

Zwickeln vollständig ausgeschmolzen ist und dadurch der Schutt in situ liegen bleibt und folglich ein Sediment darstellt. Die exakte Bezeichnung für „relikte Blockgletscher“ ist demnach „Blockgletscherablagerungen“. Die relikten Blockgletscher unterscheiden sich in ihrer äußeren Form kaum von den aktiven, mit dem Unterschied, dass sie schon bewachsen sind und die Böschungen erosionsbedingt abflachen.

Die Bildung von Blockgletschern setzt die Existenz von Permafrost und – besonders wichtig – einen entsprechend hohen Anfall von Blockschutt, der den Blockgletscher nährt, voraus. Diese Bedingungen sind in den schattigen Karen und Nischen der Tuxer Alpen bestens erfüllt: die intensive Bergzerreißung und die daraus resultierenden Massenbewegungen und die in diesen Höhen wirksame Frostverwitterung liefern reichlich Schutt. Nicht selten gehen Blockgletscher auch direkt aus Massenbewegungen (siehe unten) und aus grobblockigen Moränenablagerungen hervor, beispielsweise im Gamskar.

Die Verteilung von aktiven und relikten Blockgletschern spiegelt in etwa die Lage bzw. Schwankung der Permafrostgrenze im Hochgebirge wieder. Die wenigen aktiven Blockgletscher treten im obersten Gamskar und Viggartal erst oberhalb von 2450 bis 2500 m auf. Demgegenüber reichen die tiefstgelegenen Blockgletscherablagerungen im Viggartal bis 1850 m hinab, im Kar N' des Bärenbader Jöchls möglicherweise bis 1700 m. Auf der Schattenseite ist die Untergrenze der Blockgletscherablagerungen wesentlich tiefer als auf der Sonnenseite (hier erst oberhalb von 220 m).

Während die Entwicklung von Blockgletschern an Grobblockschutt gebunden ist, formen sich aus dem feinkörnigen Hang- und Moränenschutt die charakteristischen flachgründigen Solifluktionsschuttlagen heraus. Im Untersuchungsgebiet wurden entsprechend der Höhenlage aktive und relikte Formen vorgefunden, beispielsweise N' des Rosenjochs und der Grafmartspitze.

○ Altersbeziehungen zwischen glazialen Ablagerungen, den Massenbewegungen und Blockgletschern

Im Laufe der Kartierung wurde an mehreren Stellen (v.a. im Arz- und Viggartal, an der Nordflanke des Glungezers) beobachtet, dass Sackungen und stark abfallende grobblockige Rutschkörper mit Erreichen des Talbodens oder beim Übergang in ein flacheres Gelände frontal und lateral unscheinbar in Blockgletscher übergehen. Welche Schlüsse sind daraus zu ziehen? Die Massenbewegungen dienten den Blockgletschern unmittelbar als Schuttlieferant und müssen demnach zumindest vor oder gleichzeitig mit den Blockgletschern aktiv gewesen sein. Seit dem „Reliktwerden“ der Blockgletscher (im Spätglazial oder frühen Postglazial?) waren vermutlich auch die mit den Blockgletschern zusammenhängenden Massenbewegungen bis heute nur mehr geringfügig aktiv (dies gilt nicht für alle Massenbewegungen!). Ansonsten wären die Blockgletscherablagerungen verschüttet oder weiter verfrachtet worden.

Nachweise für das Einsetzen der Bergzerreißung und der Massenbewegungen im Spätglazial finden sich in den Nackentälern am Nordabhang des Glungezers: in diesen mehrere 100 Meter breiten, hangparallelen Tälern liegen spätglaziale Moränenwälle und kleine Blockgletscherablagerungen, deren Bildung klarerweise eine Bergzerreißung vorausgegangen sein muss. Vermutlich wurden die Massenbewegungsprozesse noch im frühen Spätglazial, unmittelbar nach dem Ende der Eisbedeckung aktiv.

○ Das Höchstalter der relikten Blockgletscher lässt sich anhand der spätglazialen Moränenwälle eingrenzen. Auf der Schattenseite des Viggartales haben sich die am tiefsten herabreichenden Blockgletscher aus Seiten- und Endmoränenwällen herausgeformt, die etwa auf 1900 m Höhe endeten. Sie entsprechen vermutlich einem Gletscherstand jünger als Gschnitz (Daun?).

○ **Spät- bis postglaziale Sedimente:** Mit dem Eisfreierwerden großer Talflächen im späten Spätglazial bzw. dem Zurückweichen der Vergletscherung in die hinteren Talbereiche und Kare setzte die fluviale Dynamik durch Erosion und talwärtige Umlagerung und Wiederablagerung bereits bestehender Lockergesteine neue Akzente in der Landschaftsformung. Diese Prozesse sind auch heute noch aktiv, wegen des Pflanzenbewuchses jedoch nur in eingeschränktem Maße. Die resultierenden fluvialen Sedimente sind die Wildbach-, Mur- und Schwemmfächerablagerungen, die mit ihren Kegelformen ein charakteristisches morphologisches Element der Täler darstellen.

Bericht 2004 über geologische Aufnahmen in den Tarntaler Bergen auf Blatt 148 Brenner

REINHARD KLIER
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Kartiert wurde das Gebiet zwischen Lizumberbach im Osten, Pluderling und Griffjoch im Süden, Obere und Unter Knappenkuchl, Klammer Schober, Roßboden und Mölsalm im Westen und Mölser Berg im Norden.

Innerhalb des Tarntaler Mesozoikums (TM) gibt es zwei deutliche unterschiedliche Bereiche:

- Die Einheiten des zentralen Tarntales, die sich zwar stark und mehrphasig verfaltet präsentieren, aber den stratigraphischen Verband bewahrt haben.
- Die Einheiten des Nordrandes des TM, die im Mölstal ihre größte Verbreitung aufweisen. Diese sind tektonisch völlig aus dem stratigraphischen Kontext gerissen und liegen als isolierte Scherlinge oder Schollen vor.

Lithologie

Glockner-Decke

Die Glockner-Decke befinden sich im Liegenden des TM. Nur ganz im Süden an den Südhängen des Geier gibt es einen direkten Kontakt zwischen der Glockner-Decke und den Einheiten des TM, ansonsten liegt dazwischen Innsbrucker Quarzphyllit (IQP), dessen Mächtigkeit nach Süden abnimmt. Die Bündnerschiefer der Glockner-Decke unterscheiden sich vom IQP durch rostig anwitterndes Karbonat, das nicht in Linsen oder Lagen auftritt, sondern diffus im Gestein verteilt ist.

Innsbrucker Quarzphyllit (IQP)

Angrenzend an die Einheiten des TM finden sich vor allem die stratigraphisch höheren Bereiche des IQP mit Schwarzschiefern und Eisendolomiten. Im Liegenden des TM keilt der IQP in Richtung Süden aus. Auch die Einheiten des TM sind in Richtung Süden stark ausgedünnt. Im Mölstal wird das TM auch von IQP überlagert, dieser fehlt im zentralen Bereich. Weiters tritt der IQP in Form von Komponenten in der weiter unten beschriebenen tektonisierten Rauhwacke auf, allerdings nur dort wo ein Kontakt zwischen den beiden Einheiten besteht. Sowohl diese Beobachtung als auch der Habitus der Komponenten legen nahe, dass es sich um tektonisch und nicht sedimentär entstandene

ne Komponenten handelt. Damit fällt ein wichtiges Argument für die autochthone Auflage des TM auf dem IQP weg.

Lantschfeldquarzit

Viele Vorkommen die von früheren Autoren als metamorphes Äquivalent des Alpinen Buntsandsteines (Lantschfeldquarzit) gedeutet wurden, stellen tatsächlich Schollen von metamorphem Alpinem Buntsandstein dar, die in einer Matrix aus metamorpher Allgäu-Formation schwimmen. Besonders schön ist dies am Hippold-Gipfel zu sehen.

Es gibt allerdings auch Quarzitvorkommen, die eng mit dem IQP verfalltet sind, ohne das Auftreten von metamorpher Allgäu-Formation. Diese Vorkommen können nicht ohne weiteres als Scholle interpretiert werden, sondern könnten tatsächlich Untere Trias repräsentieren. Jedenfalls wurden keine Basiskonglomerate gefunden, die eine sedimentäre Auflage auf dem IQP anzeigen müssten und auch in der Untertrias beginnende aufrechte Schichtfolgen auf dem IQP treten nicht auf.

Dolomitschollen

In der Nachbarschaft des Lantschfeldquarzites finden sich häufig Dolomite, die von ENZENBERG (1967) als Anis gedeutet wurden. Diese Dolomite bilden Schollen, die in metamorpher Allgäu-Formation schwimmen. Eine Zuordnung dieser Dolomitschollen zu Virgloria-, Reifling- bzw. Reichenhaller Formation erscheint stellenweise möglich, ist jedoch meist unsicher und für eine tektonische Interpretation ohnehin nicht zielführend. In diesen Schollen auftretende Zebradolomite können eindeutig der Virgloria-Formation zugeordnet werden.

Tektonisierte Rauwacke

Bei der von ENZENBERG (1967) als anisisches Gestein gedeuteten Rauwacke, handelt es sich um ein tektonisch entstandenes Gestein, das jeweils das Nebengestein in Form von Komponenten aufarbeitet. Es können also Komponenten von IQP, Lantschfeldquarzit und Dolomit auftreten. Häufig treten auch gerundete quarzitisches Feinkieskomponenten auf, die entweder sedimentär gerundet oder während der Tektonisierung gerundet wurden.

Meist tritt die Rauwacke an der ehemaligen Basis des TM auf, also an der Hauptüberschiebungsbahn des TM über den IQP. Vermutlich wurde sie im Tertiär nochmals lokal mobilisiert und umgelagert und als Hangbreccie am Paläorelief resedimentiert (siehe Gehängebreccie). Als Ausgangsgestein kommen Reichenhaller, Arlberger oder Raibl-Rauwacken oder Gipshorizonte in Frage.

Arlberg-Formation (metamorph)

Metamorpher Dolomit aus der Arlberg-Formation tritt in Form von Schollen in der Allgäu-Formation auf und auch am Nordabhang der Klammspitze im stratigraphischen Verband mit Raibl-Formation und Hauptdolomit. Ob es sich hierbei um eine Riesenscholle oder ein Boudin handelt kann nicht sicher geklärt werden. Charakterisiert wird der Dolomit der Arlberg-Formation durch dunklen Habitus und Fossilreichtum (Crinoiden, Gastropoden, Diploporen, Großkonioide) und stromatolitische Gefüge.

Raibl-Formation (metamorph)

Die Raibl-Formation tritt nur am Nordabhang der Klammspitze im stratigraphischen Verband mit Arlberg- und Hauptdolomit auf. Sie wird hier durch schwarze Arenite und Tonschiefer repräsentiert. Raibler Rauwacken und Dolomite sind nirgends im stratigraphischen Verband, könnten aber in Form der tektonisierten Rauwacken aufgearbeitet sein.

Hauptdolomit-Formation (metamorph)

Metamorpher Hauptdolomit tritt vor allem an den Westabhängen des Tarntales mit Mächtigkeiten bis zu 200m auf. Er stellt hier die liegendste Einheit des aufrechten, zusammenhängenden Sedimentstapels dar. Weiters gibt es Hauptdolomit-Boudins in höheren Niveaus, die von Kössener Schichten umflossen werden und vermutlich den Kern einer Isoklinalfalte repräsentieren. Häufig treten laminaire Fenstergefüge auf, die teilweise als Oben-Unten-Kriterium herangezogen werden können.

Kössen-Formation (metamorph)

Die metamorphe Kössen-Formation bildet häufig eine bunte Abfolge. Charakteristisch sind schwarze Tonhäute und mittelgelb, rostig anwitternde Dolomite. Häufig treten auch innerhalb der Kössen-Formation chaotische Karbonatbreccien und vereinzelt auch Muschelschillagen auf. Andernorts treten dunkle Kalkmarmore wechsellagernd mit geringermächtigen Metamergeln auf. Diese weisen sowohl im Liegenden zur Hauptdolomit-Formation als auch im Hangenden zur Allgäu-Formation einen kontinuierlichen Übergang auf.

Oberräth-Kalk und -Dolomit (metamorph)

Oberräth-Dolomit schwimmt in Form kaum deformierter Inseln in der Kössen-Formation und zeigt häufig Fossilien (*Thecosmilia*). Aufgrund von Dolomitisierung und fehlender Bankung blieben diese Einheiten undeformiert und wurden, da die umgebende Kössen-Formation stark duktil deformiert wurde, boudiniert.

Allgäu-Formation (metamorph)

Die Allgäu-Formation weist eine gewisse Heterogenität auf. Es handelt sich dabei um dunkelgraue bis hellgraue Bänderkalke bis Kalkschiefer. Häufig weisen sie eine Wechsellagerung aus Kalkareniten und massigen Kalkmarmoren auf. Häufig kommen aber auch breccienreiche Partien vor. Vermutlich verzahnen innerhalb dieser Formation mehr und weniger klastisch betonte Bereiche.

Jura-Breccien (metamorph)

Die Sedimentation der Jurabreccien beginnt während der Sedimentation der oberen Allgäu-Formation und setzt sich jedenfalls während der Sedimentation der Ruhpolding-Formation fort. Die Gliederung in Reckner- und Hippold-Decke baut hauptsächlich auf den deutlich unterschiedlichen Breccienmächtigkeiten auf. Die Ablagerungsräume der beiden Decken dürften aber nicht weit voneinander getrennt gewesen sein. Die Breccien entstanden durch tektonische Aktivität verbunden mit Extension und dem Zerbrechen des nördlichen Kontinentalrandes der Apulischen Platte.

Ruhpolding-Formation (metamorph)

Die Ruhpolding-Formation tritt als rot-grün-weiß gebändertes Gestein auf. Teilweise treten Faltenachsen mit ungewöhnlichen Richtungen auf, die wahrscheinlich als Rutschfalten gedeutet werden müssen. Es lassen sich schon mit der Lupe Radiolarien erkennen.

Ammergau-Formation (metamorph)

Die metamorphe Ammergau-Formation weist zur Ruhpolding-Formation einen sedimentären Übergang mit einer Wechsellagerung auf. Basal kommt es in der Ammergau-Formation immer wieder zur Einschaltung von grünen Kielesschieferlagen. Häufig treten deutlich ausgeprägte, sich kreuzende Schieferungen auf, da s_2 hier als Drucklösungsschieferung ausgebildet ist. Ins Hangende wird die Sedimentation wieder bituminöser und die Ammergau-Formation ähnelt der Allgäu-Formation.

Graue-Wand-Formation (metamorph)

Bei der metamorphen Graue-Wand-Formation handelt es sich um kalkige bis kalkfreie dunkle Tonschiefer und auch mergelige Phyllite, die der Palombini-Formation am Südrand der Apulischen Platte entsprechen und in die Kreide zu stellen sind.

Quarzschollenbreccie (metamorph)

Die Quarzschollenbreccie stellt eine Spezialität der Tarntaler Berge dar. Sie bildete sich wahrscheinlich zeitgleich mit den Kreideschichten, da sie stellenweise von schwarzen Tonschiefern umflossen wird. Ob es sich hierbei um Breccienlagen handelt, die während der Deformation boudiniert wurden, oder ob die Quarzschollenbreccie selbst in Form von Schollen in die Kreideschichten eingegliedert ist, kann nicht eindeutig bestimmt werden.

Serpentinit und Ophicalcit

Der Serpentinit wird zusammen mit dem Ophicalcit und einer geringen Radiolaritbedeckung zum Reckner-Komplex zusammengefasst. Er tritt am ehemaligen stratigraphischen Top der Reckner-Decke, also im Hangenden der Ammergau-Formation auf und wurde in die Isoklinalfaltung mit einbezogen. Dadurch lässt sich sein Auftreten im Hangenden und Liegenden der Reckner-Decke erklären.

Bei den Ophicalciten sind zwei Typen zu unterscheiden:

- 1) Ein sedimentär entstandener Typus, der entweder aus komponentengestützter Serpentinbreccie mit sedimentären Zwickelfüllungen oder bunten Karbonaten in denen zahlreiche kleine Serpentinikörner schwimmen, besteht.
- 2) Ein tektonisch entstandener Typus der aus stark zerlegtem Serpentinit mit Klüften aus Fasercalcit besteht.

Gehängebreccie

Lithologisch gleicht die Gehängebreccie der tektonisierten Rauhwacke, sie weist aber im Gegensatz zu dieser, sedimentäre Strukturen wie Schichtung, Schrägschichtung und Gradierung auf, die nicht durch tektonische Prozesse erklärt werden können.

Interessant sind auch Abschiebungen, die stellenweise in diesem Gestein auftreten und ein tertiäres Alter der Umlagerung wahrscheinlich machen.

Strukturelle Bearbeitung

Dominant ist im Allgemeinen rotationale Deformation mit großen Scherbeträgen bei niedrigen Temperaturen. Bulging-Rekristallisation an Quarzen im Dünnschliff weist auf eine Temperatur bei der Deformation im Bereich 300–350°C hin.

In einem D_1 -Ereignis wurde der große Isoklinalfaltenbau gebildet. Es sind zwar keine Scheitel der Isoklinalfalten aufgeschlossen, die Lagerungsverhältnisse und die Messung der Schieferungsflächen lassen aber ein Bild der Deformation entstehen. Häufig sind s_1 parallel den Schichtflächen, bzw. s_0 und s_1 durch dieselben Flächen repräsentiert. Die blauschieferfazielle Metamorphose (Riebeckitwachstum) fand während dieser Deformation statt. Geht man also von einem Metamorphosealter von 80 Ma aus, handelt es sich hierbei um das Eoalpine Ereignis, also die W-gerichtete Deckenstapelung. Die Streich- und Fallwerte von s_1 variieren stark, liegen aber gehäuft auf einem N–S-Gürtel. Häufig sind Streckungslineare zu finden die monoton W–E streichen. Entscheidend für D_1 ist, dass gerade bei diesen niedrigen Temperaturen (300–350°C), die einzelnen Lithologien sehr unterschiedlich auf die Deformation reagieren. Während jene Formationen mit deutlicher Schichtung und geringem Dolomitanteil eine deutliche Foliation ausbildeten, also stark gestreckt wurden, wurden die kompetenteren Formationen (wie Hauptdolomit, Rättdolomit und Jurabreccien) zerrissen und boudiniert.

Ein D_2 -Ereignis führte je nach Lithologie zur Ausbildung einer penetrativen Drucklösungsschieferung in den kalkigen Lithologien bzw. zu einer Achsenebenenschieferung in den kieseligen Lithologien. Stellenweise findet sich Chlorit, der in s_2 gewachsen ist. Bei der Drucklösungsschieferung handelt es sich um eine stilolithische Bildung, bei der es nicht zu Mineralneubildung, sondern lediglich zur Einregelung der weniger gut löslichen Minerale (Quarz und Glimmer) kommt. Die Schieferungsflächen bzw. Achsenebenen fallen häufig flach Richtung NW. Dies deckt sich gut mit den gemessenen und konstruierten Faltenachsen f_2 , die WSW–ESE streichen und flach einfallen.

Als Belege semiduktiler Deformation finden sich sehr verbreitet steile, N–S-streichende Scherbänder die teilweise von Störungen begrenzt sind. Diese liegen in regelmäßigem dm bis m Abstand und die östliche Scholle ist meist um geringe Beträge (cm) abgeschoben.

Störungen mit Kakirit im dm-Bereich treten vor allem im nördlichen Bereich, also in der Nähe des IQP auf und verlaufen meist WSW–ENE.

Interpretation

Es ist notwendig, dass der Serpentinit vor der Isoklinalfaltung an seine jetzige stratigraphisch gebundene Position überschoben wurde, da er die Isoklinalfaltung mitmachte und zweitens, überall, wo er auftritt, von Blauschiefern begleitet wird, also während der Metamorphose schon für die Stoffzufuhr zu den Blauschiefern zur Verfügung stand.

Auffällig ist, dass das D_2 -Ereignis auch in dem an das TM angrenzenden IQP eine ganz ähnliche Ausprägung aufweist wie im TM selbst. Also zumindest bei dieser späteren Deformation waren beide Einheiten in Kontakt. Natürlich weist der IQP auch eine ausgeprägte frühere Isoklinalfaltung auf, diese ist aber nicht zwingend mit der Isoklinalfaltung des TM zu korrelieren.

Conclusio

Die in den vorigen Kapiteln beschriebenen Beobachtungen bzw. Ereignisse in chronologischer Reihenfolge gebracht ergeben folgendes Bild:

- 1) Die im stratigraphischen Verband vorliegenden Metasedimente beginnen im Ladin. Früher sedimentierte Einheiten bzw. Basement liegt nicht mehr oder zumindest nicht mehr im stratigraphischen Verband vor.
- 2) In der Trias und im Unteren Jura kam es zu relativ ungestörter Sedimentation.
- 3) Im Oberen Jura kam es im Zuge von Rifting-Prozessen zur Eingleitung riesiger Schollen und bis in die Kreide zur Sedimentation mächtiger Breccienkörper. Die Sedimentation endet vor ca. 100 Ma mit der Sedimentation der Kreide Schiefer und der Quarzschollenbreccie.
- 4) In dem darauf folgenden Fenster von 20 Ma muss es dann zur Überschiebung des Serpentinittkomplexes gekommen sein, da dieser bei der blauschieferfaziellen Metamorphose vor 80 Ma schon in seiner heutigen stratigraphisch gebundenen Position gewesen sein muss.
- 5) Weiters kam es in diesem Zeitfenster zu einer schnellen Versenkung des Sedimentstapels in eine Tiefe von ca. 24 km. Im Zuge dieses Vorganges vollzog sich die Isoklinalfaltung. Nach kurzem Verweilen in der Tiefe und schnellem Aufstieg – ohne thermische Equilibrierung – kam es dann zur Einschuppung in den IQP.
- 6) Bei einem späteren Ereignis, möglicherweise bei der Überschiebung der Austroalpinen Decken über das Mittelpenninikum kam es zu einer offenen bis fast geschlossenen Faltung mit WSW–ENE-Faltenachsen und geringeren Scherbeträgen.

- 7) Die N–S-streichenden semiduktilen Scherbänder dürften mit der Brennerabschiebung im Zusammenhang stehen.

Bericht 2004 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 148 Brenner

MECHTHILD SUTTERLÜTTI
(Auswärtige Mitarbeiterin)

Im Rahmen der diesjährigen Kartierung wurden die quartären Ablagerungen und Phänomene in dem vom Stubaital nach Süden ziehenden Pinnistal und an der Südseite des Gschnitztales bearbeitet. Als Unterlage wurde die Manuskriptkarte Brenner (GBA 2003) verwendet.

Pinnistal

Dieses Seitental des Stubaitales zieht sich von Neder im Stubaital nach Süden, Richtung Habicht. Bearbeitet wurde der Bereich zwischen 1200 Hm und ca. 1600 Hm.

Die permomesozoischen Metasedimente des Stubaikristallins (Wettersteindolomit, Hauptdolomit) treten wandbildend auf und werden im nördlichen Talbereich von Helliglimmerschiefer des Ötztal-Stubaikristallins unterlagert.

Glaziale Sedimente

Grundmoräne

Nur anhand von Erratikastreu und Vernässungen wurde an der orogr. linken Talflanke Grundmoränenmaterial ausgedehnt. Bei den Erratika sind es überwiegend Gneise, die aus dem Zentralalpin herantransportiert wurden. Diese finden sich auch im Bachbett selbst und in den anderen eisnahen Sedimenten (vgl. fluviatile Terrassenschotter).

End- bzw. Seitenmoränen

Nördlich der Issenalm findet sich ein Wall, der mit Bergsturzmaterial überlagert ist. Auch an der linken Talflanke gibt es Verebnungen, die auf höher liegende Gletscherstände hinweisen. Allerdings sind die übersteilten Flanken in Bewegung und von Hangschutt und Bergsturzblockwerk überdeckt.

Eisrandterrasse

Der nördlich der Herzbergalm liegende Rücken wird in den liegenden Bereichen aus fluviatilen Schottern aufgebaut und im Hangenden von schlechter sortierten Wildbachschottern mit m³-großen Karbonatblöcken überlagert. Der Rücken kann also nur morphologisch als Wall (vgl. GBA-Manuskriptkarte Brenner) interpretiert werden und wurde daher einer Eisrandterrasse zugeordnet.

Auch die an der rechten Bachseite liegenden Aufschlüsse wurden dieser Terrasse zugeordnet, die nach dem Rückzug des Gletschers im Pinnistal geschüttet wurden.

Postglaziale Sedimente

Es handelt sich um ein Hängetal, dessen gletscherbedingte U-Form gut zu erkennen ist. Nach dem Rückzug des Gletschers kam es jedoch beidseitig zur Talverfüllung durch Bergstürze, mächtige Schuttfächer, sowie Wildbachablagerungen.

Schuttfächer

Die von den wandbildenden Karbonaten des Wettersteindolomits und des darüber liegenden Hauptdolomits angelieferten Schuttmassen bilden mächtige Schuttfächer, die das Tal stark einengen.

Schwemmfächer

Kleinere Schwemmfächer unterhalb der Schuttfächer wurden morphologisch abgegrenzt.

Massenbewegungen

Instabile Hangbereiche, bzw. großräumige Rutschungsbereich sind in den erosiv übersteilten Seitentälern großflächig anzutreffen. Es kommt zu Anrissen und Rutschungen. Über weite Bereiche lassen sich daher nur mehr umgelagerte Sedimente aufnehmen. In den steileren Geländeabschnitten kommt es zu Bodenkriechen und Sackungen.

Bergstürze (vgl. Gebiet Herzebenalm) sowie Bergsturzblockwerk überdecken weite Bereiche des Tales und entstehen auch immer wieder neu.

Gschnitztal

Es wurde die Südflanke des Gschnitztales vom Grazanawald (südöstlich der Galtschein-Siedlung) und Steinacherberg (Herrenwasserl) zwischen ca. 1140 Hm und ca. 1500 Hm quartärgeologisch bearbeitet.

Als Festgesteine finden sich Phyllite, Quarzphyllite, aber auch Kalkmarmor, Kalkphyllite und Glimmerkalkmarmor, die den permomesozoischen Metasedimenten des Stubaikristallins zugeordnet werden.

Glaziale Sedimente

Grundmoräne

Aufgeschlossen ist eine Grundmoräne nur bei 1230 Hm an der linken Seite des Glafernaunbaches. Sie ist gut verfestigt, hat gut bearbeitete Gerölle, die oft gekritz und bis zu 20 cm groß sind.

Überlagert wird sie von blockigem Hangschutt, was auch der Hauptgrund für keine weiteren Hinweise, außer vereinzelter Erratika, im gesamten Gebiet sein dürfte.

Endmoräne

Der Endmoränenwall des Gschnitzstandes bei der Annakapelle am Südwestende von Trins wurde aufgenommen. Es sind sehr schlecht sortierte, stark schluffige Sande, Kiese und bis zu m³- große Blöcke. Kalke waren kaum zu finden, in den kleineren Fraktionen sind die Gerölle meist gut gerundet.

Eisrandterrasse

Oberhalb der Gschnitzendmoräne finden sich höher gelegene Terrassenniveaus, die verschiedenen Abschmelzphasen zuzuordnen sind. Die Eisrandterrasseablagerungen werden von jüngeren Sedimenten, wie Schwemmfächern und umgelagerten Hangschutt überlagert.

Unterhalb der Endmoräne zieht sich die Sanderfläche beidseitig des Gschnitzbaches und besteht aus fluviatilen, sehr schlecht sortierten Sanden und Kiesen, die gut- bis sehr gut gerundet sind.

Beim Blamoos dürften die nördlich des Gschnitzbaches kartierten Tone (vgl. Manuskriptkarte Brenner, GBA 2003) eingelagert sein und zu Vernässungen, Sackungen und verstärkten Bodenkriechen führen.

Postglaziale Sedimente

Auch hier befindet sich die übersteilte Talflanke in Bewegung und führt zu großräumigen Instabilitäten.

Schuttfächer

Unterhalb der Festgesteinsaufschlüsse und auch im Bereich der eingetieften Gräben sind Schuttfächer zu finden. Allerdings sind sie meist bewaldet und daher von Hangschutt schlecht zu unterscheiden.