Berktold 1982). Ein weiterer Grund für die bisherige Unkenntnis über insbesondere Bergstürze, die älter als das Bølling/Allerød-Interstadial sind, liegt in den glazial übertieften Tälern mit einer Felssohle mehrere hundert Meter unter Geländeoberkante (Preusser et al. 2010). Da diese unmittelbar nach dem Eisfreiwerden Seen und damit Sedimentfallen waren, erscheint es plausibel, dass in deren mächtiger Sedimentfüllung die eine oder andere Bergsturzablagerung buchstäblich „begraben" ist. Jedenfalls hat der Auernig-Bergsturz den über ^{10}Be und ^{14}C mit 13,4±1,0 ka bzw. 13,5 ka datierten Chironico-Bergsturz (Claude et al. 2014) in Tessin (CH) als diesbezüglich ältestes bekanntes Ereignis in kristallinen Gesteinen der Alpen abgelöst.

Somit sind die Resultate vom Auernig als ein Beitrag zu einem hinsichtlich Altersverteilung der alpinen Bergstürze sich ändernden und letztlich besser balancierten Bild zu betrachten. Rasches Hangversagen unmittelbar nach der glazialen Erosion im Würm-Hochglazial (Beispiel Auernig) sowie in spätglazialen Stadialen (Gschnitz, Egesen) ist darin ebenso vertreten wie auch späte Reaktion auf die glaziale Übersteilung. Letzteres als sukzessive „Materialermüdung" mit langsam verlaufenden subkritischem Risswachstum mit oder ohne zusätzlicher Schwächung durch mikroseismische Erschütterungen (kleine Erdbeben) (Zangerl et al. 2008), die bis zum Bruch führt. Neben diesen topographie- und materialbedingten Gründen (im Sinne von Ursachen), zu denen auch die strukturelle Disposition (s. Auernig-Bergsturz) dazuzurechnen ist, gibt es eine Reihe von Auslösern. Erdbeben (wie im Jahr 1348 bei den Dobratsch-Bergstürzen; Till 1907) gehören wohl zum bekanntesten „Trigger". Aber auch Änderungen der unterirdischen Hydrologie (z. B. durch Erhöhung der Kluftwasserdrücke in Verbindung

Dank

Die Autoren danken dem Nationalpark Hohe Tauern und seiner Wissenschaftskoordinatorin Mag. Katharina Aichhorn herzlich für die vielfältige Unterstützung im Rahmen des Projektes. Großer Dank gebührt auch Andrea Schober, MSc, für die Aufbereitung der komplexen Daten aus den Bohrungen und dem Kaponigtunnel und Ing. Christian Auer (beide Geologische Bundesanstalt) für die REM-Bilder sowie Dr. Andreas Schindlmayr (Pilsbach) und Dr. Franz Reiter (ÖBB-Infrastruktur AG) für die Hilfestellung beim Verständnis der Tunneldaten. Wir danken Dr. Christof Vockenhuber und dem AMS-Team am Labor für Ionenstrahlphysik der ETH Zürich für AMS-Messungen sowie Dr. Christian Wirsig (ehemals ETH Zürich) für chemische Aufschlüsse bei der ^{36}Cl-Datierung. Dr. Michael Lotter (Geologische Bundesanstalt) verbesserte mit seinem detaillierten Review die Verständlichkeit des Textes. Abschließend möchten wir dankend an den im August 2015 leider viel zu früh verstorbenen Geologen Mag. Alexander Geyer (Velden) erinnern, der das Projekt mitinitiiert und die Fortschritte mit großem Interesse und viel Sympathie verfolgt hat.

mit einem längerfristigen Anstieg des Bergwasserspiegels) sind bekannte Auslöser. Hier ist der Konnex zu Klimaänderungen gegeben, da die Wahrscheinlichkeit für lange Niederschlagsperioden, als Vorbereiter von Hangversagen, in feuchteren Klimaperioden erhöht ist. So ist die Kombination der Klimaeigenschaften „feucht" und „kühl", letzteres auch mit Absenkung der Waldgrenze und damit Änderung der Wasserinfiltration verbunden, bei den holozänen Ereignissen in den Alpen häufig.

Schlussbemerkung

Durch die Rekonstruktion des Bergsturzes vom Auernig konnte ein Stück prähistorischer Landschaftsgeschichte mit Hilfe moderner geochronologischer Methoden entschlüsselt werden. Die Sage des Lindwurms, der am See lebte und sich letztlich aus Wut über die Hirten durch den Bergsturzwall fraß und so die Rabischschlucht erzeugte, bleibt davon natürlich unberührt. Gegebenenfalls erhalten wissenschaftlich Interessierte einen Zeitraum für die Existenz des Lindwurms!

LITERATUR

Abele G. (1974): Bergstürze in den Alpen. Ihre Verbreitung, Morphologie und Folgeerscheinungen. – Wissenschaftliche Alpenvereinshefte, 25:1–230.

Bichler M. (2014): Bericht 2014 über Volumenberechnungen und Modellierung der Paläo-Topographie des Auernig-Bergsturzes im Gemeindegebiet Mallnitz. – Unpublizierter Bericht, Wien (digitales Archiv der FA Sedimentgeologie der Geologischen Bundesanstalt), 8 S.

Bichler M. G., Reindl M., Reitner J. M., Drescher-Schneider R., Wirsig C., Christl M., Hajdas I. & Ivy-Ochs S. (2016): Landslide deposits as stratigraphic markers for a sequence-based glacial stratigraphy: a case study of a Younger Dryas system in the Eastern Alps. – Boreas, 45: 537–551.

Brückl E., Brückl J. & Heuberger H. (2001): Present structure and prefailure topography of the giant rockslide of Köfels. – Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, 37(1): 49–79.

Caprez J. (2008): Das Flimser Bergsturzereignis: 3D-Geländerekonstruktion und Volumenberechnungen mit Hilfe von GIS. – Diplomarbeit Universität Zürich, 99 S.

Carlson A. E. & Winsor K. (2012): Northern Hemisphere ice-sheet responses to past climate warming. – Nature Geoscience, 5(9): 607–613.

Chaline J. & Jerz H. (1984): Arbeitsergebnisse der Subkommission für Europäische Quartärstratigraphie. Stratotypen des Würm-Glazials. – Eiszeitalter und Gegenwart, 35: 185–206.

Christl M., Vockenhuber C., Kubik P. W., Wacker L., Lachner J., Alfimov V. & Synal H. A. (2013): The ETH Zurich AMS facilities: Performance parameters and reference materials. – Nuclear Instruments and Methods in Physics Research Section B, 294: 29–38.

Claude A., Ivy-Ochs S., Kober F., Antognini M., Salcher B. & Kubik P. W. (2014): The Chironico landslide (Valle Leventina, southern Swiss Alps): age and evolution. – Swiss Journal of Geosciences, 107(2-3): 273-291.

Creutzburg N. (1921): Die Formen der Eiszeit im Ankogelgebiet. – Ostalpine Formenstudien Abt. 2, H.1.: 1–102.

Davies T. & McSaveney M. (2011): Rock-Avalanche Size and Runout – Implications for Landslide Dams: 441–462. In: Evans S., Hermanns R., Strom A. & Scarascia-Mugnozza G. (eds.) (2011): Natural and Artificial Rockslide Dams. – Lecture Notes in Earth Sciences, Vol. 133, Springer, Berlin, Heidelberg, 642 S.

Drescher-Schneider R. & Reitner J. M. (2018): Die Neuinterpretation der Stappitzer See-Bohrungen im Kontext der Klimageschichte und Landschaftsentwicklung. – Carinthia II, 208./128.: 369–398.

Dufresne A. & Davies T. R. (2009): Longitudinal ridges in mass movement deposits. – Geomorphology, 105(3): 171–181.

Dunning S. A. (2004): Rock avalanches in high mountains. – PhD Thesis. University of Bedfordshire, 309 S.

Erismann Th. H. & Abele G. (2001): Dynamics of Rockslides and Rockfalls. – Springer, Berlin u. a. 316 S.

Exner C. (1964): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Sonnblickgruppe. – Geologische Bundesanstalt, Wien, 170 S.

Favaro S. (2012): Bericht 2012 über geologische Aufnahmen auf den Blättern 154 Rauris und 181 Obervellach. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 152.: 265–268.

Favaro S., Handy M. R., Scharf A. & Schuster R. (2017): Changing patterns of exhumation and denudation in front of an advancing crustal indenter, Tauern Window (Eastern Alps). –Tectonophysics, 36: 1053–1071.

Fritz A. & Ucik F. H. (2001a): Klimageschichte der Hohen Tauern. Spätwürmzeitliche und postglaziale Klima- und Vegetationsentwicklung in den südlichen Hohen Tauern (Ostalpen Kärnten). – Nationalpark Hohe Tauern, Sonderband 3: 1–199.

Fritz A. & Ucik F. H. (2001b): Beitrag zur Klima- und Vegetationsgeschichte des Seebachtales bei Mallnitz, Hohe Tauern, während der letzten 17.000 bis 18.000 Jahre. – Carinthia II, 191./111.: 393–402.

Geyh M. A. (2005): Handbuch der physikalischen und chemischen Altersbestimmung. – Wissenschaftliche Buchgesellschaft, Darmstadt, 211 S.

Geyer A. (2007): Bericht 2006 über geologische Aufnahmen des Bergsturzgebietes südlich von Mallnitz auf Blatt 181 Obervellach. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 147.: 671–672.

Glantschnig E. J. (1996): Geschichtliches aus dem Mallnitztal. – Medienhaus Carinthia GmbH., Klagenfurt, 78 S.

Gruber A., Strauhal T., Prager C., Reitner J. M., Brandner R. & Zangerl C. (2009): Die „Butterbichl-Gleitmasse" – eine große fossile Massenbewegung am Südrand der Nördlichen Kalkalpen (Tirol, Österreich). – Swiss Bulletin für angewandte Geologie, 14/1+2: 103–134.

Hammer W. (1927): Geologische Beobachtungen beim Bau des Wasserkraftwerkes bei Mallnitz (Kärnten). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 77: 29–62.

Heim A. (1932): Bergsturz und Menschenleben. – Fretz & Wasmuth Verlag, Zürich, 218 S.

Hergarten S. & Robl J. (2015): Modelling rapid mass movements using the shallow water equations in Cartesian coordinates. – Natural Hazards and Earth System Science, 15(3): 671–685.

Huber K., Weckström K., Drescher-Schneider R., Knoll J., Schmidt J. & Schmidt R. (2010): Climate changes during the last glacial termination inferred from diatom-based temperatures and pollen in a sediment core from Längsee (Austria). – Journal of Paleolimnology, 43(1): 131–147.

Ivy-Ochs S. (2014): Report on sample preparation of five samples for exposure age dating according to order from 12.09.2014. – Unpublizierter Bericht, Dezember 2014, Zürich (digitales Archiv der FA Sedimentgeologie der Geologischen Bundesanstalt), 4 S.

Ivy-Ochs S., Kerschner H., Kubik P. & Schlüchter C. (2006): Glacier response in the European Alps to Heinrich Event 1 cooling: The Gschnitz stadial. – Journal of Quaternary Science, 21: 115–130.

Ivy-Ochs S. & Kober F. (2008): Surface exposure dating with cosmogenic nuclides. – Eiszeitalter und Gegenwart, 57(1/2): 179–209.

Ivy-Ochs S., Martin S., Campedel P., Hippe K., Alfimov V., Vockenhuber C., Andreotti E., Carugati G., Pasqual D., Rigo M. & Viganò A. (2017): Geomorphology and age of the Marocche di Dro rock avalanches (Trentino, Italy). – Quaternary Science Reviews, 169: 188–205.

Jones A. P., Tucker M. E. & Hart J. K. (1999): Guidelines and Recommendations: 27–62. In: Jones A. P., Tucker M. E. & Hart J. K. (1999): The Description and Analysis of Quaternary Stratigraphic Field Sections. – Technical Guide 7, Quaternary Research Association, London, 293 S.

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

Kerschner H. & Berktold E. (1982): Spätglaziale Gletscherstände und Schuttformen im Senderstal, nördliche Stubaier Alpen, Tirol. – Zeitschrift für Gletscherkunde und Glazialgeologie, 17: 125–134.

Kilburn C. R. & Petley D. N. (2003): Forecasting giant, catastrophic slope collapse: lessons from Vajont, Northern Italy. – Geomorphology 54(1–2): 21–32.

Klasen N., Fiebig M., Preusser R., Reitner J. M. & Radtke U. (2007): Luminescence dating of proglacial sediments from the Eastern Alps. – Quaternary International 164–165: 21–32.

Korup O., Densmore A. L. & Schlunegger F. (2010): The role of landslides in mountain range evolution. – Geomorphology, 120(1): 77–90.

Kurz W. & Neubauer F. (1996): Deformation partitioning during updoming of the Sonnblick area in the Tauern Window (Eastern Alps, Austria). – Journal of Structural Geology, 18(11).: 1327–1343.

McSaveney M. J. & Davies T. (2006): Inferences from the morphology and internal structure of rockslides and rock avalanches rapid rock mass flow with dynamic fragmentation: 285–304. In: Evans G. E., Mugnozza G. S., Storm A. & Hermanns R. L. (eds.): Landslides from Massive Rock Slope Failure, Springer, 662 S.

Monegato G., Ravazzi C., Donegana M., Pini R., Calderoni G. & Wick L. (2007): Evidence of a two-fold glacial advance during the last glacial maximum in the Tagliamento end moraine system (eastern Alps). – Quaternary Research, 68(2): 284–302.

Ostermann M. (2014): Chemische und physikalische Analysen von zwei Gesteinsproben zur Erstellung einer Isochronen-Altersbestimmung durch die Uran/Thorium-Methode. – Unpublizierter Bericht, März, 2014, Zirl (digitales Archiv der FA Sedimentgeologie der Geologischen Bundesanstalt), 5 S.

Pestal G., Hejl E., Braunstingl R., Egger H., van Husen D., Linner M., Mandl G., Reitner J., Rupp C. & Schuster R. (2005): Geologische Karte von Salzburg 1:200.000. – Geologische Bundesanstalt, Wien.

Prager C., Zangerl C., Patzelt G. & Brandner R. (2008): Age distribution of fossil landslides in the Tyrol (Austria) and its surrounding areas. – Natural Hazards and Earth System Sciences, 8: 377–407.

Prager C., Ivy-Ochs S., Ostermann M., Synal H. A. & Patzelt G. (2009). Geology and radiometric ^{14}C-, ^{36}Cl- and Th-/U-dating of the Fernpass rockslide (Tyrol, Austria). – Geomorphology, 103(1): 93–103.

Preusser F., Reitner J. M. & Schlüchter C. (2010): Distribution, geometry, age and origin of overdeepened valleys and basins in the Alps and their foreland. – Swiss Journal of Geoscience, 103: 407–426.

Reitner J. M. (2005): Quartärgeologie und Landschaftsentwicklung im Raum Kitzbühel – St. Johann i.T. – Hopfgarten (Nordtirol) vom Riss bis in das Würm-Spätglazial (MIS 6–2). – Dissertation, Universität Wien, 190 S.

Reitner J. M. (2007a): Glacial dynamics at the beginning of Termination I in the Eastern Alps and their stratigraphic implications. – Quaternary International, 164–165: 64–84.

Reitner J. M. (2007b): Bericht 2005–2006 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 182 Spittal an der Drau. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt 147(3–4): 672–676.

Reitner J. M. & Linner M. (2009): Formation and Preservation of Large Scale Toppling Related to Alpine Tectonic Structures – Eastern Alps. – Austrian Journal of Earth Sciences, 102(2): 69–80.

Reitner J. M. & Gruber A. (2014): Glacial dynamics and large pre-LGM rock-slides in the lower Inn Valley and in the Brixen Valley: 46–67. In: Kerschner H., Krainer K. & Spötl C. (eds.) (2014): From the foreland to the nere Central Alps: Field trips to selected sites of Quaternary research in the Tyrolean and Bavarian Alps. – Geozon Science Media, Berlin, 158 S.

Reitner J., Lang M. & van Husen D. (1993): Deformation of high slopes in different rocks after Würmian deglaciation in the Gailtal (Austria). – Quaternary International, 18: 43–51.

Riedmüller G. (1993): ÖBB Kaponigtunnel, Baugeologischer Bericht – Band II, Bohrprofile. – Unveröffentlichtes Gutachten, Graz.

Schmidt R., van der Bogaard C., Merkt J. & Müller J. (2002): A new Lateglacial chronostratigraphic tephra marker for the southeastern Alps: The Neapolitan Yellow Tuff (NYT) in Längsee (Austria) in the context of a regional biostratigraphy and paleoclimate. – Quaternary International, 88: 45–56.

Schmidt R., Weckström K., Lauterbach S., Tessadri R. & Huber K. (2012): North Atlantic climate impact on early late-glacial climate oscillations in the south-eastern Alps inferred from a multi-proxy lake sediment record. – Journal of Quaternary Science, 27(1): 40–50.

Schindlmayr A. & Stadlmann Th. (2014): Kraftwerk Obervellach II UVE Einreichplanung Fachbereich Geologie (31.03.2014). – ÖBB Infra, Geschäftsbereich Energie, Wien, 87 S.

Schober C. (1995): Zweigleisiger Ausbau der Tauernbahn. Geologisch-geotechnisches Gutachten betreffend die Untergrundverhältnisse im Bereich des „Voreinschnittes Mallnitz", Kaponigtunnel. – Unveröffentlichtes Gutachten, Lochen, 23 S.

Schober C. & Wallner R. (1998): Österreichische Bundesbahnen Kaponigtunnel. I, Geologische Dokumentation Kaponigtunnel (Ortsbrustaufnahmen). – Unveröffentlichte Dokumentationsunterlagen an ÖBB. Lochen/Puch, 4364 S.

Schober C. & Wallner R. (2000): Österreichische Bundesbahnen Kaponigtunnel. Geologische Dokumentation, Schlussbericht. – Unveröffentlichte Dokumentationsunterlagen an ÖBB, Lochen/Puch, 116 S.

Schultze E. (1984): Neue Erkenntnisse zur spät- und frühpostglazialen Vegetations- und Klimageschichte im Klagenfurter Becken. – Carinthia II, 174./94.: 261–266.

Anschriften der AutorInnen

Dr. Jürgen M. Reitner, Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien, E-Mail: juergen.reitner@geologie.ac.at

Dr. Marc Ostermann, Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien, E-Mail: marc.ostermann@geologie.ac.at

Dr. Ralf Schuster, Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien, E-Mail: ralf.schuster@geologie.ac.at

Mathias G. Bichler, MSc, Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien, E-Mail: mathias.bichler@geologie.ac.at

Tanja Knoll, MSc, Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, 1030 Wien, E-Mail: tanja.knoll@geologie.ac.at

Assoz.-Prof. Dr. Jörg Robl, AG Geologie, Universität Salzburg, Hellbrunnerstraße 34, 5020 Salzburg, E-Mail: joerg.robl@sbg.ac.at

PD Dr. Susan Ivy-Ochs, Labor für Ionenstrahlphysik (LIP), ETH Zürich, Otto-Stern-Weg 5, CH-8093 Zürich, E-Mail: ivy@phys.ethz.ch

Schuster R., Pestal G. & Reitner J. M. (2006): Erläuterungen zu Blatt 182 Spittal an der Drau. – Geologische Bundesanstalt, Wien, 115 S.

Schuster R., Daurer A., Krenmayr H. G., Linner M., Mandl G. W., Pestal G. & Reitner J. M. (2015): Rocky Austria. Geologie von Österreich – kurz und bunt. – Geologische Bundesanstalt, Wien, 80 S.

Senarclens-Grancy W. (1939): Stadiale Moränen des Hochalm-Ankogel-Gebietes. – Jahrbuch der Zweigstelle Wien der Reichsstelle für Bodenforschung, 89: 197–232.

Steidl A. (2003): Engineering geological investigation of Quaternary faulting and deep-seated gravitational slope deformation mechanics – with reference of the Kaponig Pilot Tunnel, Mallnitz, Austria. – TU Graz, Gruppe Geotechnik Graz Mitteilungsheft, 20: 1–164.

Till A. (1907): Das große Naturereignis von 1348 und die Bergstürze des Dobratsch. – Mitteilungen der k.k. Geographischen Gesellschaft in Wien, 10-11: 534–645.

van Husen D. (1977): Zur Fazies und Stratigraphie der jungpleistozänen Ablagerungen im Trauntal. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, 120: 1–130.

van Husen D. (1987): Die Ostalpen in den Eiszeiten. – Veröffentlichung der Geologischen Bundesanstalt 2, Wien, 24 S.

van Husen D. (2000): Geological Processes during the Quaternary. – Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, 92 (1999): 135–156.

van Husen D., Ivy-Ochs S. & Alfimov V. (2007): Mechanism and age of late glacial landslides in the Calcareous Alps; the Almtal, Upper Austria. – Austrian Journal of Earth Sciences, 100: 114–126.

van Husen D. & Reitner J. M. (2011): An Outline of the Quaternary Stratigraphy of Austria. – E&G – Quaternary Science Journal 60: 366–387.

Voellmy A. (1955): Über die Zerstörungskraft von Lawinen, Schweiz. – Bauzeitung 73: 159–165, 212–217, 246–249, 280–285.

von Poschinger A. (1986): Instabile Talflanken in Kristallingesteinen und ihre geologischen Ursachen, dargestellt am Beispiel des oberen Hüttwinkeltales (Land Salzburg, Österreich). – Dissertation, Technische Universität München, 170 S.

Zangerl C., Prager C., Brandner R., Brückl E., Eder S., Fellin W., Tenschert E., Poscher G. & Schönlaub H. (2008): – Methodischer Leitfaden zur prozessorientierten Bearbeitung von Massenbewegungen. – Geo. Alp, 5: 1–51.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Carinthia II

Jahr/Year: 2018

Band/Volume: 208_128

Autor(en)/Author(s): Reitner Jürgen M., Ostermann Marc-André, Schuster Ralf, Bichler Matthias, Knoll Tanja, Robl Jörg, Ivy-Ochs Susan

Artikel/Article: Der Bergsturz vom Auernig (Mallnitz/Kärnten), seine Altersstellung und Folgen 503-548