

Kartenwerk im UTM-System

Die Blattnamen und Blattnummern beziehen sich auf die Kartenblätter aus der Reihe „Österreichische Karte 1:50.000-UTM“ und werden ab 2016 mit den internationalen Blattnamen angegeben.

Blatt NL 32-03-23 Innsbruck

Bericht 2020 über geologische Aufnahmen im Gebiet Halleranger – Rossloch – Kühkar (Karwendel) auf Blatt NL 32-03-23 Innsbruck

THOMAS HORNUNG
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Vorwort

Die geologische Kartierung mit der Arbeitsbezeichnung „Halleranger – Rossloch – Kühkar“ auf dem UTM-Kartenblatt NL 32-03-23 Innsbruck (Viertelblätter NW und NE) erfolgte von Juli bis November 2020. Ursprünglich bestand das Untersuchungsgebiet aus zwei Teilarealen mit einer Gesamtfläche von etwa 16 km². Diese wurden der Übersichtlichkeit wegen zu einem einheitlichen Kartiergebiet mit einer Gesamtfläche von 28,4 km² zusammengefasst. Es umfasst im Großen und Ganzen die Täler des Lafatscher Bachs, des Rosslochs und des Großen und Kleinen Kühkars. Die Gebietsgrenzen entsprechen im Süden dem Verlauf der Gleirsch-Halltalkette vom Hinteröd Kopf (2.453 m) über die Praxmarerkarspitze (2.642 m), den Großen (2.696 m) und Kleinen Lafatscher (2.636 m) zum Lafatscher Joch (2.081 m) und weiter zur Speckkarspitze (2.621 m). Die östliche Grenze verläuft von der Speckkarspitze zum Sunntiger (2.321 m) nördlich über der Hallerangeralm, biegt hier nach Osten um und erreicht die östliche Begrenzung des Rosslochs von der Rosslochspitze (2.538 m) über Grubenkarspitze (2.663 m) und Dreizinkenspitze (2.603 m). Die nördliche Grenze folgt dem Kammverlauf der Vomper Kette von der Dreizinkenspitze über Lalidererspitze (2.588 m), Nördliche Sonnenspitze (2.650 m) bis zur Moserkarspitze (2.533 m). Die Westgrenze biegt an der Moserkarspitze nach Süden um, erreicht die Kastenalm im innersten Hinterautal und weiter im Süden den Lafatscher Hochleger. Von dort biegt sie nach Westen um und folgt der Gemeindegrenze zwischen Scharnitz und Absam bis zur Hinterödalm und erreicht letztendlich das Hinterödjöchl unter dem Hinteröd Kopf. Die höchste Erhebung des Gebietes ist der Große Lafatscher (2.696 m), eine der markantesten und höchsten Erhebungen ist die Südliche Sonnenspitze (2.668 m). Den tiefsten Punkt des Gebietes definiert der nach Westen fließende Lafatscher Bach bzw. die Isar an der Kastenalm bei 1.219 m. Morphologische Hauptmerkmale sind die streng E–W verlaufenden schroffen Felskämme (Vomperkette, Gleirsch-Halltalkette und Repskamm) mit vielen ausgeprägten Karen und bis 1.000 m hohen, über Kilometer sich hinziehenden Nordwänden sowie die tief eingeschnittenen E–W verlaufenden Täler (Rossloch).

Zum Zeitpunkt der Aufnahme standen folgende Karten- und Literaturwerke der Geologischen Bundesanstalt zur Verfügung:

- GEOFAST-Karte von Österreich 1:50.000, Blatt 118 Innsbruck (MOSEK, 2008).
- Bericht Hinterautal und Gleirschtal (SCHUH, 2015).
- Bericht Quartärgeologie Rossloch, Lafatscher Tal und Moserkarbach (BÜSEL, 2014).
- Bericht Birkkarklamm, Reps und Hinterer Schwarzenwald (GRUBER, 2016, 2017).
- Geologische und strukturgeologische Aufnahmen im Karwendelgebirge (KILIAN, 2013).
- Karstgeologische Karte des Rosslochs (KENDLER, 2012).

Naturräumlicher und geologischer Überblick

Das etwa 28 km² große Kartiergebiet umfasst einen Teilbereich des Lafatscher Tales, das Rossloch sowie das Große und Kleine Kühkar im Bereich des zentralen Karwendelgebirges.

Die Entwässerung des Gebietes erfolgt ausschließlich über die Isar bzw. im Oberlauf über den Lafatscher Bach, dessen Quellgebiet unweit der Hallerangeralm nahe dem Überschalljoch (unter der Speckkarspitze) auf ca. 1.770 m liegt. Der größte Zufluss des Gebietes ist der Moserkarbach aus dem gleichnamigen Kar zwischen Moserkarspitze und Nördlicher Sonnenspitze.

Das Klima des Areal wird entscheidend durch die Topografie der E–W streichenden Karwendel-Hauptketten bestimmt (im Untersuchungsgebiet Vomper- bzw. Gleirschkette) und kann als hochalpin feucht-gemäßigt charakterisiert werden. Die aus Nordwesten und Westen heranströmenden, feuchten atlantischen Luftmassen stauen sich häufig an den Karwendelketten bzw. dringen in deren Täler ein und führen hier zu oftmals kräftigen Stauniederschlägen. So fällt auch im Winter für die Höhenlage entsprechend viel Schnee. SW-Wetterlagen sind hingegen wenig wetterwirksam, allerdings durch starke Föhnstürme gekennzeichnet.

Der Untersuchungsraum ist großtektonisch betrachtet Teil des Tirolisch-Norischen Deckensystems (Tirolikum früherer Autoren) der Nördlichen Kalkalpen, das hier durch die Inntal-Decke (neuerdings Inntal-Lechtal-Decke sensu MANDL et al., 2017 bzw. Karwendel-Decke sensu KILIAN & ORTNER, 2019) vertreten ist. Die liegende bajuvarische Lechtal-Decke früherer Autoren (nunmehr Allgäu-Decke nach MANDL et al., 2017 bzw. Tannheim-Decke nach KILIAN & ORTNER, 2019) kommt wenig außerhalb des Untersu-

chungsgebietes am Fuße der Nordwände der Vomperkette zum Vorschein (weitere Information in KILIAN, 2013 sowie KILIAN & ORTNER, 2019). Während Rossloch und Kühkar innerhalb des Untersuchungsraumes ausschließlich aus mittel- bis früh obertriasischen Wetterstein-Lagunen- und Riffkalken aufgebaut werden und keine älteren oder jüngeren Gesteine dort vorkommen, erlaubt der Teilbereich Kastenalm bis zum Halleranger mit Teilen der Gleirsch-kette Einblicke in die jüngeren Schichtglieder der Nordalpinen Raibler Schichten und des Hauptdolomits, die im Kern der nordvergente, W–E streichenden, im Südschenkel steilstehenden bis überkippten großen Faltenstruktur der Überschall-Synklinale anstehen. Nähere Ausführungen dazu werden eingehend in Kapitel **Tektonik** erläutert.

Schichtenfolge

Trias

Wettersteinkalk

Illyrium (Oberes Anisium) bis Julium (Unteres Karnium)

Der Wettersteinkalk ist nicht nur die älteste, sondern auch die bei weitem dominanteste Lithologie des Untersuchungsgebietes. Sie baut fast ausschließlich die Vomperkette bzw. die Gleirschkette von der Wandbasis bis zum Kammverlauf auf und ist der einzige Gipfelbildner. Sowohl im Kühkar, im Rossloch als auch im Bereich der Gleirschkette wurde lagunärer, in der Regel gut bis sehr gut gebankter Wettersteinkalk und massiger bis allenfalls schlecht bzw. undeutlich gebankter Wettersteinkalk in Riffhangfazies auskartiert.

Wettersteinkalk, Lagunenfazies oder „Rückrifffazies“

Aus Wettersteinkalk in gut gebankter lagunärer Fazies sind die wesentlichen Gipfel- und Wandbildner in der Gleirschkette von der Bachofenspitze bis zum Hinterödkopf aufgebaut. Auch der Gratverlauf vom 2.154 m hohen Reps zum 2.321 m hohen Sunntiger wird – genauso wie der SW-Kamm der Südlichen Sonnenspitze der Vomperkette sowie der Gratverlauf zwischen Grubenkar Spitze und Rosslochspitze in der östlichen Rossloch-Umrahmung – aus gut gebankten, in der Regel m-mächtigen hellen Wettersteinkalken aufgebaut. Auf den stark verkarsteten Hochgebieten des Rosslochs zwischen der Talfurche auf ca. 1.600 m bis maximal 2.300 m ist die Bankung oft undeutlich ausgebildet und kann nur aus der „Totalen“, beispielsweise vom gegenüberliegenden Bergkamm, gut nachvollzogen werden.

Die durchschnittliche Mächtigkeit des Wettersteinkalks im Untersuchungsgebiet kann mit mindestens 800 m angegeben werden. Weitaus größere Mächtigkeiten wie beispielsweise am Gratverlauf zwischen Rossloch- und Dreizinkenspitze werden durch weitspannige, W–E streichende und nordvergente Faltenstrukturen sowie Auf- und Überschiebungen vorgetäuscht.

Beim Typgestein des Wettersteinkalks in lagunärer Fazies („Rückrifffazies“) handelt es sich um eine zyklische Abfolge von hellen, feinkörnigen bis dichten Mudstones mit kantigem bis muscheligen Bruch, deren Gesteinsfarbe im frischen Anschlag beige-graue bis hellcremebraune Schattierungen zeigt, teilweise aber auch hell- bis weißlichgrau,

seltener rosa- und fleischfarben sein kann. Die durchschnittlichen Bankmächtigkeiten liegen zwischen 100 und 600 cm. Dünnbankigere Bereiche sind deutlich seltener. Folgende Lithotypen sind häufig und können an vielen Stellen im Untersuchungsgebiet beobachtet werden: a) weitgehend strukturlose lutitische (= „mikritische“) Kalke, b) helle, beinahe strahlend weiß anwitternde, feinst laminierte stromatolithische Bindstones, c) Brekzienlagen mit arenitischen bis ruditischen Resedimenten sowie zerfallenen Bioklasten (i.d.R. Kalkalgen, Algenkrusten und Stromatolithen) und d) Dolomikrite bis Dolosparite, die bankweise, aber auch mit irregulär geformten, sekundären Dolomitisationshöfen entlang von Drucklösungsbahnen (Stylolithen) auftreten können. Gelegentlich können e) auch so genannte „Messerstichkalke“ gesehen werden, die ihren Namen von scharf geschnittenen, Messerstichen ähnlichen Hohlformen bekommen haben. Ihre Entstehung wird ursprünglich authigen gewachsenen Gipskristallen zugeschrieben, die sekundär durch Sickerwasser bzw. infolge der Gesteinsdiagenese aufgelöst wurden. f) Bereichsweise gelblichweiße bis hellgraue, oftmals schichtungslose, manchmal rauwackoide Karbonatgesteine zeigen mm- bis dm-große Intraklasten: diese sind sowohl aufgearbeitete Komponenten des bereits verfestigten Riffes (*Tubiphytes*, Kalkschwämme, Rotalgen, Korallen, teilweise Crinoiden). Die Hohlräume von ausgesprochenen Algenlaminiten/mikrobiellen Laminiten (Stromataktis, „birds eyes“) können bankweise sekundär umkristallisiert („sparitisiert“) sein und erhaben hervortreten. Fossilien sind in der Regel eher selten und machen kaum 10 % des Gesteinsvolumens aus – hin und wieder sind zerfallene Muscheln, kleine Gastropoden sowie disartikulierte Kalkalgenreste zu erkennen.

Soweit im Gelände ersichtlich, fällt eine schrittweise Zunahme der Bankmächtigkeiten vom Liegenden zum Hangenden auf, die lokal in massige Bereiche übergehen. Dieses Phänomen ist in vielen Bereichen der Wettersteinkalke zu erkennen und wird als deutliches Anzeichen eines langsam gegen die Beckenbereiche progradierenden Wetterstein-Riffes gewertet.

Wichtigste Kriterien im Gelände sind eine hellgraue, beinahe weißliche Gesteinsfarbe, ein hoher Karbonatgehalt (starke Reaktion mit verdünnter Salzsäure), zum Teil große Bankmächtigkeiten bis zur lokalen Massigkeit, große Gesteins Härte und ein „verbrannter“ Geruch im Anschlag mit dem Hammer. In den Bänken können loferitische Sediment-Merkmale auftreten (Beschreibung siehe Kapitel Hauptdolomit).

Die Liegendgrenze des Wettersteinkalks zu den Reiflinger Kalken ist im Kartiergebiet an keiner Stelle direkt erschlossen. GRUBER (2017) beschreibt aus dem westlich angrenzenden benachbarten Kartiergebiet (Moserkar, Birkkar) typisch dünnbankige Reiflinger Kalke mit teilweise welligen, unregelmäßigen Schichtflächen und Pietra Verde-Tuffen. Die Hangendgrenze zu den überlagernden siliziklastischen Sequenzen der Nordalpinen Raibler Schichten ist mit der markanten Vererzungszone (Bleiglanz, Zinkblende, Goethit) gleichfalls nirgends zugänglich erschlossen, kann aber an den Abraumhalden beim „Silbernen Hansl“ in zahlreichen Lesefunden studiert werden (eine detaillierte Studie zum obersten Wettersteinkalk und zur Vererzung der stillgelegten Pb-Zn-Erzlagerstätte Lafatsch verfasste SCHULZ (1981).

Die untere Grenze des Wettersteinkalkes wird in PILLER et al. (2004) mit der Basis des Illyriums (Oberes Anisium), die Obergrenze in älterer Literatur oft mit der Grenze Ladinium/Karnium angegeben. Neuere multistratigrafische Untersuchungen und Faziesraum-übergreifende Korrelationen sprechen jedoch eher dafür, dass die Wettersteinkalk-Entwicklung bis in das Untere Karnium hineinreicht und erst im Unteren Julium (= Cordevolium) endet (HORNUNG, 2007; vgl. OTT, 1972).

Wettersteinkalk, Riffhangfazies

Illyrium (Oberes Anisium) bis Julium (Unteres Karnium)

Die Umrahmungen des Großen und Kleinen Kühkars (Moserkarspitze über Kühkarlspitze (2.464 m) bis Nördliche Sonnenspitze), des Bockkars (Bockkarspitze (2.589 m), Lalidererspitze bis Dreizinkenspitze), aber auch die Kammbereiche der Gleirschkette zwischen Kleinem und Großem Lafatscher bis zur Bachofenspitze werden aus undeutlich dickbankigen Wettersteinkalken aufgebaut, die sich durch einen relativ hohen Fossilgehalt auszeichnen. Da jedoch an der Gleirschkette aus der Totalen ein generelles Südfallen der Schichtfolge beobachtet werden kann, wurde dieser Litho-/Biofaziestyp dennoch zur lagunären Wettersteinkalk-Fazies gerechnet.

Die Abschätzung der Mächtigkeit gestaltet sich schwierig, da die Liegendgrenze der Riffsedimente nirgends erschlossen ist. Die Betrachtung der Laliderer Nordwände erlaubt eine grobe Abschätzung der Mächtigkeit der Riffhangfazies von maximal 500 m.

Am SE-Grat zum Kleinen Lafatscher auf etwa 2.510 m, vor allem aber auf den verkarsteten Hochgebieten des Rosslochs (ca. 2.200 bis 2.500 m) unterhalb der Dreizinkenspitze bis zur Lalidererspitze bzw. bis zum Karl-Schuster-Biwak unter der Lalidererspitze treten unterschiedliche Faziestypen auf: a) ein Dasycladaceen-Packstone, b) ein onkoidischer Wackestone, c) stromatolithische Bindstones d) fossilreiche Kalke mit turritelliden, hochmündigen Gastropoden sowie einer mitteltriassischen Ammonitenfauna sowie e) so genannte Groß-Oolith-Strukturen. Unter Letzteren werden mit Kalzit-Tapeten aus isopachen Zementen ausgefüllte Hohlräume in fossilen Schutt- und Blockhalden verstanden.

KENDLER (2012) beschreibt eine für den Wettersteinkalk erstaunlich gut erhaltene Ammonitenfauna. Die Gattungen *Eoprotrachyceras*, *Epigymnites*, *Proarcestes*, *Parasturia* sowie *Sageceras* lassen auf einen Zeitbereich zwischen Oberem Anisium und Ladinium schließen. Die Fossilien-Fundstelle konnte im Zuge der Geländearbeiten aufgrund der etwas dürrtigen Fundortangaben leider nicht wiedergefunden werden.

Der Übergang von der massigen riffogenen Wettersteinkalk-Fazies zur Lagunenfazies ist in der NW-Wand der Südlichen Sonnenspitze beim Aufstieg durch das Große Kühkar gut zu sehen. Auch die kleine Ostwand jenes Grates (Punkt 2.319 m), der das Sonnen- vom Bockkar trennt, offenbart kleinere Riffkörper, die lateral mit gebankten, lagunären Sequenzen in deutlich sichtbaren Isoklinen verzahnen.

Nordalpine Raibler Schichten: Tonmergel, Schluffsteine und Sandsteine, Kalke und Dolomitkalke

Julium (Unteres Karnium)

Stratigrafisch unmittelbar über dem Wettersteinkalk anstehend, konturieren die lithologisch variablen Gesteine der terrigen-siliziklastisch geprägten Nordalpinen Raibler Schichten innerhalb des Untersuchungsraumes vor allem in der W-E verlaufenden Überschall-Synklinale des Lafatscher Tales und am Halleranger. Die Schichtenfolge ist am besten am saiger stehenden bis überkippten Südschenkel der Überschall-Synklinale unter den Nordwänden der Gleirschkette an den Gschnierköpfen nahezu vollständig erschlossen. Gute Aufschlussbedingungen bestehen jedoch auch am steil nach Süden einfallenden Nordschenkel zwischen Reps und Sunntiger über dem Halleranger.

Von KRAINER (1985) wird die Mächtigkeit im steilstehenden Südschenkel der Überschall-Synklinale mit knapp 260 m Mächtigkeit angegeben, bleibt jedoch nicht immer konstant. So werden an den Schnittwänden unter der Speckkarspitze Werte um 230 m angegeben und weiter östlich zum Poppen (bereits ostwärts außerhalb des Kartiergebietes gelegen) lediglich 200 m (KRAINER, 1985) – die Mächtigkeit der Nordalpinen Raibler Schichten scheint also ostwärts etwas abzunehmen. Allerdings ist zu bedenken, dass durch tektonische Überprägungen die Mächtigkeiten variieren können. Im Zuge der Geländearbeiten wurde der dolomitische Grenzbereich zwischen oberem Abschnitt der Nordalpinen Raibler Schichten und Hauptdolomit – eine dünnbankige Abfolge von braun-cremefarbenen Dolomitkalke – ebenfalls den Raibler Schichten zugeschlagen, so dass die Gesamtmächtigkeit mit etwa 400 m angegeben werden kann.

Die Nordalpinen Raibler Schichten sind in eine Vielzahl von lithologischen Intern-Einheiten untergliederbar. Die vor allem durch die Arbeiten von JERZ (1966) und SCHULER (1968) bekannt gewordene ternäre Gliederung zwischen Schiefer-ton- und Kalkstein-Horizonten ist im Untersuchungsraum aufgrund der Aufschlussbedingungen sehr gut nachzuvollziehen, kann sogar an den Gschnierköpfen um einen weiteren Schiefer-ton-Kalk-Zyklus im Hangenden der Sequenz erweitert werden. Das oftmals verzeichnete tektonische „Ausquetschen“ der lithologisch weichen und deswegen wenig widerstandsfähigen Schiefer-ton-Horizonte konnte aus dem diesjährigen Untersuchungsbereich nicht beobachtet werden.

Die Raibler Schichten liegen als eine Art „Leichtentuch“ sowohl auf den topografisch erhöhten Wettersteinkalk-Karbonatplattformen, als auch in den tieferen Beckenarealen auf Partnach Schichten. Letzteres ist nur weiter westlich im Wettersteingebirge verwirklicht; in der Überschall-Synklinale werden ausschließlich Lagunensedimente überdeckt.

Die sedimentäre Basis der siliziklastischen Schichtenfolge direkt auf vererztem und teilweise mikroverkarstem Wettersteinkalk ist im Kartiergebiet nirgends unmittelbar aufgeschlossen, da diese sowohl an der Gleirschkette als auch unterhalb des Reps am „Silbernen Hansl“ von Hang- und Blockschutt der Hochkare überdeckt wird. Auf der Blockhalde des „Silbernen Hansl“ finden sich jedoch zahlreiche Handstücke mit einer braungrauen bis dreckig-braunen Vererzungskruste.

Im Folgenden soll die heterogene Schichtenfolge der Nordalpinen Raibler Schichten der Überschall-Synklinale in Anlehnung an die Gliederung von JERZ (1966) und KRAINER (1985) im Detail beschrieben werden.

1. Zyklus – „Untere Schiefertongfolge“: Über der oben angesprochenen Vererzungszone folgt zunächst eine etwa 35 m mächtige Abfolge von dunkelgrauen, Hellglimmer führenden Schiefertonen mit zwischengeschalteten, teilweise Pyrit- und Pflanzenhäcksel führenden Fein- und Mittelsandsteinbänken. Die Sandsteinbänke sind nicht horizontbeständig und keilen lateral schnell aus. Im oberen, ca. 15 m mächtigen Drittel der ersten Schiefertong-Serie sind zwei mächtige Sphaerocodienbänke (nach den Algen-Onkoiden „*Sphaerocodium bornemannii*“ ROTHPLETZ benannt) eingeschaltet, die besonders gut am Osthang des Mittleren Gschnierkopfes erschlossen sind. Aufgrund ihres besonderen lithologischen Habitus können Sie jedoch leicht als allochthone Lesesteine beispielsweise auch in Bächen und Gräben wiedergefunden werden.

1. Zyklus – „Untere Kalk-Dolomit-Folge“: Die erste Raibler Kalkfolge beginnt mit einer etwa 15 m mächtigen Abfolge von porösen, zellig-lückigen Rauwacken und rauwackoiden Kalken. Die darüber anstehenden Kalke zeigen im Gegensatz zum wesentlich helleren Wettersteinkalk dunkelgraue bis dunkelbraungraue, lokal bankintern fein bis feinst laminierte Mikrite, die beim Anschlagen mehr oder weniger stark nach Bitumen riechen. Massigere Partien wechseln mit cm- bis dm-gebankten Abschnitten ab – beide regellos von mm- bis selten cm-breiten Sparitadern durchzogen. Während am Großen Gschnierkopf eine deutliche, ca. 15 m mächtige Dolomitkalk-Sequenz eingeschaltet ist, die auch geomorphologisch in Form einer deutlich sichtbaren Bankfuge in Erscheinung tritt, ist diese Entwicklung am Mittleren und Kleinen Gschnierkopf sowie im Nordschenkel der Überschall-Synklinale unter dem Sunntiger nicht zu beobachten. Die erste Kalk-Sequenz wird insgesamt am Großen Gschnierkopf etwa 50 m mächtig.

2. Zyklus – „Mittlere Schiefertongfolge“: Grundsätzlich mit ähnlicher Lithologie wie der erste Schiefertong-Zyklus, unterscheidet sich der zweite Schiefertong-Horizont im weitgehenden Fehlen von zwischengeschalteten Fein- und Mittelsandstein-Horizonten. Diese setzen erst mit geringmächtigen Lagen im obersten Viertel der insgesamt etwa 7 m mächtigen Abfolge ein. Dieser Zyklus ist erschwert an der West- und Ostseite des Großen Gschnierkopfes in sehr steilen Grasflanken zugänglich.

2. Zyklus – „Mittlere Kalk-Dolomit-Folge“: Dieser Abschnitt der Nordalpinen Raibler Schichten zeigt an den Gschnierköpfen ziemlich konsistent in der Mitte der Sequenz einen nur metermächtigen Dolomitkalk-Horizont, der abermals geomorphologisch in Form einer auswitternden, nischenartigen Bankfuge in Erscheinung tritt. Die hier erschlossenen Dolomitkalke sind vom lithologischen Habitus dem die Nordalpinen Raibler Schichten überlagernden Hauptdolomit ähnlich. Die im Liegenden und Hangenden davon anstehenden Kalke können als braungraue bis dunkelgraue, gleichfalls leicht bituminöse Mikrite mit zahlreichen sparitverheilten Klüften und kleineren tektonisch induzierten Fiederspalten charakterisiert werden. Hin und wieder treten fossilreichere Bänke mit Filamenten und einer Mollusken-Kleinf fauna auf.

3. Zyklus – „Obere Schiefertongfolge“: Der Bereich der dritten Schiefertongfolge ist im Halleranger-Gebiet sehr fossilreich ausgebildet. HORNING (2007) beschreibt vom südexponierten Hang der Gamskarspitze eine diverse Makrofossilfauna mit Nautiliden (*Germanonutilus breunneri*), Muscheln (*Lopha montescaprilis*) sowie Gastropoden.

3. Zyklus – „Obere Kalk-Dolomit-Folge“: Dieser Abschnitt der Nordalpinen Raibler Schichten zeigt an den Gschnierköpfen eine relativ mächtige, heterogene Abfolge von Kalken und Dolomitkalken, die in metermächtiger Abfolge miteinander wechseln können – im Liegenden dominieren eher reine Karbonatbänke, im Hangenden wird die Abfolge zunehmend dolomitisch. Da im Zuge der Geländeaufnahmen der 4. Schiefertong-Horizont von KRAINER (1985) nicht gefunden werden konnte, erreicht der 3. Kalkzyklus in der Geologischen Karte eine Mächtigkeit von etwa 130 m. Die Kalkgesteine haben einen dünn- bis mittelbankigen Habitus, sind leicht bituminös, wobei sich der faulige Geruch nach dem Hammeranschlag jedoch schnell verflüchtigt. Die graubraun bis cremefarbenen Dolomitkalke sind mittelbankig, wobei die Bankmächtigkeiten gegen das stratigrafisch Hangende schnell abnehmen.

4. Zyklus – „Oberste Schiefertongfolge“: Im tief eingeschnittenen Graben zwischen Großem und Mittlerem Gschnierkopf konnte im Zuge der Geländearbeiten ein geringmächtiger vierter Schiefertong-Horizont gefunden werden, der in einer Abfolge feinkbankiger Dolomitkalk-Sequenzen platziert ist und mehr eine Abfolge von geringmächtigen weichen Tonmergeln und dunkelgrauen dolomitischen Kalkmergeln darstellt. Da deren stratigrafische Position definitiv nicht der Position des in KRAINER (1985) angegebenen 4. Schiefertong-Horizontes entspricht, könnte somit ein fünfter Ton-Kalk-Zyklus durchaus in Betracht gezogen werden. Der hier beschriebene Schiefertong-Horizont fand sich auch am Grat zum Mittleren Gschnierkopf sowie am Kamm zum Großen Gschnierkopf, nicht jedoch am Kleinen Gschnierkopf. An Letzterem könnte der nur knapp 7 m mächtige Horizont jedoch auch tektonisch reduziert bzw. nicht erschlossen sein.

4. Zyklus – „Oberste Kalk-Dolomit-Folge“: Das stratigrafisch Hangende und die stratigrafische wie lithologische Überleitung zum Hauptdolomit bilden cremefarbene, relativ weiche Dolomitkalke, die im auffallenden Kontrast zum wesentlich dickbankigeren und festeren Hauptdolomit stehen. Das Gesamtprofil dieser bis etwa 80 m mächtigen Dolomitkalk-Abfolge erschließt der schluchtartig eingeschnittene Gschniergraben zwischen Großem und Mittlerem Gschnierkopf.

Das beschriebene zyklische System der Nordalpinen Raibler Schichten lässt sich in den Nördlichen Kalkalpen über mehrere hundert Kilometer in E-W-Richtung verfolgen und korrelieren. Nach RÜFFER & BECHSTÄDT (1998) kamen die tonig-mergelig-sandigen Intervalle im neritischen Schelfbereich (Wassertiefe ca. 50–200 m) zur Ablagerung, die kalkigen Partien eher in einem tidal- evaporitischen Milieu nahe den Küstenregionen. Die vertikale Aufeinanderfolge impliziert zyklische Meeresspiegelschwankungen: mergelig-sandige Abschnitte wurden während Transgressionen, Kalksteine während Regressionen abgelagert (BRANDNER & POLESCHINSKI, 1986; RÜFFER & BECHSTÄDT, 1998). Der erste Schiefertong-Horizont kann demnach als initiale, terrigene Schüttung direkt nach dem überregional bedeutsa-

men Riffsterben der „Reingrabener Wende“ (SCHLAGER & SCHÖLLNBERGER, 1974) interpretiert werden.

Das Alter der Abfolge ist aufgrund sehr seltener biostratigrafischer Marker innerhalb der bajuvarischen und tirolischen Decken nicht eindeutig anzugeben. Entgegen früherer Annahmen, welche die Nordalpinen Raibler Schichten mit dem Karnium gleichsetzten, konnte HORNING (2007) in einem multistratigrafischen Ansatz und einem sequenzstratigrafischen Modell für neritische tethyale Schichtfolgen den Zeitbereich vom Oberen Julium (Mittleres Karnium) bis knapp unter die Karnium/Norium-Grenze nachweisen.

Hauptdolomit

Tuvalium (Oberes Karnium) bis Alaunium (Mittleres Norium)

Der Hauptdolomit ist das im Kartiergebiet jüngste triassische Schichtglied und kennzeichnet den tektonisch stark deformierten und verfalteten Kern der Überschall-Synklinale. Da die Faltenachse nach Westen einfällt, bilden den Synklinalkern am Halleranger Nordalpine Raibler Kalke und Dolomitkalke – der Hauptdolomit beißt in einem nur wenige hundert Meter breiten Band westlich der Kohleralm aus. Sein Vorkommen lässt sich nach Westen bis an die westliche Grenze des Untersuchungsraumes am Knottach unterhalb des Hinterödjöchls verfolgen. Als Gipfelbildner spielt der Hauptdolomit keine nennenswerte Rolle – lediglich der 2.019 m hohe Gschragg unterhalb der Kaskarspitze (2.580 m) bildet eine kleinere Erhebung, die zur Gänze aus Hauptdolomit aufgebaut wird.

Sowohl Monotonie der Schichtenfolge, das Fehlen von charakteristischen Leitbänken, aber auch die innige Verfaltung mit zahlreichen Sekundär- und Parasitärfaalten machen Abschätzungen über die erhaltene Maximalmächtigkeit des Hauptdolomits schwierig – im Kern der Überschall-Synklinale dürften die größten Werte bei etwa 150 bis 200 m liegen.

Der **Hauptdolomit** liegt im Kartiergebiet typischerweise als hellgrauer bis milchig-bräunlicher, teilweise auch weißlicher feinkörniger Dolomikrit bis Dolo-Pseudomikrit vor. Er tritt großflächig im Großen Gschniergraben zwischen Mittlerem und Hohem Gschnierkopf und fast durchgängig in gut gebankter Form ebenflächig bzw. sehr stark und zum Teil isoklinal bis parasitär verfalltet auf. Nur lokal und eng begrenzt können auch undeutlich geschichtete bis massig und stark sandig anwitternde Partien auftreten, die allerdings eher stark tektonisiert als primär so abgelagert wurden.

Die Schichtflächen sind meist eben bis leicht wellig. Aufgrund oftmals engständiger Klüftung zerfällt die Abfolge in typisch cm-große, rhombisch-stengelige Fragmente. Makroskopisch sind die Dolomite äußerst fossilarm – im Zuge der Kartierarbeiten konnten keine Makrofossilien gefunden werden.

Aufgrund lithologischer Gleichförmigkeit und der starken Verfaltung lässt sich der Hauptdolomit im Untersuchungsraum nicht weiter untergliedern. Lithologische Marker wie bituminöse, dunkle Dolomite mit einem generell hohen organischen Anteil – üblicherweise typisch im Unteren Hauptdolomit – wurden im Untersuchungsgebiet nicht gefunden. Typische Fazies-Merkmale des Mittleren und Oberen Hauptdolomits wie Loferite sensu ENOS & SAMANKASOU (1998) treten ebenfalls nur punktuell auf und sind in

dieser stratigrafischen Position (nur der basale Schichtabschnitt des Hauptdolomits ist erhalten) eher nicht zu erwarten. Einzelne Dolomitbänke zeigen Loferit-Mikrogefüge wie

- langgezogene, kalziterfüllte Hohlräume (Stromataktis),
- granularen feinen Karbonatlutit [(Pel)Mikrit],
- aufgearbeitete kleine Plättchen aus vorverfestigtem Karbonatschlamm (Mud-Chips),
- wahrscheinlich in Strandnähe gebildete kleine kugelige Konkretionen (Pisoide),
- spindelförmige Porenräume, die nachträglich mit grobem Kalzit auskristallisiert wurden (spartisch gefüllte „birdseyes“), sowie
- relikthaft erhaltene „Geister-Strukturen“ von Algenmaten und Micromounds („Mikro-Riffe“; für weitere diesbezügliche Informationen siehe FLÜGEL, 2004).

Der Hauptdolomit kennzeichnet einen Ablagerungsraum im flachen Intertidal, ähnlich einem rezenten Wattenmeer. Geprägt wurde die Schichtenfolge vor allem durch periodische Meeresspiegel-Schwankungen, die durch das gesamte Norium hindurch auftraten. So vertreten massige Bereiche eher das Subtidal, die zuvor erwähnten Loferite mit Stromataktis, (Pel)Mikriten, Mud-Chips, Pisoiden und spartisch gefüllten „birdseyes“ hingegen das Supratidal der Spritzwasserzone.

Da biostratigrafische Methoden mit Conodonten und Ammoniten im fossilarmen Hauptdolomit versagen, bleibt nur eine sequenz- und lithostratigrafische Korrelation mit datierbaren Bereichen, sowohl im Liegenden als auch im Hangenden. Die Obergrenze der Nordalpinen Raibler Schichten – und damit gleichzeitig die Basis des Hauptdolomits – konnte sequenzstratigrafisch mit dem obersten Karnium datiert werden (HORNING, 2007). Der Top des Hauptdolomits liegt nach PILLER et al. (2004) am Übergang Alaunium/Sevatium und wird durch biostratigrafische Daten aus den Hauptdolomit-Intraplattform-Sedimenten der Seefeldler Schichten Tirols gestützt (DONOFRIO et al., 2003).

Quartär

Pleistozän

Einige der im Untersuchungsgebiet kartierten quartären Ablagerungen lassen sich gesichert dem Pleistozän zuordnen: Vermutlich (?spät)rißzeitliche Alter haben a) ein isoliertes und brekziiertes Eisrandsediment-Vorkommen unter der Südlichen Sonnenspitze im vorderen Rossloch sowie b) zementierte Talusbrekzien im unteren Bereich des Kühkars am Nordwest-Hang der Südlichen Sonnenspitze. Des Weiteren gibt es zahlreiche Lokalmoränenvorkommen im Rossloch, im Kleinen und Großen Kühkar sowie im Lafatscher Tal und am Halleranger.

Eisrandsediment, ?risszeitlich

Riss-(?Spät)Glazial

Im unteren Bereich des Rosslochs liegt in Höhen zwischen 1.500 und 1.700 m ü. A. und knapp 100 m über dem Talboden – ziemlich genau in der südlichen Falllinie unter der Südlichen Sonnenspitze – ein isolierter Gehängebrekzien-Rest, den bereits AMPFERER (1907) ohne Alterseinschätzung kurz erwähnt und KENDLER (2012) etwas eingehender beschreibt. Darüber hinaus fanden sich – trotz des mar-

kanten Aufschlusses – erstaunlicherweise keine weiteren Beschreibungen in entsprechender Fachliteratur. Bei der „Gelben Gufel“ („Gufel“ von „Hohlraum“ oder „Aushöhlung“; Bezeichnung auf der AV-Karte 5/2 Karwendelgebirge, Mittleres Blatt) handelt es sich um eine mittelgrobe bis grobe Brekzie aus Wettersteinkalk-Komponenten und einer gelb- bis orange-ockerfarbenen sandigen Matrix, die diskordant dem hier mit etwa 40° nach Süden einfallenden lagunären Wettersteinkalk aufliegt. Während der basale Bereich des etwa 80 m mächtigen Vorkommens massig und ungeschichtet wirkt, ist im oberen Bereich eine ebenfalls hangparallele, südwärts gerichtete Schichtung ersichtlich, die allerdings mit 20° bis 25° deutlich flacher einfällt als der zugrunde liegende Wettersteinkalk. Die Schichtung wird durch signifikante Korngrößen-Unterschiede hervorgerufen. Diese liegt im unteren Abschnitt des Vorkommens meist im dm-Bereich, im oberen Abschnitt können in zwei deutlich hervortretenden Grobschüttungslagen auch kantige, metergroße Wetterstein-Blöcke bzw. ganze Schichtpakete/Schichtplatten vorkommen. Bei der „Gelben Gufel“ handelt es sich eindeutig um eine pleistozäne Gehänge-Brekzie. Das genaue Alter kann nur vermutet werden: entweder es handelt sich um interglaziale, inzwischen verfestigte Reste von Hangschuttfeldern eines höheren Talniveaus (diese Interpretation wählt auch AMPFERER, 1907) oder – und das erscheint aus glazigenetischer Sicht wahrscheinlicher – um Reste ehemals größerer, zusammenhängender Eisrandsedimente, die gegen bzw. auf den zurück schmelzenden Rossloch-Gletscher geschüttet wurden und sich im Bereich einer nischenartigen Einkerbung in der weiten, aber steilen Südflanke der Südlichen Sonnenspitze haben erhalten können. Ob es sich um Eisrandsedimente des Riß-spätglazialen oder Würm-spätglazialen Rossloch-Gletschers handelte, kann aus den vorliegenden Geländebefunden gerade aufgrund fehlender Absolutdatierungen zum jetzigen Zeitpunkt nicht geklärt werden. Jedenfalls ist die Kontaktfläche zum unterlagernden Wettersteinkalk glatt und scheint durch einen Gletscher kurz vor Ablagerung der Brekzie abgeschliffen worden zu sein. Eine Überprägung durch Gletscher ist zwar nicht erkennbar, kann jedoch aufgrund der auffallenden morphologischen Angleichung der Brekzieoberfläche mit der seitlich angrenzenden Felsoberfläche, gut sichtbar beim Blick vom Repskamm, nicht ausgeschlossen werden. In diesem Fall gelang es dem Gletscher – in Frage kommt durchaus auch ein Gschnitz-zeitlicher Rossloch-Gletscher – jedoch nicht, die Brekzie in ihrer nischenartig geschützten Position vollständig auszuräumen.

Eine vor-Riß-zeitliche Entstehung der Brekzie, sprich im Mindel- oder Günz-Glazial, ist eher auszuschließen, da die enthaltenen Wettersteinkalk-Komponenten zwar oberflächlich angewittert sind, aber keine durchgehende und/oder stärkere erosive Zersetzung zeigen, wie man dies von Mindel- oder Günz-zeitlichen Relikten erwarten würde.

Hinweise, dass die „Gelbe Gufel“ nur der Rest eines ehemals größeren, zusammenhängenden Vorkommens ist, geben weitere, jedoch bedeutend kleinere Brekzienreste in benachbarten Klüften und Spalten.

Talusbrekzie/Murschuttbrekzie

Riss/Würm-Interglazial (?Eem)

Unter dem Vereinigungspunkt von Kleinem und Großem Kühkar stehen in der Höhenlage zwischen 1.640 und 1.780 m sowohl an der Basis der Nordwestwand der Südlichen Sonnenspitze, als auch vom Kühkarbach durchschnittenen Vorkommen einer innig verfestigten, überwiegend schlecht sortierten, jedoch in der Regel erkennbar geschichteten Brekzie an (zuerst von AMPFERER, 1907 beschrieben, später von FELS, 1929, 1949/1950 neu interpretiert), die dem unterlagernden lagunären und gut geschichteten Wettersteinkalk (hier mäßig steil nach Südwesten einfallend) diskordant aufliegen. Da es sich beinahe ausschließlich um gänzlich ungerundete Wettersteinkalk-Komponenten im cm- und dm-Bereich handelt, darf von einer Murschutt-Brekzie aus den beiden Kühkaren bzw. sogar von einer Steinschlag-Brekzie aus der Nordwest-Wand der Südlichen Sonnenspitze ausgegangen werden. Mächtigkeitsangaben können nur ungenau mit maximal 20 m angegeben werden, da der Liegendkontakt am Kühkarbach zu den Wettersteinkalken – also dort, wo die Mächtigkeiten am höchsten sein sollten – nicht direkt erschlossen ist. Der Kontakt ist lediglich an der Wandbasis der Südlichen Sonnenspitze aufgeschlossen. Aufgrund des hohen Zementationsgrades ist eine warmzeitliche Bildung – etwa im Riß/Würm-Interglazial („Eem“) – wahrscheinlich, jedoch kann eine Bildung im frühen Würm-Glazial nicht zur Gänze ausgeschlossen werden.

Ein weiterer verfestigter Brekzienrest steht auf etwa 1.520 m am Moserkarbach an. Hierbei dürfte es sich jedoch um eine verfestigte, wärmzeitliche Grundmoräne handeln (siehe auch BÜSEL, 2014; GRUBER, 2017).

Lokalmoräne, wärmzeitlich; blockreiche Moräne, wärmzeitlich

(Hoch)Würm

Generelles zur glazialen Dynamik im Karwendel im Würm-Hochglazial („LGM“) und im Würm-Spätglazial:

Die Bedingungen für die Ausbildung der Würm-Hochglazialen Massenvergletscherung – ausreichende Höhenlage über der wärmzeitlichen Schneegrenze sowie entsprechend große Kare als Sammelbecken für Firn – waren im Karwendel und speziell im Untersuchungsraum vielfach gegeben. Aufgrund der fehlenden kristallinen Erratika im Großteil des Karwendels ist in dessen Kernzone während des Würm-Hochglazials von einer eigenständigen lokalen Gebirgsvergletscherung auszugehen. Die vielen Karwendelkare waren Ausgangspunkt für Gletscher, die sich in den großen Karwendeltälern zu mächtigen Talgletschern vereinigten, so wie auch im W-E verlaufenden Hinterautal, dessen Talgletscher nach Westen abfloss. Durch die Öffnung der Scharnitzer Karwendeltäler (Gleirsch-, Hinterau- und Karwendeltal) nach Westen konnte jedoch auch der mächtig und breit aus dem Oberinntal herandrängende und über das Seefelder Plateau in die Kalkalpen eindringende Inngletscher die Gletscher dieser Täler an ihren Talausgängen blockieren, zurück- oder seitlich abdrängen. Sichtbar ist dies in der Verbreitung kristalliner Erratika (MUTSCHLECHNER, 1948). Der Inngletscher stieß in der Folge über Scharnitz, weiter westlich auch über die Fernpass-Talung, als mächtiger Isar-Loisach-Gletscherlobus weit in das bayerische Alpenvorland vor. Über die breite Pforte

des Lafatscher Joches (2.081 m) und über das Überschalljoch (1.912 m) gab es Eisverbindungen mit möglichen Eisübertritten und Eisabflüssen auch nach Süden und Osten zum Inntalgletscher, wodurch ein zusammenhängendes Eisstromnetz entstand. Am Lafatscher Joch ist hierbei eine breite glaziale Überformung anzunehmen, möglicherweise bis etwa 150 m über dem Joch. Über die Richtung der Transfluenz herrscht nach wie vor Unklarheit: Zwar wurden auf der Nordseite des Lafatscher Jochs dürftige und fragwürdige Kristallinfunde getätigt (MUTSCHLECHNER, 1948) und am Joch selbst sind S–N gerichtete Gletscherschliffe aufgeschlossen, dennoch ist ein Übertreten des Inngletschers in das Lafatscher Tal im Würm-Hochglazial eher unwahrscheinlich. Vielmehr könnte dieser den im Bachofenkar wurzelnden Halltal-Gletscher über das Lafatscher Joch abgedrängt haben. Eisübertritte von Norden nach Süden sind natürlich auch nicht auszuschließen. Ein Eisabfluss von Westen über das Überschalljoch nach Osten in das Vomper Loch ist anzunehmen.

Aus den genannten Gründen ist davon auszugehen, dass es sich bei allen kartierten glazigenen, würmzeitlichen Moränensedimenten, des Gebietes des Lafatscher Tales bzw. Rosslochs um Ablagerungen der Würm-Hochglazialen Lokalgletscher handelt. Lokalmoränenmaterial lässt sich in Relation zu ferntransportiertem Moränenmaterial bei gleichartiger Textur und ähnlichem Gefüge im vorliegenden glazialen Kontext durch das Fehlen von für den Inntalgletscher typischen Kristallingeschieben und das ausschließliche Führen von im unmittelbaren Umfeld anstehenden Lithologien abgrenzen. Im Kartiergebiet dominiert daher in den Moränen Material aus Wettersteinkalk, seltener aus Kalksteinen der Raibler Schichten und aus Hauptdolomit. Im Rossloch finden sich ausschließlich monomikte Moränen aus Wettersteinkalk. Diese Materialzusammensetzung gilt natürlich umso mehr für die Moränenablagerungen, welche die Lokalgletscher im Würm-Spätglazial hinterließen. Da die durch mehrphasige Gletschervorstöße gekennzeichnete Würm-spätglaziale Vergletscherung (Gschnitz- und Egesenstadium) nur mehr aus lokalen Kar- und Talgletschern bestand, die in den Tälern stecken blieben, sind deren Moränenablagerungen im Gegensatz zu denen des Würm-Hochglazials vor allem morphologisch durch die insbesondere in den Hochkaren weit verbreiteten Seiten- und Endmoränenwälle bezeugt, die längere Gletscherhalte dokumentieren. Das Lockermaterial, aus dem diese Wallformen aufgebaut sind, unterscheidet sich von den Würm-hochglazialen Moränen durch das lockerere Gefüge, schwächere bis fehlende Kompaktion, geringere Bearbeitung (Rundung, Kritzung) der Komponenten, geringeren Feinkornanteil und lokale Schichtung. Allerdings sind Würm-hoch- und Würm-spätglaziale Grundmoränen bei gleicher Materialzusammensetzung in isolierten Aufschlüssen kaum unterscheidbar. Weiters ist die Erosion und Umlagerung von Lokalmoränenmaterial an vielen Stellen weit fortgeschritten. Bei fehlenden morphologischen Formen oder isolierten Aufschlüssen, zum Teil mit komplexen Abfolgen, ist deshalb eine Unterscheidung der glazialen von lithologisch ähnlich aufgebauten holozänen Lockersedimenten wie fluvialen und gravitativen Ablagerungen, beispielsweise von Murströmen, schwer durchführbar. In weiterer Folge soll in knapper Form auf den glazigenen Sediment- und Formenschatz der jeweiligen Hochtäler eingegangen werden. Ähnliche Beschreibungen dazu finden sich bei KENDLER (2012) und BÜSEL (2014).

A) Lafatscher Tal

Südöstlich der Kastenalm mündet das Lafatscher Tal mit einer Steilstufe als Hängetal in das fast 300 m tiefer liegende Hinterautal. Der Lafatscher Bach überwindet das Gefälle zur Kastenalm mit einer tief eingeschnittenen Klamm. Erst über der Gefällestufe, ab einer Höhenlage von ca. 1.550 m ü. A. aufwärts, weitet sich das Tal dahingehend, dass der Talboden von etwas mächtigeren Moränensedimenten eingenommen wird. Größere zusammenhängende Moränenreste finden sich im Westen zwischen der Flankenbasis des Gumpenkopfes bis zur Bergbauhalde „Beim Silbernen Hansl“, rund um den Lafatscher Niederleger, bei der Kohleralm und um die Hallerangeralm.

Bei der Kohleralm unter dem Halleranger liegt über das Tal gebreitet eine großflächige Felssturzmasse mit Blöcken aus Wettersteinkalk, die in der Mitte durch einen flachen Schwemmfächer des Lafatscher Bachs unterbrochen bzw. eingesedimentiert ist. Das „fehlende Mittelstück“ der Felssturzmasse kann mit spezieller Sturzdynamik (Sturzstrom, der die Masse zerriss, oder Zergleiten der Masse auf Schnee) oder vielleicht auch dadurch erklärt werden, dass die Felssturzmasse auf einen Würm-spätglazialen Gletscher fiel, der sie weitertransportierte und damit die zusammenhängende Blockablagerung auseinanderzog (siehe auch BÜSEL, 2014). Jedenfalls sind in den Nordwänden von Lafatscher Rosskopf und Speckkarspitze mehrere lokale Berg- und Felssturzeignisse auch anhand von Ab- und Ausbruchsnischen nachweisbar, die sich im Zeitraum vom Würm-Spätglazial bis in das Holozän ereignet haben könnten. Sehr markant ist der Ausbruchkeil nordöstlich unter dem Lafatscher Rosskopf, in dem heute die berühmten Kletterrouten der Lafatscher Verschneidung verlaufen.

B) Hochkare der Gleirschkette

Der Wandfuß der Gleirschkette wird von ausgedehnten Hangschuttbildungen eingenommen. Die nordexponierten vier Hochkare der Gleirschkette zwischen Kleinem Lafatscher und Hochödkopf bezeugen mit vielen gut erhaltenen Seiten- und Endmoränen-Wallformen die Existenz und Ausdehnung von kleinen Lokalgletschern während des Würm-Spätglazials. Der bedeutendste dieser Würm-spätglazialen Lokalgletscher lag einst im großen Hinteröd-Hochkar zwischen dem Hinterödjöchl und dem Zeigerkopf oberhalb der Hinterödalalm. Sein Zungenbecken ist während und nach dem Abschmelzen des letzten Gletschers von einem mächtigen Blockgletscher eingenommen worden, dessen Ablagerungen heute einen mächtigen konvexen Schuttkörper mitten im Tal bilden (Beschreibung siehe Abschnitt Blockgletscherablagerungen). Im östlich anschließenden Kar im Grubach unter der Kaskar- und der Hinteren Bachofenspitze zeigen die Moränenformen, dass ein Lokalgletscher einst mit wenigstens zwei Gletscherständen bis in den Kessel des Lafatscher Hochlegers vorstieß. Besonders der westliche Seiten- bzw. Endmoränenwall unter dem Punkt 2.019 m („Gschragg“) ist sehr mächtig ausgebildet und gut erhalten geblieben. Er konnte bislang noch nicht von nacheiszeitlichem Schuttmaterial aus der Gleirschkette bedeckt werden. Im östlich benachbarten Kar unter der Vorderen und Hinteren Bachofenspitze hinterließ ein kleinerer Lokalgletscher wiederum einen ringförmigen, etwa 15 m hohen, nahezu perfekt erhalten gebliebenen Endmoränenwall mit teils mehrere Meter großen, auswitternden Blöcken. Die sedimentären

Überreste des kleinen Lokalgletschers zwischen Mittlerem und Hohem Gschnierkopf sind durch die schluchtartig eingeschnittene Klamm des Gschniergrabens weitgehend erodiert. Reste finden sich noch zwischen 1.670 und 1.760 m ü. A. auf der orografisch linken und rechten Karseite.

C) Lafatscherjoch

Der weite, plateauähnliche Übergang des Lafatscher Jochs zwischen der Speckkarspitze und dem Kleinen Lafatscher stellte im Hochwürm während des LGM („Last Glacial Maximum“) eine Verbindung zwischen dem in das Halltal abfließenden Lokalgletscher und dem Eisstrom des Halleranger dar. Eine direkte Anbindung an den Inngletscher bestand wohl nicht (siehe Diskussion oben). Moränenreste finden sich sowohl am Jochübergang selbst, als auch auf der weiten Hochfläche nördlich davon – die Seiten der Hochkare unter Speckkarspitze und Kleinem Lafatscher sind weitgehend von Hangschutt bedeckt. Am unteren Westhang der Speckkarspitze sind ein undeutlich erkennbarer, W-E gerichteter Seitenmoränenwall und weitere diesem vorgelagerte Moränenreste zu nennen, die bergwärts von holozänen Hangschuttmassen zum Teil überdeckt sind. Ebenso sind am Auslauf des Kares unterhalb von Kleinem Lafatscher und Lafatscher Rosskopf ausgehende, fleckig verteilte Moränenreste, zum Teil mit reliktschen Wallformen, bis zum Ansatz des Steilabbruchs zum Halleranger verbreitet. Vom Lokalgletscher aus diesem Kar stammen auch rechtsseitige Seitenmoränenreste, die wenig nördlich unterhalb des Jochübergangs vorkommen.

D) Rossloch

Das Rossloch bildet die ostwärtige Verlängerung des Hinterautales und endet in den verkarsteten hochalpinen Karen, die zinnenartig von einer Reihe von Zweitausendern gegen Norden und Osten abgeschlossen werden. Im lehrbuchhaft ausgebildeten U-Tal mit steilen, unter dem Reps und Sunntiger beinahe lotrechten Wänden selbst sind nur relativ wenige Spuren würmzeitlicher Vergletscherungen erhalten geblieben. An der Mündung des Moserkarbaches kann orografisch links ein kleiner Moränenrest beobachtet werden, der nach BÜSEL (2014) als Mittelmoräne der zusammenfließenden Gletscher aus dem Rossloch und dem Moserkar interpretiert werden könnte. Bis zum „Hinteren Boden“, einer Art Talschluss auf etwa 1.440 m ü. A. konnten sich nur zwei kleine Moränenreste erhalten.

Die zahlreichen Seiten- und Endmoränenwälle am Rand der Schneepfanne (südöstlich außerhalb des Kartiergebietes), im Rosskar (hier sogar mit zwei unterschiedlichen Moränen-Generationen, siehe auch KENDLER, 2012), im Bockkar und im Sonnkar hängen, wie auch die vielen Wallvorkommen in vergleichbarer Höhe in den angrenzenden Karwendeltälern, vermutlich mit den Gletschervorstößen und -ständen während der markanten Klimaverschlechterung in der Jüngeren Dryas zusammen (Egesen-Stadium).

E) Großes und Kleines Kühkar

Sowohl im Großen als auch im Kleinen Kühkar, welche durch den hochaufragenden Bergkranz von Südlicher und Nördlicher Sonnenspitze, Kühkarlspitze und Moserkarspitze begrenzt werden, haben sich spätglaziale Lokalmoränenreste unterschiedlicher Gletscherstände erhalten können. Im Bereich unter der Vereinigung beider Hochkare

nahe der Vereinigung zwischen Kühkar- und Moserkarbach liegt stark konsolidierte, mergelreiche Grundmoräne über einer verfestigten Talusbrekzie. In einer Höhe von ca. 1.700 bis 1.800 m ü. A. sind erosiv stark überformte, flache Wallstrukturen zu erkennen. Eine zeitliche Einstufung der Brekzie ist vom Würm-Spätglazial (Mindestalter, da die überlagernde Moräne durchaus spätglaziales Alter, z.B. Älteste oder Ältere Dryas (Gschnitz-Stadium) aufweisen kann) bis in das Eem möglich.

Sehr markant ist die im Kleinen Kühkar auf ca. 2.055 m Höhe erhaltene Endmoräne, die zeigt, dass sich die Eis Massen hier über einen längeren Zeitraum stabilisieren konnten, siehe BÜSEL (2014). Im ausgehenden Spätglazial gab es im obersten Kleinen Kühkar auf nahezu 2.300 m einen weiteren längeren Gletscherhalt – auch hier haben sich Moränenreste mit einer flachen Wallstruktur erhalten können.

Ähnliches ist aus dem Großen Kühkar zu vermuten, wobei etwaige Moränenreste unter mächtigen, im Holozän gebildeten Karschutt-Feldern verborgen sein dürften. Erwähnenswert ist die gut erhaltene Wallstruktur auf ca. 2.220 m, die auch im ausgehenden Würm-Spätglazial entstanden sein dürfte.

Das Alter der beschriebenen glazigenen Ablagerungen kann zusammenfassend zeitlich zwischen dem Würm-Hochglazial (LGM) und dem ausgehenden Würm-Spätglazial eingegrenzt werden – die höchstgelegenen Moränenreste im Großen und Kleinen Kühkar sowie in den das Rossloch gegen Norden und Nordosten umgrenzenden Hochkaren könnten während der Jüngeren Dryas vor knapp 12 ka (Egesen-Stadium) gebildet worden sein.

Blockgletscherablagerungen

Würm-Spätglazial bis Holozän

Ablagerungen von Blockgletschern finden sich im Untersuchungsraum lediglich an drei Positionen: 1) Im Hinterödkar befindet sich das flächenmäßig größte Vorkommen. Dieser mächtige Schuttkörper ragt südlich der Hinterödkalm mit einer etwa 50 m hohen Böschung auf. Typisch für diese Blockgletscherablagerung sind, neben den steilen Böschungen an drei Seiten, auch die Bewegungswülste an der Oberfläche. Das Material für die Bildung dieser ungewöhnlich großen Schuttmasse wurde aus Seiten- und Endmoränen sowie dem rückseitig von den Karwänden anfallenden Schutt generiert. 2) Ein langgezogener, E-W exponierter, schmaler Blockgletscherkörper befindet sich im Grubach zwischen zwei Seitenmoränenwällen des spätglazialen Lokalgletschers. 3) Die östlichste Blockgletscherablagerung liegt nördlich unterhalb der Speckkarspitze und baut eine etwa 40 m hohe Böschung auf, an deren oberen Rand das Hallerangerhaus liegt. Bei allen drei Vorkommen handelt es sich um Ablagerungen fossiler Blockgletscher, erkennbar auch am mittlerweile starken pflanzlichen Bewuchs. Insbesondere die Blockgletscher-masse am Halleranger ist mit hohem Bergfichten- und Zirben-Bergwald überwachsen und eigentlich nur im digitalen Geländemodell als solche zu erkennen.

Holozän

Felssturz, gravitative Massenbewegungen

Holozän

Das Gebirgsrelief verbunden mit unterschiedlichen Lithologien samt verschiedenem Erosionsverhalten bedingt im Untersuchungsraum einige kleinere und größere gravitative Massenbewegungen, vor allem Felsstürze der Prozessgruppe Fallen/Stürzen. Die Definition der beiden Begriffe bezieht sich auf verhältnismäßig große Ereignisse mit einem deutlich größeren Ausbruchs-/Ablagerungsvolumen von mehreren tausend Kubikmetern. Dabei war der Auslöser nicht unbedingt der Wegfall des Eisdruckes von Talgletschern mit Beginn des Postglazials (= Altholozän), sondern auch das Ausschmelzen des Permafrostes in klimatisch warmen Phasen des Holozäns – etwa während des „Holozänen Klima-Optimums“ vor etwa 4.000 Jahren (Mittelholozän). Verbunden mit fortwährender Einwirkung von Frost-Tau-Wechseln konnten sich Felsstürze das gesamte Holozän hindurch bis heute ereignen. Im Untersuchungsbereich liegen die fünf kartierten Felssturzmassen im Bereich von steil bis saiger stehenden Wettersteinkalken am Südschenkel der Überschall-Synklinale unter der Gleirschkette, im innersten Hinterautal an der Kastental unter der Nordwand des Reps sowie im obersten Rosskar unter der Rosslochspitze. Unmittelbare Auslöser der Sturzereignisse waren vermutlich Starkniederschläge im Zusammenspiel mit dem senkrecht bis überkippt stehenden Trennflächengefüge, wodurch es zu Reibungsversagen entlang der dünnen Bankfugen kam, welche die loferitischen lagunären Wettersteinkalk-Bänke voneinander trennen. Zusätzlich verstärkt wird das Gebirgsversagen durch ein oft orthogonal auf der Schichtung stehendes Hauptkluftnetz sowie Störungsflächen und deren begleitende tektonisch brekziierte Zonen.

Interessant ist ein vermutlich (sub)fossiler Bergsturz im Rossloch westlich des Punktes 1.348 m, der von Süden (vom Repskamm) geschüttet wurde und der teilweise am Gegenhang aufgeprallt ist. Entsprechende Brandungswälle sind noch zu beobachten.

Eine signifikante Häufung von Felssturz-Ereignissen ist im Kartiergebiet nicht dokumentiert – in Bezug zur hochalpinen Lage des Gebietes gab es in jüngerer Vergangenheit eher selten derartige Ereignisse.

Schuttkegel, Hangschutt, Hangschutt blockreich

Holozän

Die Akkumulation von Schuttmassen ist im Kartiergebiet schwerpunktmäßig an der Flanken- und Wandbasis der W-E verlaufenden Karwendelketten verbreitet. Vor allem die Wandbasis des Nordabfalls der Gleirschkette ist mächtig mit Hangschutt bedeckt. Auch im Rossloch bauen zahlreiche Hangschutt- und Murkegel in das Tal vor. Dasselbe gilt für das Große Kühkar – etwas weniger Schutt liegt im steilen Kleinen Kühkar. In den Hochkaren des Rosslochs finden sich aufgrund der deutlich abgeflachteren Morphologie Hangschuttablagerungen nur an den Wandfüßen der die Hochkare bis um 300 m überragenden Gipfel (z.B. Sonnenspitze, Lalidererspitze, Dreizinkenspitze).

Die Lithologie der maximal geschätzt bis 50 m mächtigen Schutfelder wird durch das Anstehende unmittelbar be-

einflusst, das Korngrößenspektrum und der Habitus der Schuttbestandteile wiederum von den rheologischen Eigenschaften der betreffenden Lithologie. So neigen beispielsweise Wettersteinkalk und die Kalksequenzen der Nordalpinen Raibler Schichten zur Ausbildung von tafeligem bis grobblockigem Schutt. Der im Kern der Überschall-Synklinale anstehende, teilweise dünnbankig ausgebildete, verfaltete und tektonisierte Hauptdolomit bildet wie die dolomitische Abfolge der Nordalpinen Raibler Schichten eher kleinstückigen Detritus. Die tonreichen Sequenzen hingegen zerfallen in feinkörnigen Schutt, der bei genügender Durchfeuchtung zur Entstehung von Fließmassen, Murenkörpern und sonstigen feinkörnigen Abschwemmungen führt, wobei diese oft schwer gegeneinander abgrenzbar sind, zumal sie fließend ineinander übergehen können.

Junge Muren- und Schuttstromablagerungen

Holozän

Vor allem die mechanisch inkompetenten und daher erosiv anfälligen Lithologien wie die mergelreichen Partien der Nordalpinen Raibler Schichten, aber auch kleinstückig verwitterter, da oft tektonisierter und grusig zerfallener Hauptdolomit im Kern der Überschall-Synklinale neigen zur Ausbildung kleiner Muren- und/oder Schuttstromzungen und -loben jüngerer Alters, die sich teilweise mehrere hundert Meter weit talwärts erstrecken. Vor allem die Feinfraktion spielt in Verbindung mit Wasser und Bergfeuchte das Fließmedium, das auch relativ kleinvolumige Murkörper in engen Rinnen weit talwärts vorwandern lässt. Beispielsweise entwickelten sich derartige Ablagerungen aus den südexponierten Hängen des Sunntigers, aber auch aus den Schnittwänden aus der Westflanke des Großen Gschnierkopfs bzw. aus dem Hauptdolomit-Kern der Überschall-Synklinale in Richtung des Lafatscher-Niederlegers. Ein besonders beeindruckender, da flächig ausgreifender Murkörper liegt im Kar zwischen Mittlerem und Kleinem Gschnierkopf. Die Geröllmassen füllen den Hohlraum hinter dem halbmondförmigen, nach Norden gebogenen Endmoränenbogen des kleinen spätglazialen Lokalgletschers.

In talnahen Bereichen können aktuelle Murkörper durch fluvialen Transport partiell überprägt und umgelagert werden. Dadurch findet eine zusätzliche Rundung der Klaster und eine Erhöhung des Feinkornanteiles statt. Der Übergang zwischen diesem Mursediment-Typ und dem reinen fluvialen Lockergestein ist fließend und gerade in Hochgebirgsregionen schwer zu trennen.

Die Mächtigkeit der Schuttstrom- und Mursedimente liegt im Bereich von etwa 10 m. Sie bestehen, entsprechend ihres Liefergebietes, aus anularen bis zum Teil kantengerundeten Komponenten unterschiedlichster Größe (meistens Sand- bis Steine-, seltener Block-Fraktion).

Rutschungen bzw. Erdschuttstrommasse

Holozän

Im Untersuchungsraum konnten nur zwei kleine, stets durch mergelreiche Tonhorizonte der Nordalpinen Raibler Schichten ausgelöste, eher flachgründige Rutschkörper kartiert werden. Ein Rutschkörper mit Übergang in eine Erdschuttstrommasse liegt im ostexponierten Hang unter dem Mittleren Gschnierkopf nahe der Nordwand des Gro-

ßen Lafatschers, der zweite Rutschkörper/Erdschuttstrommasse südwestlich unter dem Sunntiger auf etwa 1.710 m Höhe in Nähe des Hallerangers. Die Mächtigkeit beträgt jeweils nur wenige Meter.

Mudflows (Schlammstromabagerungen)

Holozän

Im Untersuchungsraum sind selten vorkommende Auschwemmungen und Abschwemmmassen genetisch mit feinkörnigen Murkörpern zu vergleichen und treten, an feinkörnige Fest- und Lockergesteine gebunden, nur an wenigen Stellen auf. Der größte Abschwemmkörper liegt im Bereich des Lafatscher Hochlegers, verzahnt gegen den Punkt 2.019 m („Gschragg“) mit Mursedimenten und wird ostwärts durch Lokalmoränensedimente begrenzt. Als Sediment-Liefergebiet fungieren vorwiegend mittelkörnige Grundmoränensedimente. Ein kleinerer Mudflow liegt unterhalb des Großen Gschnierkopfes und verdankt seine Entstehung dünnbankigen Raibler Dolomiten sowie geringmächtigen Raibler Tonmergeln. Genetisch und lithologisch sind Abschwemmmassen nicht von polygenetischen Talfüllungen zu unterscheiden. Sie wurden deswegen gesondert auskartiert, um die Sedimentationsdynamik in den Depressionen der alpinen Hochkare hervorzuheben.

Vernässung, Anmoor, humusreicher Boden

Holozän

Lokale Vernässungszonen, Übergangsstadien zu bergwassergespeisten Niedermoorbereichen, Anmoore oder generell humusreiche Böden liegen im Untersuchungsraum nur südlich des Gumpenkopfes und in Ansätzen nahe der Weggabelung Reps-Sunntiger auf den feinkörnigen siliziklastischen Gesteinen der Nordalpinen Raibler Schichten vor. Das in dieser Form deutlichste Vorkommen liegt beim „See’le“ südlich des Kasten-Hochlegers und ist allseits von würmzeitlichen Grundmoränensedimenten umgeben. Die Mächtigkeit beträgt wohl kaum mehr als 1 m, die Bildungszeit liegt im nacheiszeitlichen Holozän.

Erosionskanten

Holozän

Erosionskanten zeichnen die bis heute währende Landschaftsgestaltung nach und sind natürlich vorwiegend in pleistozänen und holozänen Lockergesteinen zu finden, aber auch in verwitterungsanfälligen Lithologien wie mürb-brüchigem und teilweise tektonisch brekziiertem Hauptdolomit sowie im dolomitischen Anteil der Nordalpinen Raibler Schichten. Beispiele für deutliche Erosionskanten liegen im Gschniergraben zwischen Hohem und Mittlerem Gschnierkopf, in den Hängen südlich des Kammes Reps–Sunntiger sowie im Mündungsbereich des Gschniergrabens zum Lafatscher Bach bzw. zur Isar.

Anschüttungen, anthropogen verändertes Material

Industriezeitalter

Anthropogen verändertes Gebiet findet sich lediglich in Form der großen Abraumhalde des aufgelassenen Blei-Zink-Bergwerkes Lafatsch am Westende des Repskamms nahe der Kastenalm (näheres in SCHULZ, 1970, 1981).

Tektonik

Die Überschall-Synklinale

Der südliche Abschnitt des Arbeitsgebietes ist strukturgeologisch als großräumiger, nordvergenter Faltenbau („Überschall-Synklinale“) angelegt, wobei das Hinterautal bzw. in ostwärtiger Verlängerung das Lafatscher Tal als Synklinale ausgebildet sind und die begrenzenden Ketten (Gleirschkette im Süden, Repskamm und Vomper Kette im Norden) Antiklinal-Zonen mit teils offenen, teils engen Scharnieren darstellen, die zum Teil durchgeschert sind. Der Südschenkel der Überschall-Synklinale ist steil nordfallend bis saiger und lokal sogar überkippt steil südfallend und bildet deswegen vom Hinterödkopf bis zur Speckkar Spitze eine durchwegs senkrecht aufragende, bis auf den weiten Durchlass des Lafatscher Joches, geschlossene Wandflucht, wobei der eigentliche Wandaufschwung am Übergang vom basalen Schiefertong- und Sandstein-Horizont der Nordalpinen Raibler Schichten zum stratigrafisch liegenden Wettersteinkalk ansetzt. Gerade an den Schnittwänden und am Lafatscher Rosskopf haben sich großflächig glatte Wandstrukturen herausbilden können, die häufig einer einzigen, senkrecht stehenden Schichtfläche des hier lagunär und dickbankig ausgebildeten Wettersteinkalkes folgen. Der Nordschenkel der Überschall-Synklinale zeigt ein mäßig steiles Südfallen (durchschnittlich 45°) und generiert, wie am Kamm vom Reps zum Sunntiger, glatte und strukturlose, nach Süden abfallende Bergflanken. Im Zusammenspiel mit den mergelreichen Abschnitten der Nordalpinen Raibler Schichten, gerade unterhalb des Sunntiger, werden mehr oder minder sanft südgeneigte Schichthänge gebildet. Unterhalb des Sunntiger und – östlich außerhalb des Untersuchungsraumes an der Brantlspitze – wird der Nordschenkel der Überschall-Synklinale an großräumigen, staffelartig angeordneten NW–SE verlaufenden dextralen Seitenverschiebungen um Beträge von bis zu 700 m jeweils nach Südosten versetzt. Ähnliche Strukturen, wenn auch mit weit geringeren Versatzbeträgen, lassen sich auch am Südschenkel der Synklinale beobachten. Östlich des Lafatscher Rosskopfes versetzt eine dieser dextralen Seitenverschiebungen sowohl den Top des lagunären Wettersteinkalkes, als auch die stratigrafisch hangenden Nordalpinen Raibler Schichten um etwa 100 m. Weitere dextrale Seitenverschiebungen finden sich westwärts in den Nordwänden des Kleinen Lafatschers sowie der Hinteren Bachofenspitze. Untergeordnet wurden auch N–S- bis NE–SW streichende Seitenverschiebungen mit dextralem Versatz kartiert, beispielsweise am Südabfall des Reps. Die Seitenverschiebungen wurden vermutlich syngenetisch zur N–S-Kompression und zur Anlage des nordvergenten Faltenbaus angelegt und können als Ausgleichs- und/oder bruchhafte Versagensbewegungen gedeutet werden.

Der Ausstrich der Achsenfläche der Überschall-Synklinale zeichnet nicht exakt den Verlauf des Lafatscher Baches bzw. der Isar nach, sondern verläuft – vom Überschalljoch aus betrachtet – etwas südlich in den stark zerfurchten Nordhängen der Gschnierköpfe. Der Kern selbst wird durch sekundär stark verfallenen und zerscherten Hauptdolomit konturiert, der jedoch erst ab der Kohleralm westwärts ansteht. Nach Osten, in Richtung Überschalljoch, streicht der Hauptdolomit hingegen in die Luft aus. Dies ist auf das generell flache Abtauchen der Synklinal-Achse nach WSW zurückzuführen. Ein anschaulicher N–S-Profil-

schnitt durch die Überschall-Synklinale im Meridian des Reps ist in SCHULZ (1981: 97) abgebildet (vergleiche auch die Profilschnitte in HEISSEL, 1978).

Die Gleirschkamm-Bettelwurf-Überschiebung

Die senkrechten Nordwandfluchten des Gleirschkammes werden unter den Gipfeln von Kaskarspitze, Sonntagskarspitze, Bachofenspitze sowie Großem und Kleinem Lafatscher von einer markanten, E–W streichenden Großstörung durchzogen, bei der es sich vermutlich um eine nordgerichtete Überschiebung handelt. Diese Störung wurde bereits in der ersten Hälfte des 20. Jahrhunderts von Otto Ampferer im Zuge seiner geologischen Aufnahmen für das Blatt Innsbruck-Achensee der Geologischen Spezialkarte 1:75.000 und für die Erschließung der Mühlauer Quellen erkannt (z.B. Profilschnitt in AMPFERER, 1949: 8). Vor mehr als 40 Jahren hat sich HEISSEL (1978) im Rahmen seiner Dissertation über den geologischen Bau des Karwendelgebirges näher mit dieser großen Überschiebungsstruktur befasst und sie als „Gleirschkamm-Bettelwurf-Überschiebung“ definiert, an der die Gleirschkamm-Bettelwurf-Antiklinale nordvergent über die Lafatscher Rosskopf-Bettelwurf-Nordwand-Antiklinale aufgeschoben wurde (HEISSEL, 1978: 271–273, Abb. 1–4). Von Westen betrachtet, taucht die Störung ostwärts der Praxmarerkarspitze aus den mächtigen Karfeldern an der Wandbasis auf und zieht – nach Osten leicht ansteigend und in relativ gerader Linie – quer durch die Nordwände der oben genannten Gipfel bis in die markante Scharte zwischen Lafatscher Rosskopf und Kleinem Lafatscher. Zudem tritt im direkten Überschiebungsbereich hier eine rötlich gefärbte Störungsbrekzie auf. Im Anstieg zum Lafatscher Joch und weiter in Richtung Kleiner Lafatscher bestätigt sich auch der Überschiebungscharakter der Störung, die mit etwa 40° nach SSW einfällt.

Wenn auch im Meridian des Lafatscher Jochs unter Schutt verborgen, lässt sich die Überschiebung gegen Osten auch in den Nordwesthängen und in der Nordwand der Speckkarspitze bis in die Nordwand des Großen Bettelwurfs verfolgen.

Da die Störung die oben angesprochenen, staffelartig angeordneten dextralen Seitenverschiebungen im Liegendblock in den Nordwänden des Kleinen Lafatscher und der Hinteren Bachofenspitze sowie der Speckkarspitze und der Bettelwürfe abschneidet, darf davon ausgegangen werden, dass die genannten Seitenverschiebungen und die große Überschall-Synklinale im Liegendblock demnach älter als die Überschiebung sind (im Hangendblock finden sich keine vergleichbaren Störungen) und weiters der Überschiebungsbetrag an dieser Störung durchaus beträchtlich sein muss – ohne jedoch eine konkrete Zahl nennen zu können!

Im Gegensatz zu den lang durchstreichenden Falten im Liegendblock zeigt der Hangendblock ein Streuen des Schichteinfallens von Ost bis Süd, ohne dabei klare Faltenstrukturen erkennen zu lassen. Im Zuge der Überschiebung gebildete Stirnfalten sieht man in der Nordwestflanke der Speckkarspitze und insbesondere im unteren Drittel der Nordabstürze der Kaskarspitze. Hier handelt es sich um eine ?nordwest- bis ?nordvergente Antiklinale mit flach geneigter Achsenfläche und zerschertem, ebenso flach lagerndem, überkipptem Liegendschenkel. Die Faltenachse

scheint subhorizontal nach Norden oder Nordosten aus der Wand herauszustreichen. Daher ist diese Stirnfalte auch nicht weiter in der Nordwand nach Osten verfolgt.

Über das Alter der Störung lassen sich nur Vermutungen anstellen. Einen Hinweis könnte die oben angesprochene, intensiv rötlich gefärbte Störungsbrekzie geben. Aus Großstörungen der Berchtesgadener Alpen (Lattengebirge, Steinernes Meer) sind ähnliche Brekzienbildungen bekannt, deren intensiv gefärbte rote mergelig-tonige Matrix aus einer lateritisch-bauxitischen Bildung im Zuge der Ablagerung der kretazisch-paläogenen Gosau-Sedimente hervorgegangen ist. Ein ähnlicher Vorgang könnte auch hier zur Diskussion gestellt werden. Interessant in diesem Kontext ist die Arbeit von KROIS & STINGL (1994), die vom Südostgrat des Kleinen Lafatschers in mehreren, quer zum Gratverlauf streichenden Verwerfungen (ehemaligen Spalten?) rötliche Störungsbrekzien beschreiben, die im Zuge der Geländebegehung auch wiedergefunden wurden (ca. 2.470–2.510 m ü. A.). In ihr fanden sich neben eisenschüssigen Bohnerzen auch isolierte Biogene, darunter ein Fragment eines Hippuriten. Diese morphologisch aberrante Bivalven-Großgruppe trat lokal als Riffbildner in der Oberkreide auf und könnte für eine zeitliche Einordnung herangezogen werden. Aus diesem Grund wird eine Bildung der Störungsbahnen in der Gosau angedacht. Inwieweit sich diese kleinräumigen Störungsbrekzien mit jener rötlichen Brekzie unmittelbar an der Gleirschketten-Bettelwurf-Überschiebung in Verbindung bringen lassen, müssen künftige Untersuchungen zeigen. Das Problem ist die schwere Zugänglichkeit der Störungszone zwischen Lafatscher Rosskopf und Kleinem Lafatscher (große Steinschlaggefahr im steilen Zustieg), so dass die Scharte im Zuge der Kartierarbeiten nicht besucht wurde.

Doppel-Antiklinalstruktur am Reps

An die nordvergente Überschall-Synklinale schließt nach Norden eine sehr enge Doppel-Antiklinalstruktur in der Nordwand des Reps an. Diese wurde bereits bei HEISSEL (1978) und bei GRUBER (2017) beschrieben und zumindest in der Westwand des 2.159 m hohen Berges abgebildet. Sie lässt sich relativ konsistent vom Reps-Westgipfel (Punkt 1.987 m) bis unter Sunntiger und Hallerangerspitze und weiter bis in das Schneeloch (südöstlich außerhalb des Kartiergebietes) verfolgen. Während die südliche, topografisch höher gelegene Antiklinale in den Nordwänden von Reps und Sunntiger nicht zu sehen ist, ist die nördliche Antiklinale vom Anstieg zum Sunntiger in der unteren Wandhälfte des Reps direkt einzusehen. Auch diese engen Faltenstrukturen sind zum Teil an steil südfallenden Überschiebungen durchgeschert.

Literatur

AMPFERER, O. (1907): Über Gehängebreccien der nördlichen Kalkalpen: eine Anregung zu weiteren Forschungen. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **57**, 727–752, Wien.

AMPFERER, O. (1949): Geologische Ergebnisse der Quellenaufschlüsse in der obersten Mühlauer Klamm bei Innsbruck. – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien, **36–38** (1943–1945), 1–28, Wien.

- BRANDNER, R. & POLESCHINSKI, W. (1986): Stratigraphie und Tektonik am Kalkalpensüdrand zwischen Zirl und Seefeld in Tirol. – Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen Geologischen Vereines, **68**, 67–92, Stuttgart.
- BÜSEL, K. (2014): Bericht 2013 über quartärgeologische Aufnahmen in den Nördlichen Kalkalpen im Gebiet Hinterautal auf Blatt 2223 Innsbruck. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **154**, 315–323, Wien.
- DONOFRIO, A.D., BRANDNER, R. & POLESCHINSKI, W. (2003): Conodonten der Seefeld-Formation: ein Beitrag zur Bio- und Lithostratigraphie der Hauptdolomit-Plattform (Obertrias, westliche Nördliche Kalkalpen, Tirol). – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **26**, 91–107, Innsbruck.
- ENOS, P. & SAMANKASSOU, E. (1998): Lofers Cyclothems Revisited. – *Facies*, **38**, 207–228, Erlangen.
- FELS, E. (1929): Das Problem der Karbildung in den Ostalpen: Nachforschungen im Karwendelgebirge. – 85 S., Gotha (Perthes).
- FELS, E. (1949/1950): Die Alpen und die Eiszeit. – *Die Erde*, **1/3**, 267–272, Berlin.
- FLÜGEL, E. (2004): *Microfacies of Carbonate Rocks – Analysis, Interpretation and Application*. – 976 S., Berlin (Springer).
- GRUBER, J. (2016): Bericht zur Kartierung 2016 im Gebiet Birkkarklamm – Grosser Heissenkopf – Reps – Zeigerkopf – Hinterer Schwarzenwald auf dem Kartenblatt UTM-2223 Innsbruck. – Archiv Geologische Bundesanstalt Nr. A 19043-RA/118/2016, 20 S., 24 Abb., 5 Kt., Wien.
- GRUBER, J. (2017): Bericht 2016 über geologische Aufnahmen im Gebiet Birkkarklamm, Großer Heissenkopf, Reps, Zeigerkopf, Hinterer Schwarzenwand (Karwendel) auf Blatt NL 32-03-23 Innsbruck. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **157**, 380–384, Wien.
- HEISSEL, G. (1978): Karwendel – geologischer Bau und Versuch einer tektonischen Rückformung. – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **8**, 227–288, Innsbruck.
- HORNUNG, T. (2007): The ‘Carnian Crisis’ in the Tethys realm – multistratigraphic studies and palaeoclimate constraints. – Dissertation, Universität Innsbruck, 233 S., Innsbruck.
- JERZ, H. (1966): Untersuchungen über Stoffbestand, Bildungsbedingungen und Paläogeographie der Raibler Schichten zwischen Lech und Inn (Nördliche Kalkalpen). – *Geologica Bavarica*, **56**, 1–99, München.
- KENDLER, M. (2012): Hochalpiner Karst im zentralen Karwendel am Beispiel des Roßblochs. – Unveröffentlichte Diplomarbeit, Universität Innsbruck, 107 S., Innsbruck.
- KILIAN, S. (2013): Bericht 2012 über strukturgeologische Aufnahmen im Karwendelgebirge auf Blatt 2223 Innsbruck und Blatt 2217 Hinterriß. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **153**, 411–417, Wien.
- KILIAN, S. & ORTNER, H. (2019): Structural evidence of in-sequence and out-of-sequence thrusting in the Karwendel mountains and the tectonic subdivision of the western Northern Calcareous Alps. – *Austrian Journal of Earth Sciences*, **112/1**, 62–83, Wien. <http://dx.doi.org/10.17738/ajes.2019.0005>
- KRAINER, K. (1985): Beitrag zur Mikrofazies, Geochemie und Paläogeographie der Raibler Schichten der östlichen Gailtaler Alpen (Raum Bleiberg – Rubland) und des Karwendels (Raum Lafatsch/Tirol). – Archiv für Lagerstättenforschung der Geologischen Bundesanstalt, **6**, 129–142, Wien.
- KROIS, P. & STINGL, V. (1994): Kretazische „Augensteine“? – Notiz zu einem fraglichen Gosauvorkommen im Karwendel (Tirol, Österreich). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **137**, 289–293, Wien.
- MANDL, G.W., BRANDNER, R. & GRUBER, A. (2017): Zur Abgrenzung und Definition der kalkalpinen Deckensysteme (Ostalpen, Österreich). – In: WIMMER-FREY, I., RÖMER, A. & JANDA, C. (Red.): Arbeitstagung 2017 – Angewandte Geowissenschaften an der GBA, 19.–22. Juni 2017, Bad Ischl, Hallstatt, Gmunden, 254–255, Wien.
- MOSER, M. (2008): Geofast – Zusammenstellung ausgewählter Archivunterlagen der Geologischen Bundesanstalt 1:50.000 – 118 Innsbruck: Stand 2008, Ausgabe 2008/09. – 1 Blatt, Geologische Bundesanstalt, Wien.
- MUTSCHLECHNER, G. (1948): Spuren des Inngletschers im Bereich des Karwendelgebirges. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **93**, 155–206, Wien.
- OTT, E. (1972): Die Kalkalgen-Chronologie der alpinen Mitteltrias in Angleichung an die Ammoniten-Chronologie. – *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Abhandlungen*, **141**, 81–115.
- PILLER, W., EGGER, H., ERHART, C.W., GROSS, M., HARZHAUSER, M., HUBMANN, B., VAN HUSEN, D., KRENMAYR, H.-G., KRZYSTYN, L., LEIN, R., LUKENEDER, A., MANDL, G.W., RÖGL, F., ROETZEL, R., RUPP, C., SCHNABEL, W., SCHÖNLAUB, H.P., SUMMESBERGER, H., WAGREICH, M. & WESSELY, G. (2004): Die stratigraphische Tabelle von Österreich 2004 (sedimentäre Schichtfolgen). – Österreichische Akademie der Wissenschaft und Österreichische Stratigraphische Kommission, Wien.
- RÜFFER, T. & BECHSTÄDT, T. (1998): Triassic Sequence Stratigraphy in the Western Part of the Northern Calcareous Alps (Austria). – In: DE GRACIANSKY, P.C., HARDENBOLD, J., JAQUIN, T. & VAIL, P.R. (Ed.): *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins*. – SEPM Special Publication, **60**, 751–761, Tulsa.
- SCHLAGER, W. & SCHÖLLNBERGER, W. (1974): Das Prinzip stratigraphischer Wenden in der Schichtenfolge der Nördlichen Kalkalpen. – *Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien*, **66/67**, 165–193, Wien.
- SCHUH, M. (2015): Bericht 2014 über geologische Aufnahmen im Hinterautal und Gleirschtal (Karwendelgebirge) auf Blatt UTM 2223 Innsbruck. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **156**, 298–301, Wien.
- SCHULER, G. (1968): Lithofazielle, sedimentologische und paläogeographische Untersuchungen in den Raibler Schichten zwischen Inn und Saalach (Nördliche Kalkalpen). – *Erlanger Geologische Abhandlungen*, **71**, 1–60, Erlangen.
- SCHULZ, O. (1970): Vergleichende petrographische Untersuchungen an karnischen Sedimenten der Julischen Alpen, der Gailtaler Alpen und des Karwendels. – *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt*, **1970**, 165–229, Wien.
- SCHULZ, O. (1981): Die Pb-Zn-Lagerstätte Lafatsch – Vomper Loch (Karwendelgebirge, Tirol). – *Veröffentlichungen des Tiroler Landesmuseums Ferdinandeum*, **61**, 55–103, Innsbruck.