

Kar der Zwiefelderseen bis zum südlichen Blattrand

Das Kar, in dem sich die Zwiefelderseen befinden, wird im Norden von Karwänden umrahmt, die zum Teil eisüberflossen waren, wie sich durch runde Morphologie im Bereich zwischen Zinken (2.191 m) und einem namenlosen Berg weiter östlich (2.288 m) zeigt. Südlich des namenlosen Berges befindet sich eine Gletscherschlifflandschaft mit einzelnen kleinen Seen. Der Zinken besteht aus durch Frostsprengung aufgelockerten Glimmerschiefern. Oft ist diese periglaziale Verwitterung soweit fortgeschritten, dass einzelne Blöcke korngestützt übereinanderliegen. Entlang des Kammes Richtung Osten befinden sich mehrere Zerspalten mit mehreren Metern Versatz. Diese sind bis auf etwa 1.950 m Seehöhe verfolgbar, wo sie von einer deutlichen Abrisskante abgelöst werden. Diese bildet den nördlichsten Rand einer tiefgreifenden Hangdeformation, die den gesamten Hang bis auf etwa 1.700 m Seehöhe auflockert. Der Gesteinsverband ist jedoch noch soweit gegeben, dass einzelne Gesteinslagen weithin verfolgbar sind. Unterhalb des Zinken befindet sich ein sanft Richtung Osten abfallendes Plateau, auf dem kaum Steine, aber einige wenige Festgesteinsaufschlüsse zu finden sind. Es ist deutlich vernässt und wird somit als Grundmoränenablagerung interpretiert. Nördlich des Unteren Zwiefeldersees (1.809 m) ist innerhalb dieser Ebene eine etwa 2 m hohe Abrisskante auszumachen. Diese Abrissfläche stellt die westlichste Ausdehnung der oben beschriebenen Massenbewegung dar. Der Obere Zwiefeldersee (1.925 m) bildet einen Karsee, der in eine vom Gletscher ausgeschürfte Mulde eingesenkt ist. Ausgedehnte Vernässungsebenen östlich des Sees legen nahe, dass er sich auf Grundmoränenablagerungen befindet. Der Bereich unterhalb dieses Sees ist von Gletscherschliffen mit einzelnen Senken, die mit Grundmoränensedimenten verfüllt sind, geprägt. In einer größeren Senke liegt der Untere Zwiefeldersee (1.809 m) außerhalb der Blattgrenze. Auch entlang des Baches, der den Unteren Zwiefeldersee entwässert, treten häufig flächenhaft Grundmoränenablagerungen auf. Auffallend ist eine Wallform am Talaustritt des Zwiefelertales. Diese setzt in etwa 1.400 m Seehöhe an, zieht ungefähr 250 m Richtung Osten, wo sie nach Süden umbiegt und auf etwa 1.300 m Seehöhe endet. Der Wall ist stark bewachsen, nur einzelne Blöcke sind erkennbar. Aufgrund der Morphologie wird er als Seitenmoränenwall interpretiert. Da das Einzugsgebiet des Gletschers, der diesen Wall produzierte, relativ groß und ostexponiert ist und da vor allem die Gipfel der Karumrahmung teilweise 2.400 m Höhe erreichen, könnte der Gletscher möglicherweise während des Gschnitz-Stadials aktiv gewesen sein.

Literatur

GRIESMEIER, G.E.U. (2020): Bericht 2019 über quartärgeologische Aufnahmen auf Blatt 128 Gröbming. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **160**, 473–480, Wien.

GRIESMEIER, G.E.U. (2021): Bericht 2020 über quartärgeologische Aufnahmen im Sölk- und Sattental auf Blatt 128 Gröbming. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **161**, 191–196, Wien.

GRIESMEIER, G., SCHUSTER, R. & IGLSEDER, C. (2021): Bericht 2020 über geologische Aufnahmen im hinteren Sölk- und Katschtal auf Blatt 128 Gröbming und 129 Donnersbach. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **161**, 196–200, Wien.

HAAS, I., KURZ, W., GALLHOFER, D. & HAUZENBERGER, C. (2021): A U/Pb zircon study on the Schladming Nappe and its implications for the pre-Alpine evolution of the Austroalpine Basement. – Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft, **167**, 100, Wien.

HOINKES, G., KOLLER, F., HÖCK, V., NEUBAUER, F., RANTITSCH, G. & SCHUSTER, R. (1999): Alpine metamorphism of the Eastern Alps. – Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen, **79/1**, 151–181, Zürich.

MANDL, G., HEJL, E. & VAN HUSEN, D. (2014): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 127 Schladming. – 191 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.

METZ, K. (1979): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 129 Donnersbach. – 1 Blatt, Geologische Bundesanstalt, Wien.

SCHMID, S.M., FÜGENSCHUH, B., KISSLING, E. & SCHUSTER, R. (2004): Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. – *Eclogae Geologicae Helvetiae*, **97/1**, 93–117, Basel.

Bericht 2022 über geologische Aufnahmen im hinteren Sölk- und Katschtal auf den Blättern 128 Gröbming, 129 Donnersbach, 158 Stadl an der Mur und 159 Murau

RALF SCHUSTER & GERIT E.U. GRIESMEIER

Einleitung

Der vorliegende Bericht beschreibt Kartierungsergebnisse rund um den Sölkpass, aus dem obersten Katschtal, Etrachtal, Großsölkthal, Bräualmbachtal und Schödergraben auf den Kartenblättern ÖK50 Blatt 128 Gröbming, 129 Donnersbach, 158 Stadl an der Mur und 159 Murau. Die bearbeiteten Areale schließen an Kartierungen aus den vergangenen Jahren an, die in den Berichten von GRIESMEIER et al. (2021) sowie GRIESMEIER & SCHUSTER (2024) beschrieben sind. Im Folgenden werden zunächst die Festgesteine und danach die beobachteten quartären Ablagerungen und Formen der neu kartierten Areale beschrieben.

Die Koordinatenangaben im Text beziehen sich auf die BMN Zone M31 mit Rechtswert (R) und Hochwert (H).

Geologie der Festgesteine

Das Gebiet um den Sölkpass (1.788 m) wird von oberostalpinen Decken aufgebaut, die aus metamorphen Gesteinen bestehen. Die tektonisch tiefste Obertal-Decke (MANDL et al., 2014) des Silvretta-Seckau-Deckensystems wird vom Riesach-Komplex aufgebaut und tritt im südwestlichsten Anteil des kartierten Gebietes auf. Der Großteil wird von der überlagernden Donnersbach-Decke eingenommen, die aus dem liegenden Greim- und dem hangenden Wölz-Komplex besteht. Das hangendste Element ist die Pusterwald-Decke, die aus dem Rappold-Komplex aufgebaut ist und im östlichen Anteil ihre Verbreitung findet. Die beiden letztgenannten Decken gehören nach der Nomenklatur von SCHMID et al. (2004) dem Koralpe-Wölz-De-

ckensystem an. Die Kontakte der Decken zueinander zeigen zum Teil komplizierte Verschnitte mit der Topografie. Diese sind darauf zurückzuführen, dass der kretazische Deckenstapel von einem spätkretazischen Großfaltenbau mit etwa E–W streichenden Achsen verformt und durch känozoische Störungszonen zerlegt ist. Die neu kartierten Grenzen weichen bereichsweise erheblich von der GEOFAST-Karte Blatt 128 Gröbming (KREUSS, 2021) und bestehenden Kartenmanuskriptversionen ab.

Die folgenden Absätze beinhalten zunächst ergänzende Bemerkungen zu den auftretenden Lithologien, welche in den oben genannten Berichten sowie in ROCKENSCHAUB (1986) und HEJL (2018) bereits ausführlich beschrieben sind. Danach werden die Lagerungsverhältnisse und die tektonischen Grenzflächen behandelt.

Lithologische Beschreibungen

Schladming-Komplex

Der Schladming-Komplex besteht aus Paragneis, Hornblendegneis und Amphibolit, sowie leukokrater, granitischem Orthogneis.

Der **Paragneis** bricht grobblockig oder plattig. Blöcke, die länger der Verwitterung ausgesetzt waren, zeigen typischerweise rundliche Kanten, da die isometrischen Quarz- und Feldspatkristalle bevorzugt von den Kanten abwittern. Er ist generell feinkörnig und durch einen hohen Feldspat-Modalbestand hellgrau gefärbt. Biotit dominiert gegenüber Muskovit. Biotit ist bereichsweise chloritisiert, wodurch das Gestein eine grünliche Farbe zeigen kann. Außer in wenigen Lagen ist Granat unauffällig und weist eine Korngröße von maximal 1 mm auf. Im Dünnschliff ist immer wieder Epidot als akzessorischer Gemengteil zu erkennen. Stellenweise, oft in Kontakt zu Orthogneis, sind extrem feldspatreiche, fast weiße Paragneisvarietäten anzutreffen, die auch migmatische Gefüge aufweisen können. Hierin sind bisweilen auch diskordante Gänge aus feinkörnigem Orthogneis vorhanden. Über biotitreiche Varietäten geht der Paragneis in den Hornblendegneis und dieser in den Amphibolit über. Dementsprechend sind die Grenzen der Gesteine oft diffus und auf Distanz nicht erkennbar.

Im **Hornblendegneis** bildet die Hornblende dunkel graugrüne, stängelige Kristalle, die zumeist 5–7 mm, aber auch bis zu 15 mm Länge aufweisen. Die Kristalle sind meistens schlecht eingeregelt und häufig ganz oder teilweise chloritisiert. Manchmal ist in größeren Mengen Granat vorhanden. Im Hornblendegneis sind immer wieder Lagen und Körper von Amphibolit anzutreffen. Der dunkelgraugrün gefärbte Amphibolit enthält häufig Granat und Biotit und bricht zu kleineren Stücken als der umgebende Paragneis und Hornblendegneis.

Der leukokrate **Orthogneis** bricht nach der Schieferung und nach Kluffflächen zu faustgroßen bis kubikmetergroßen Blöcken. Er baut steile Felswände auf, unter denen durchwegs große Hangschuttkörper auftreten. Die Gesteine zeigen eine unterschiedlich stark ausgeprägte Schieferung, welche generell zu den Nebengesteinen hin intensiver wird. Bisweilen ist das magmatische Gefüge noch teilweise erhalten, andererseits finden sich Mylonite und Weißschiefer in bis zu 15 m mächtigen, diskreten Scherzonen. Auf den Schieferungsflächen ist eine mehr oder we-

niger deutliche Lineation (Glimmerelongation, Striemung, Feldspatregelung) in E–W- bis NW–SE-Richtung zu beobachten. Seltener sind flache Wellungen bzw. Stauchfaltungen (besonders in den Weißschiefern) mit ca. W–E streichenden Faltenachsen beobachtbar (ROCKENSCHAUB, 1986).

Der Orthogneis zeigt eine gewisse Variation hinsichtlich Korngröße, Gefüge und Mineralbestand, wobei fließende Übergänge vorhanden sind. Zumeist ist er homogen und mittelkörnig, bereichsweise sind aber auch Augengneise mit 2–3 cm großen Alkalifeldspat-Porphyrklasten oder feinkörnige Varietäten vorhanden. Generell besteht das Gestein fast ausschließlich aus Quarz und Feldspat. An mafischen Gemengteilen sind Turmalin, Granat und Biotit vorhanden, wobei zumeist Biotit oder Turmalin deutlich dominieren. So ist im Bereich der Wildenkarseen Turmalin dominant, der häufig auch in Nestern auftritt. An den südlichen Ausläufern des Schreins (2.410 m) ist hingegen Biotit neben Granat vorhanden. Biotit dominiert gegenüber Hellglimmer, der wahrscheinlich fast ausschließlich metamorph gebildet ist. Der Orthogneis zeigt nach SCHERMAIER et al. (1997) eine A-Typ Signatur. LA-ICP-MS Zirkondatierungen von HAAS et al. (2021) und HUANG et al. (2022) ergaben für den ursprünglichen Granit ein Intrusionsalter im Perm (260–266 Ma), beziehungsweise in der Mitteltrias (240–245 Ma). Demnach muss die beobachtete Deformation zum größten Teil während des Eoalpidischen Ereignisses erfolgt sein.

Greim-Komplex

Der Greim-Komplex zeigt nach GRIESMEIER & SCHUSTER (2024) eine Abfolge mit Paragneis und Amphibolit im Liegenden und Glimmerschiefer mit einer markanten Marmorlage im Hangenden.

Das Felssturzmaterial unter der Geierwand besteht aus Paragneis mit einzelnen glimmerreicheren Lagen, in welchen Granat etwas häufiger auftritt. Granat zeigt eine bimodale Korngrößenverteilung mit wenigen, bis 1 cm großen, zweiphasigen Porphyroblasten und vielen etwa 1 mm großen Kristallen. Nach diesem Befund sollte die Geierwand aus Gesteinen des Greim-Komplexes aufgebaut sein.

Der in den Karten eingezeichnete **Marmor** beim Hohensee bildet mehrere Lagen. Es sind sowohl der typische, hellgrau gefärbte, Tremolit führende Dolomitmarmor (Rettelkirchspitz-Marmor), als auch weiß-rosa-grünlich gebänderter Kalzitmarmor, der an den Sölk-Marmor erinnert, vorhanden. Letzterer zeigt stellenweise schöne Karststrukturen. Der in der GEOFAST-Karte Blatt 128 Gröbming (KREUSS, 2021) eingezeichnete Marmor beim Kreuzsteg konnte nicht aufgefunden werden, in diesem Bereich sind lediglich durch Gletscher transportierte Marmorblöcke gehäuft anzutreffen. In Begleitung der Marmorlagen sind auch die für den Greim-Komplex sehr typischen Glimmerschiefer mit Hellglimmer-Pseudomorphosen nach Staurolith (HEJL, 2018; GRIESMEIER & SCHUSTER, 2024) anzutreffen.

Wölz-Komplex

Der Wölz-Komplex wird im bearbeiteten Bereich aus Glimmerschiefer und Granatglimmerschiefer mit Lagen aus Marmor, Amphibolit und Quarzit aufgebaut. Marmor- und Amphibolitlagen treten meist gemeinsam und in einem bestimmten Niveau auf.

An der neuen Forststraße vom Kreuzsteg in Richtung Hohensee sind Granatglimmerschiefer anstehend. Diese führen reichlich Granat, der als dunkle, kugelige Blasten gut sichtbar ist und bis zu 2 mm im Durchmesser erreicht. Nach dem Dünnschliffbefund ist der Granat einphasig. Die Matrix besteht hauptsächlich aus Muskovit, Biotit und Chlorit und enthält verfaltete Quarzmobilisatlagen. Je nach Dominanz von Biotit oder Chlorit hat das Gestein eine dunkelbraungraue oder dunkelgrüngraue Färbung und es bricht zu großen Blöcken. In GRIESMEIER & SCHUSTER (2024) wurden die Aufschlüsse als Greim-Komplex eingestuft, neue Gelände- und Dünnschliffbeobachtungen zeigen aber, dass es sich um Aufschlüsse im Wölz-Komplex handelt.

Dunkel graugrüner bis schwarzer **Amphibolit** ist als wenige Dezimeter bis an die hundert Meter mächtige Körper vorhanden. Oft zeigt er einen internen, diffusen Lagenbau, der durch wechselnden Modalbestand von Amphibol, Plagioklas, Granat, Biotit, Epidot, Quarz und Karbonat hervorgerufen wird. Selten ist auch etwas Hellglimmer vorhanden.

Der größte Teil des **Marmors** bildet wahrscheinlich eine markante Lage, die etliche Dezimeter bis etwa 10 m mächtig sein kann. Der Marmor zeigt einen Lagenbau aus gelb verwitterndem, grau, gefärbtem, feinkörnigem Dolomitmarmor und dünnbankigem, weißem und grauem Kalzitmarmor, der silikatisch verunreinigt ist und braun verwittert.

300 m nordöstlich der Stampferhütte befindet sich ein wenige Meter mächtiger, weißer **Quarzit** mit orange-braunen Eisenoxidbelägen auf den Klufflächen und splitterigem Bruch.

Rappold-Komplex

Der Rappold-Komplex zeichnet sich durch Glimmerschiefer und Paragneis mit zahlreichen Lagen von Marmor, Amphibolit und Pegmatitgneis aus, wobei die Lagen einige Dezimeter bis wenige Zehnermeter mächtig sind.

Von besonderem Interesse sind Muskovit führende, **migmatische Glimmerschiefer** mit diffus eingelagerten Mobilisaten aus Alkalifeldspat, Plagioklas und Quarz oder bis zu 2 cm großen Muskovit-Porphyrblasten (Proben 22R29, 22R31). Im Dünnschliff sind neben zweiphasigem Granat, rotbrauner Biotit, Alkalifeldspat, Plagioklas, Quarz, wenig Muskovit und zahlreiche stark ausgelängte Aggregate aus feinkörnigem Kyanit zu erkennen. Das Gestein entspricht somit dem, was in der Sau- und Koralpe als „Disthenflasergneis“ bekannt ist. Der migmatische Glimmerschiefer steht deutlich feinkörnigerer Glimmerschiefer bis Paragneis gegenüber, welcher bisweilen Staurolith führt und nicht migmatisch ist. Die **Pegmatitgänge** sind konkordant zur prägenden Schieferung und zeigen einen Mineralbestand aus Feldspat, Quarz und Muskovit sowie bisweilen etwas schwarzem Turmalin und Granat. Der Muskovit kann bis zu 5 cm Länge erreichen. In seltenen Fällen sind in großen Muskovit-Phänokristallen Kerne aus Biotit enthalten.

Als Besonderheit ist das Vorkommen eines Kyanit-Quarz-Mobilisates im unteren Teil des Kares westlich vom Aarfeldspitz (2.284 m) zu erwähnen (Aufschluss RS-22-129-101). Kyanit ist darin als bis zu 7 cm lange und 5 mm breite, parallel verwachsene, blaugraue Kristalle vorhanden.

Verbreitung der Einheiten und tektonische Grenzflächen

Die Begrenzungen der Einheiten zeigen, wie bereits erwähnt, komplizierte Verläufe im Verschnitt mit der hochalpinen Topografie. Als Grenzflächen sind zum Teil verfaltete kretazische Deckengrenzen, aber auch känozoische Störungen zu nennen. Im Folgenden werden die Störungen, die Deckengrenzen, aber auch die einzelnen Decken hinsichtlich ihres internen Aufbaues und der Verteilung der Gesteine beschrieben. Die Beschreibung der Grenzflächen erfolgt, soweit möglich, von den jüngeren zu den älteren, um die Interferenzen besser beschreiben zu können. Dabei ist jedoch festzuhalten, dass polyphase Bewegungen an den Störungen anzunehmen sind.

Känozoische Störungen

Im kartierten Gebiet sind Störungen mit sehr verschiedener Orientierung vorhanden, die zum Teil in Störungssets zusammengefasst werden können.

Zu den jüngsten Störungen gehört die von GRIESMEIER et al. (2021) definierte Katschtalstörung. Diese ist NNW-SSE orientiert und die Auswertung von Harnischflächen ergab einen dextralen Bewegungssinn mit einer abschiebenden Komponente.

Relativ jung ist eine etwa E-W streichende, steilstehende Störung, die sich vom Hüttkar über den Schimpelgrat bis Schilling im obersten Katschbachtal verfolgen lässt, wo sie in einer Massenbewegung ausläuft. Sie ist morphologisch sehr gut erkennbar, der Versatz an ihr ist aber gering und wahrscheinlich sinistral. Eine gleich orientierte Störung versetzt den Marmorzug im Bereich der Etrachböden (GRIESMEIER & SCHUSTER, 2024), sie wird aber vermutlich von der Katschtal-Störung abgeschnitten.

Um den Schrein (2.410 m) gibt es zwei WSW-ENE gerichtete, steilstehende Störungen. Die nördlichere begrenzt den Gipfelbereich des Schreins im Norden und verläuft in das Hüttkar. Die südliche zieht von der Südseite des Schreins in die Reichascharte und weiter in das oberste Katschbachtal. An beiden setzen im Hüttkar Hangauflockerungen an und in den daraus resultierenden hangparallelen Gräben sind kleine Seen entwickelt. Für die südlichere ergibt sich aus dem Kartenbild ein horizontaler, dextraler Versatz von etwa 75 m, da die Deckengrenze zwischen der Obertal- und der Donnersbach-Decke um diesen Betrag versetzt ist. Gleich orientierte Störungen sind am Breitmodl (2.380 m) und im Bereich der Etrachböden vorhanden (GRIESMEIER & SCHUSTER, 2024).

Wesentlich sind auch steilstehende, etwa N-S orientierte Störungen mit einem gegen Osten zu abschiebendem Charakter. Eine davon verläuft von der Scharte gleich westlich des Eisenhutes (2.456 m) zum Abfluss des Oberen Zwiefeldersees und weiter über den Grat des Zinken. Sie ist weitgehend von Hangschutt und glazigenen Sedimenten bedeckt, die Absenkung des östlichen Blockes lässt sich aber trotzdem an Hand der Verteilung der Gesteine klar erkennen. Eine weitere markante NNE-SSW streichende, steilstehende Störung ist vom Ostgrat des Dachleitecks (2.463 m) über die Toreben und entlang der Westseite des Sauofens bis zur Reichascharte zu verfolgen. Westlich des Sauofens macht die Störung einen deutlichen Knick und sie ist als über 10 m mächtige Kataklasitzone ausgebildet. Die kleinstückig brechenden Störungsgesteine sind

durch Eisenoxide und Eisenhydroxide orangerot gefärbt und bilden runde Geländeformen. An der im Folgenden als Sauofen-Störung bezeichneten Struktur wird der östliche Block um etwa 100 m abgesenkt. Im Norden wird sie von der südlicheren der zwei WSW–ENE gerichteten Störungen abgeschnitten bzw. verläuft sich in dieser. Die Sauofen-Störung ist in etwas anderer Geometrie auch in den Karten von ROCKENSCHAUB (1986) und HEJL (2021) eingezeichnet.

Eine ebenfalls NNE–SSW streichende Störung, welche westlich des Krautwaschs (2.360 m) und Hochstubofens (2.385 m) verläuft, ist bereits in der Karte von GRIESMEIER & SCHUSTER (2024) enthalten. Sie begrenzt den Rappold- gegen den Greim-Komplex, wobei hier allerdings der tiefere Greim-Komplex im östlichen Block herausgehoben ist. Der weitere Verlauf der Störung und ihre Interferenz mit einer von GRIESMEIER et al. (2021) postulierten Störung im Feistritzal ist bisher unbekannt. Die Fortsetzung der Grenzfläche zwischen dem Rappold- und dem Greim-Komplex setzt sich aber nicht geradlinig fort. Um die Situation zu durchschauen, wäre eine Kartierung des oberen Feistritztales notwendig.

Kretazische Deckengrenzen

Die **Deckengrenze zwischen der Obertal- und Donnersbach-Decke** zeigt eine komplexe Geometrie, da sie noch in der Kreide verfault wurde und an mehreren känozoischen Störungen versetzt wird. Primär handelt es sich um eine etwa 10 m mächtige grünschieferfazielle Scherzone mit Top nach Norden gerichtetem Schersinn (KOLLMANN, 2014). Der deformierte Paragneis der Obertal-Decke zeigt zumeist eine mylonitische Struktur, während der überlagernde Glimmerschiefer der Donnersbach-Decke phyllonitisch ausgebildet ist.

An den westseitigen Abhängen des Katschtales bei der Dorferhütte fällt die Deckengrenze mittelsteil gegen Norden ein. Richtung Westen wird sie an der steilstehenden N–S orientierten Störung viele hundert Meter gegen Norden versetzt. Die Fortsetzung der Deckengrenze findet sich etwas flacher gegen Norden einfallend am Rücken westlich des Oberen Zwieflersees und zieht weiter gegen Westen bis in die Scharte südlich des Breiddaches (2.451 m). Noch nicht lagegenau erfasst, verläuft sie um das Breiddach und den Schöderkogel (2.500 m), dessen Nordostgrat sie in etwa 2.400 m Seehöhe schneidet. Bedingt durch die Verfaltung mit einer gegen Osten einfallenden Achse liegt sie hier zunächst nahezu horizontal, sodass sie in das Kar östlich des Schöderkogels zu verfolgen ist. Im Kar verläuft die Grenze von Schutt bedeckt gegen Norden. Möglicherweise sprödetektonisch überprägt, zieht die Deckengrenze zunächst sehr steil, dann immer flacher nordfallend gegen Westen bis zur Hochfläche zwischen Schöderkogel und Sauofen (2.415 m). An den Wänden, die zum Etrachtal abfallen, lässt sie sich bis zum Wandfuß des Sauofens verfolgen, wo sie von der Sauofen-Störung abgeschnitten wird. An dieser wird sie bis zur Reichartscharte versetzt. Im Zwickel zwischen der Sauofen-Störung und der E–W streichenden Störung, welche durch die Reichartscharte verläuft, ist die Deckengrenze über einige Zehnermeter verfolgbar, wobei sie hier gegen Nordosten einfällt. An der E–W streichenden Störung wird sie wiederum um wenige Zehnermeter gegen Osten versetzt und zieht immer steiler einfallend gegen Nordwesten in das Hüttkar.

Etwa an der nördlicheren der beiden WSW–ENE orientierten Störungen versetzt, verläuft sie gegen Westen in die nördlichen Abfälle des Sübleitecks (2.507 m).

Die **Deckengrenze zwischen der Donnersbach- und der Pusterwald-Decke** verläuft in den östlichen Hängen des oberen Katschtales. Sie wurde zwischen der Hornfeldspitze (2.277 m) und der Lannachkarhütte ca. 500 m westlich des Mirzlzinken (1.976 m) festgelegt. Da die Deckengrenze nicht durch eine auffällige Deformationszone erkennbar ist, muss angenommen werden, dass sie um den Metamorphosehöhepunkt in der liegenden Decke entstanden ist und die Störungsgesteine danach noch stark rekristallisierten. Als Kriterium für die Kartierung der Grenze wurden daher typische Lithologien der jeweiligen Decken bzw. Komplexe verwendet. Hilfreich dabei ist, dass die bunte lithologische Abfolge des Rappold-Komplexes an der Deckengrenze diskordant abgeschnitten wird und der angrenzende Greim-Komplex in diesem Bereich aus monotonem Paragneis mit nur einzelnen Amphibolitlagen besteht. Generell fällt die Deckengrenze mittelsteil gegen Osten ein. An den westlichen Hängen der Hornfeldspitze verläuft sie in etwa 1.970 m Seehöhe und quert in etwa 1.850 m Seehöhe den Aargraben. Da die nach Westen abfallenden Hänge der Narrenspitze (2.330 m) sehr unzugänglich sind, liegen die nächsten Beobachtungen erst aus dem Grenzgraben vor, wo die Deckengrenze in etwa 1.660 m Seehöhe anzutreffen ist. Fast bis zur Lannachhütte befindet sie sich zwischen der obersten Forststraße auf etwa 1.650 m Seehöhe und dem Jägersteig, der in etwa 1.850 m Seehöhe verläuft. Etwa 250 m nördlich der Hütte quert sie den Jägersteig in etwa 1.800 m Seehöhe.

Interner Aufbau der Decken

Die tektonisch tiefsten Anteile der **Obertal-Decke** befinden sich im hinteren Etrachtal, im Talboden der Grafenalm. Im Talboden sind bis hinauf zum Sauofensee (1.978 m) zahlreiche durch den Gletscher geschliffene Aufschlüsse aus Paragneis des Riesach-Komplexes vorhanden. Die Schieferung fällt bereichsweise gegen Süden oder Norden ein, was durch die kretazische Faltung um etwa E–W orientierte Achsen bedingt ist. Darüber folgt der als permisch datierte Orthogneis (HAAS et al., 2021) als mehrere hundert Meter mächtige Lage. Wie bereits in der Kartierung von ROCKENSCHAUB (1986) lagegenau ausgeschieden, bildet er sowohl über die gesamte Nordseite des Tales, vom Flederweißspitz (2.336 m) bis zum Schrein (2.410 m), als auch auf der Südseite am Dachleiteck (2.463 m) einen Großteil der Felskulisse. Nur an wenigen Stellen, wie z.B. am Südgrat des Bauleitecks (2.424 m), befinden sich Paragneisschollen innerhalb des Orthogneises. Überlagernder Paragneis und Hornblendegneis mit Amphibolitschollen baut die Kammbereiche auf, wobei die Grenzfläche flach gegen Osten einfällt, sodass der Schrein (2.410 m) ab 2.220 m Seehöhe aus Paragesteinen besteht. Gegen Osten wird die Abfolge durch die Sauofen-Störung durchschnitten. Durch die Absenkung des östlichen Blockes um etwa 100 m ist die Hangendgrenze des Orthogneises an der Westseite des Schöderkogels (2.500 m) etwas tiefer, auf etwa 2.100 m Seehöhe anzutreffen. Gegen Südosten lässt sie sich in die Wände des Breiddaches (2.451 m) verfolgen.

Die **Donnersbach-Decke** besteht aus dem Greim- und dem Wölz-Komplex. Basierend auf Kartierungen in an-

grenzenden Gebieten (HEJL, 2021; SCHUSTER, unpublizierte Kartierungen auf ÖK50 Blatt 129 Donnersbach) ist klar, dass der Wölz-Komplex eine strukturell höhere Position einnimmt und Lithologien diskordant an der Grenze der Einheiten abgeschnitten werden. Derzeit ist nicht klar, ob es sich bei der Deckengrenze um eine präalpidische oder eoalpidische Struktur handelt, da die Gesteine beider Komplexe, als auch die Grenzfläche während des kretazischen Metamorphosehöhepunkts eine Prägung in oberer Grünschiefer- bis Amphibolitfazies erfuhren.

Wie im Bericht von GRIESMEIER & SCHUSTER (2024) festgehalten, wird die Grenze zwischen dem Greim- und dem Wölz-Komplex im oberen Katschtal durch die steilstehende NW-SE streichende Katschtal-Störung gebildet, die sich in das Gschrött fortsetzt und hier die Karwände schneidet. Die Kare auf der nördlichen Seite sind unzugänglich und der weitere Verlauf der Störung kann daher nur aus Erkenntnissen an den Wandfüßen im Bräualmbachtal interpoliert werden. Hier sind in Felswänden entlang der Weitrinne auf etwa 1.320 m Seehöhe Aufschlüsse eines weiß gefärbten Gesteins zu erkennen. Diese bilden eine etwa 10 m mächtige, in der Schieferung mittelsteil gegen Nordosten einfallende Lage. Im Schutt- und Murenkegel unter der Rinne sind Stücke von gelblich anwitterndem, weißem Kalzitmarmor sowie Glimmerschiefer vorhanden. Beide Lithologien sind dem Wölz-Komplex zuzuordnen. Der nördlich gelegenen Schutt- und Murenkegel beinhaltet Komponenten aus Paragneis und Glimmerschiefer mit bimodaler Granat-Korngrößenverteilung. Vereinzelt sind auch Stücke aus Dolomitmarmor vorhanden. Dementsprechend liegt das Einzugsgebiet der darüber liegenden Rinne im Greim-Komplex und die Grenze zum Wölz-Komplex muss sich knapp nördlich der Weitrinne befinden.

Im Bräualmbachtal befindet sich eine noch nicht näher charakterisierte Grenze zwischen dem Wasserfall und dem Hohensee. Der Granatglimmerschiefer sowie der darüber liegende Amphibolit, der sich an der Forstraße bis in eine Seehöhe von 1.420 m verfolgen lässt, gehören höchstwahrscheinlich zum Wölz-Komplex. Die Felsen oberhalb des alten Almweges in 1.470 m sind sicher dem Greim-Komplex zuzurechnen, da es sich um Glimmerschiefer mit Hellglimmer-Pseudomorphosen nach Staurolith handelt und nur wenig oberhalb Tremolit-führender Marmor auftritt.

Die große Masse des Wölz-Komplexes im hintersten Katschtal zeigt eine gewisse interne Abfolge. Eine oder mehrere Amphibolitlagen mit wechselnder Mächtigkeit finden sich in einem bestimmten Niveau. Etwas darüber folgt der oben beschriebene, bunt zusammengesetzte Marmorzug mit einer Mächtigkeit von wenigen Metern, der sich aber über weite Strecken verfolgen lässt. Hangend davon befinden sich monotone Granatglimmerschiefer mit großer Mächtigkeit. Im Südwesten ist die bunte Abfolge mit Amphibolit und Marmor vom Katschtal bis in das Hüttkar immer in den liegendsten Zehnermetern über der Deckengrenze zur Obertal-Decke eingeschaltet. Vom Gruberkar bis fast zum Gipfel des Breitmodls (2.380 m) findet sich der monotone Granatglimmerschiefer mit nur ganz vereinzelt, geringmächtigen Amphibolitlagen. Im Gipfelbereich des Breitmodls und etwas nördlich davon sind wiederum gehäuft Amphibolitlagen und auch ein Marmorzug im Hangenden anzutreffen. Wahrscheinlich ist hier eine Synform vorhanden.

Im bearbeiteten Anteil der **Pusterwald-Decke** sind migmatische Glimmerschiefer an der Westseite des Ameiskopfes (2.245 m) in ca. 1.800 m Seehöhe und von dort aus entlang des Hanges gegen Süden vorhanden. Richtung Norden verlieren sich die großen Muskovit-Porphyroblasten und der migmatische Charakter der Gesteine. Dementsprechend ist anzunehmen, dass sich die strukturell höheren Anteile der Einheit im Norden beziehungsweise im Nordosten befinden. Dazu passt auch, dass der lithologische Lagenbau und die prägende Schieferung gegen Nordosten einfallen. Etliche Meter mächtige Marmor- und Pegmatitlagen finden sich um den Gipfel der Narrenspitze (2.336 m). Sie ziehen von hier gegen Nordwesten, wo sie von der Deckengrenze zur liegenden Donnersbach-Decke in ca. 1.950 m Seehöhe abgeschnitten werden. Im Hangenden treten vermehrt Amphibolitlagen auf, welche bei etwas flacherer Lagerung um die Hornfeldspitze (2.277 m) ziehen. Weiter gegen das Seekar im Nordosten sind fast nur mehr geringmächtige Pegmatitgänge in den Glimmerschiefer und Paragneis eingeschaltet.

Quartäre Ablagerungen und Formen

Im Folgenden werden die quartären Ablagerungen und Formen nach Karen gegliedert beschrieben.

Gruberkar

Der oberste Bereich des Kars, in das die Zwiefelderseen eingesenkt sind, besitzt einen relativ flachen Karboden, der durch Gletscherschliffe mit dazwischenliegenden Mulden, die mit Grundmoränenablagerung gefüllt sind, geprägt ist. Richtung Norden zum Gruberkar gibt es keine trennende Karwand. Die Schlifffgrenze befindet sich im Bereich des Gruberkars vermutlich in 2.160 bis 2.180 m Seehöhe. Dies ist deutlich am rundlich ausgebildeten Kamm zwischen Zinken und einem Rücken mit 2.288 m Seehöhe erkennbar und auch an einer kleinen Scharte im Westen des Gruberkars. Im Bereich des Gruberkars, in dem keine Felsumrahmung besteht, befinden sich Grundmoränenablagerung und deutlich ausgebildete Rundbuckel aus Granatglimmerschiefern des Wölz-Komplexes. Direkt oberhalb des Grubersees tritt eine Wallform auf. Sie besteht aus groben Blöcken und Steinen und ist am Kamm bewachsen. Die Form ist relativ geradlinig, am Nordende biegt sie allerdings Richtung Westen um. Aufgrund der Position und der oberhalb anschließenden blockreichen Hangablagerung wird sie als Wall einer Blockgletscherablagerung interpretiert. Der Grubersee ist in Grundmoränenablagerungen eingesenkt. Im nördlichsten Bereich des Gruberkars befindet sich eine weitere Blockgletscherablagerung. Sie ist aus groben Blöcken aufgebaut, die mehrere Meter Durchmesser erreichen. Zudem beinhaltet sie mehrere Loken, die von Gras bewachsen sind. Da eine kleine Lacke in der Ablagerung auftritt, wird interpretiert, dass die Blockgletscherablagerung zumindest einen wenige Meter messenden Eiskern besaß. Es kann somit auch nicht ausgeschlossen werden, dass die Blockgletscherablagerung aus einem schuttbedeckten Gletscher entstand. Die Lage direkt unterhalb einer Schutt liefernden Wand spricht allerdings dafür, dass die Ablagerung direkt aus einem Blockgletscher resultierte. Der tiefste Bereich des Gruberkars besteht hauptsächlich aus Festgestein und auflagerndem Mur- und Lawinenschutt.

Kar südöstlich des Sauofens

Das Kar südöstlich des Sauofens (2.415 m) ist gänzlich von Schutt liefernden Karwänden umrahmt, allerdings befindet sich im Südwesten oberhalb der Wände eine flache Ebene. Diese Ebene ist von Gletscherschliffen geprägt. Es konnte keine glaziale Striementung erkannt werden, die Form der Rundbuckel lässt allerdings darauf schließen, dass zur Zeit des Würm-Hochglaziales Eis von dort Richtung Nordosten in das Kar floss. Die obersten Bereiche des Kars sind von grobblockigem Schutt bedeckt, der von den Wänden der Karumrahmung stammt. Teile dieser blockreichen Hangablagerungen wurden durch periglaziale Prozesse nachbewegt, wie mehrere gute ausgebildete Blockgletscherablagerungen zeigen. Ähnlich wie im Gruberkar kann nicht ganz ausgeschlossen werden, dass manche dieser Ablagerungen (vor allem jene im Westen des Kars) aus schuttbedeckten Gletschern entstanden. Unterhalb der Blockgletscherablagerungen befindet sich hauptsächlich Grund- und Ablationsmoränenablagerung, aus welcher immer wieder Felsaufschlüsse aufragen. Im Bereich des Baches ist diese Ablagerung zum Teil verschwemmt. Oberhalb der Karstufe, auf etwa 1.860 m Seehöhe, befindet sich eine Quelle, die auf Grundmoränenablagerungen gestaut wird. Der Bereich nördlich davon ist ebenfalls großflächig von Grund- und Ablationsmoränenablagerungen geprägt. Die etwas unruhige Morphologie ist dabei auf den seinerseits nicht ebenflächig ausgebildeten Festgesteinsuntergrund zurückzuführen. Der Bereich unterhalb der Karstufe ist hauptsächlich von Wildbachablagerungen geprägt, welche die Grund- und Ablationsmoränenablagerung überlagern bzw. verschwemmen.

Grafenalm und angrenzende Kare

Das Gebiet der Grafenalm gliedert sich in einen ausgedehnten Talboden, der von Grund- und Ablationsmoränenablagerung (zum Teil verschwemmt und periglazial nachbewegt) mit einzelnen Felsaufschlüssen geprägt ist. In einem dieser Felsen befindet sich eine Gletschermühle (R: 499015, H: 235239). Im Norden, anschließend an den Talboden, sind einzelne Kare ausgebildet, die jeweils etwa 150 m über dem Talboden ausheben. Diese sind von West nach Ost das Wildenkar, ein namenloses Kar und das Gamskarl. Die Morphologie des hintersten Talbereiches ist störungsbedingt (siehe Kapitel „Geologie der Festgesteine“) komplexer aufgebaut. Es wird hierbei vor allem der Bereich zwischen Sauofenseen und Sauofen (2.415 m) im Anschluss detaillierter beschrieben. Interessant ist, dass auf einer gewissen Seehöhe, die mit einem ähnlichen Gefälle wie der Talboden selbst abfällt, nahezu senkrechte, etwa 50–100 m hohe Felswände auftreten. Morphologisch ähneln diese einem nach dem Hochglazial überschliffenen Bereich. Die Frage, wie diese Wände entstanden sein könnten, kann momentan nicht geklärt werden.

Wildenkar

Das Wildenkar ist streng genommen in zwei Kare unterteilt, die auf einer Seehöhe von etwa 2.100 m zusammenführen. Der nach Westen exponierte oberste Hang am Ostrand des Kares ist von Schutt (meist Steingröße) bedeckt, nur einzelne Felswände treten hervor. Dieser Bereich weist ein einheitliches Gefälle auf, bis unterhalb von etwa 2.200 m eine steile Felswand auftritt, die einen deutlichen Geländeknick markiert. Da oberhalb der Schuttablagerungen keine Felswände vorhanden sind, die als Schuttlieferant dienen

könnten, ist anzunehmen, dass der Schutt durch intensive Frostsprengung auf den Hängen oberhalb der Eisgrenze entstanden ist. Direkt unterhalb des Bauleitecks (2.424 m) treten Karwände auf, die grobblockigen Schutt liefern. Im Kar unterhalb dieser Wände befindet sich eine Ablagerung, die aus diesen groben Blöcken, aber auch aus feinerem Material besteht. Die Blöcke sind sehr eckig und es sind mehrere Loben erkennbar, die von Gras bewachsen sind. Stellenweise gibt es Mulden, die mehrere Meter tief eingesenkt sind. Die Ablagerung wird als Blockgletscherablagerung interpretiert, die sich auf unebenem Untergrund entwickelte. Es wäre auch denkbar, dass der ehemalige Blockgletscher bereichsweise Eiskerne beinhaltete. Durch beide Umstände entstanden vermutlich größere Eintiefungen als üblich bei Blockgletscherablagerungen mit Interstadialeis.

Unterhalb dieser Ablagerung treten zwischen Flächen mit Grund- und Ablationsmoränenablagerung mehrere Gletscherschliffe auf. Unter einer eindrucksvollen Felswand befindet sich der Untere Wildenkarsee, der in Grundmoränenablagerung eingesenkt ist. Einzelne Wälle, die in Längsrichtung zum Hangeinfallen orientiert sind, lassen darauf schließen, dass die Ablagerung bereichsweise nachbewegt bzw. Eis in Rinnen ausgeschmolzen ist. Östlich dieses Sees befindet sich eine Seitenmoränenablagerung. Diese besteht aus einem Diamikt mit sandiger Matrix. Der Wall dieser Ablagerung ist zwar gut ausgebildet, jedoch etwas überprägt von einer jüngeren Blockgletscherablagerung, die östlich daran anschließt. Die Seitenmoränenablagerung geht in eine Endmoränenablagerung etwa 80 m unterhalb des Sees über, wird allerdings vom Fluss durchschnitten, der den See entwässert.

Der westliche Teil des Kars ist ähnlich ausgebildet wie der östliche. Der nordöstlichste Bereich ist wiederum von periglazialen Ablagerungen geprägt, während im Norden und Osten Schutt liefernde Felswände dominieren. Der Obere Wildenkarsee ist ebenfalls in Grund- und Ablationsmoränenablagerung eingesenkt, wird allerdings auf der Westseite direkt von Schuttkegeln begrenzt. Östlich des Sees, etwa 60 m oberhalb desselben, befindet sich ein deutlich ausgeprägter Seitenmoränenwall. Ein weiterer, nicht so deutlich ausgebildeter Wall, tritt südwestlich des Sees auf. Diese Ablagerung ist undeutlicher, da sich dort mehrere Wälle befinden, die einerseits durch periglaziale Nachbewegung, andererseits durch Ausschmelzen von Eis in Rinnen entstanden sein könnten (ähnlich wie beim Unteren Wildenkarsee).

Im Bereich, in dem beide Kare zusammentreffen, befindet sich ein Wall mit deutlich flacherem Kamm als die beiden anderen Wälle. Dieser wird als subglaziale Form interpretiert. Alle in diesem Kapitel erwähnten Seitenmoränenwälle befinden sich deutlich unterhalb der Felswände, die im Eingangskapitel erwähnt wurden und eine Schliiffgrenze andeuten. Aufgrund der südseitigen Exposition und der Höhe des Einzugsgebiets von maximal 2.400 m wird der Gletscher, der diese Wälle produzierte, vorläufig dem Gschnitz-Stadial zugeordnet.

Bereich zwischen Sauofenseen und Sauofen

Der Sauofen (2.415 m) ist ein markanter Gipfel mit rauen Felswänden. An seiner Nordseite ist die Schliiffgrenze des letzten Hochglazials nicht deutlich erkennbar. Unterhalb seines südwestlichen Vorgipfels lässt sie sich jedoch an-

hand deutlich geschliffener Felswände auf etwa 2.360 m Seehöhe festlegen. Der verflachte Bereich westlich des Sauofens ist von einer Gletscherschliff-Landschaft geprägt. Mehrere Seen befinden sich auf Grundmoränenablagerungen zwischen den einzelnen Rundbuckeln. Die Rinne, die von dieser Ebene in Richtung Süden führt, ist tektonisch angelegt. Anhand eines deutlichen Seitenmoränenwalles, der dort ansetzt, wo sich die Rinne verbreitert, ist ersichtlich, dass sie auch im Spätglazial von Eis erfüllt war. Der Wall besteht aus einem Diamikt und weist einen etwas abgeflachten Kamm auf. Nach etwa 100 m biegt er nach Südosten um und verbindet sich mit einem Endmoränenwall. Unterhalb dieser Position lässt er sich allerdings für weitere 100 m verfolgen. Südlich und westlich des Walles befindet sich eine weitere geomorphologische Form mit mehreren gebogenen Wällen und Senken. Die Wälle sind grobblockig und die Blöcke (bis 3 m) sind vielerorts ineinander verkeilt ohne erkennbare Matrix. Diese Form wird als Blockgletscherablagerung interpretiert. Da der oben beschriebene Wall in diese Form mündet, ist anzunehmen, dass der Gletscher, der diesen Wall bildete, stark von Schutt bedeckt war und dieser Schuttmantel später durch periglaziale Prozesse nachbewegt wurde. Die Blockgletscherablagerung endet in den beiden Sauofenseen. Aufgrund der Position, Höhenlage, Größe des Einzugsgebietes und Südexposition wird angenommen, dass der Seitenmoränenwall während des Gschnitz-Stadials gebildet wurde. Beim Rückzug kam es zu einer erneuten Stabilisierungsphase, wobei der Endmoränenwall gebildet und so der Seitenmoränenwall etwas überformt wurde. Die Blockgletscherablagerung könnte bereits während des Gschnitz-Stadials angelegt und während des Egesen-Stadials weiterbewegt worden sein.

Am Nordende des Oberen Sauofensees befindet sich eine weitere blockreiche Ablagerung, hierbei erreichen die Blöcke durchaus 10 m im Durchmesser. Wiederum handelt es sich um eine korngestützte Ablagerung ohne erkennbare Matrix. Die Komponenten sind nahezu monomikt. Sie bestehen aus Paragneis, der die Wände nördlich dieser Ablagerung aufbaut. Diese Ablagerung wird als Felssturzablagerung interpretiert, obwohl keine deutliche Abbruchnische erkennbar ist. Östlich der Ablagerung lagert ein Schuttfächer an, der deutlich mehr Orthogneis aufweist. Letzterer baut die Wände östlich der Ablagerung auf.

Schödergraben

Der Kamm zwischen Schödertal und hinterem Grafental ist großteils eisüberformt, jedoch deuten steile Felswände auf der Nordseite darauf hin, dass ein Gletscher nach dem Würm-Hochglazial mit geringerer Ausdehnung den Kamm überformte. Im Nordwesten des Kars befinden sich unterhalb der schuttliefernden Karwände einige Wälle. Ein besonders deutlicher Wall setzt unterhalb des Dachleitecks (2.463 m) an. Er verläuft zuerst geradlinig in Richtung Osten, biegt dann auf etwa 2.150 m Seehöhe nach Süden um und bildet dabei einen Endmoränenwall. Dann lässt er sich weiter in östlicher Richtung talabwärts bis auf eine Seehöhe von etwa 2.040 m verfolgen, wo er wiederum einen Endmoränenwall bildet. Dieser durchgehende Wall besteht aus einem Diamikt, wobei die Komponenten kaum mehr als Steingröße erreichen. Er wird als End- und Seitenmoränenwall eines spätglazialen Gletschers interpretiert und wird vorläufig dem Egesen-Stadial zugerechnet.

Nördlich und westlich anschließend befindet sich Grund- und Ablationsmoränenablagerung, die bereichsweise durch periglaziale Prozesse nachbewegt wurde. Südlich schließt eine Blockgletscherablagerung an, die aus deutlich größerem Schutt aufgebaut ist als der oben beschriebene Moränenwall. Er weist mehrere Loben auf, die Kämme der Wälle sind auch deutlich breiter als die des Moränenwalles. Allein aufgrund dieser morphologischen und textuellen Unterschiede ist erkennbar, dass es sich um getrennte lithogenetische Einheiten handelt. Unterhalb beider Formen, am Talgrund des Schödertales, befinden sich ausgedehnte Grund- und Ablationsmoränenablagerungen, die im Bereich des Baches fluviatil überprägt wurden.

Literatur

- GRIESMEIER, G.E.U. & SCHUSTER, R. (2024): Bericht 2021 über geologische Aufnahmen im hinteren Sölk- und Katschtal auf Blatt 128 Gröbming und 129 Donnersbach. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **162** (2022), 204–209, GeoSphere Austria, Wien. (dieser Band)
- GRIESMEIER, G., SCHUSTER, R. & IGLSEDER, C. (2021): Bericht 2020 über geologische Aufnahmen im hinteren Sölk- und Katschtal auf Blatt 128 Gröbming und 129 Donnersbach. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **161**, 196–200, Wien.
- HAAS, I., KURZ, W., GALLHOFER, D. & HAUZENBERGER, C. (2021): A U/Pb zircon study on the Schladming Nappe and its implications for the pre-Alpine evolution of the Austroalpine Basement. – Mitteilungen der Österreichischen Mineralogischen Gesellschaft, **167**, 100, Wien.
- HEJL, E. (2018): Bericht 2018 über geologische Aufnahmen im Schladminger Gneiskomplex, im Wölz- und Greim-Komplex auf Blatt 128 Gröbming. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **158**, 152–154, Wien.
- HEJL, E. (2021): Bericht 2021 über geologische Aufnahmen im Ennstal-Komplex und im Wölz-Komplex auf Blatt 128 Gröbming. – Aufnahmsbericht, 4 S., Geologische Bundesanstalt, Wien. [GBA, Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 21354-RA/128/2021]
- HUANG, Q., NEUBAUER, F., LIU, Y., GENSER, J., GUAN, Q., CHANG, R., YUAN, S. & YU, S. (2022): Permian-Triassic granites of the Schladming complex (Austroalpine basement): Implications for subduction of the Paleo-Tethys Ocean in the Eastern Alps. – Gondwana Research, **109**, 205–224, Amsterdam.
- KOLLMANN, C. (2014): Cooling and deformation history of Austroalpine crystalline units in the Schladminger Tauern (Eastern Alps/Austria). – Unpublizierte Masterarbeit, Universität Wien, 55 S., Wien.
- KREUSS, O. (2021): GEOFAST – Zusammenstellung ausgewählter Archivunterlagen der Geologischen Bundesanstalt 1:50.000 – Blatt 128 Gröbming: Stand 2020, Ausgabe 2021/03. – 1 Blatt, Geologische Bundesanstalt, Wien.
- MANDL, G., HEJL, E. & VAN HUSEN, D. (2014): Erläuterungen zur Geologischen Karte 1:50.000, Blatt 127 Schladming. – 191 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- ROCKENSCHAUB, M. (1986): Geologische und geochronologische Untersuchung im Grenzbereich Wölzer Kristallin – Schladminger Kristallin in den nördlichen und östlichen Schladminger Tauern (Steiermark). – Dissertation, Universität Wien, 140 S., Wien.
- SCHERMAIER, A., HAUNSCHMID, B. & FINGER, F. (1997): Distribution of Variscan I- and S-type granites in the Eastern Alps: a possible clue to unravel pre-Alpine basement structures. – Tectonophysics, **272/2–4**, 315–333, Amsterdam.
- SCHMID, S.M., FÜGENSCHUH, B., KISSLING, E. & SCHUSTER, R. (2004): Tectonic map and overall architecture of the Alpine orogen. – Eclogae Geologicae Helvetiae, **97/1**, 93–117, Basel.