

von kalkalpinem Schotter gefunden und damit die Eintragung auf der Karte von GÖTZINGER verifiziert werden. Hingegen konnten die von diesem Autor auf der Verflachung darüber in einer SH von über 400 m („Rametzberg“) verzeichneten Schotter nicht aufgefunden werden, sie sind dort sicher auch nicht vorhanden. Am linken (westlichen) Gehänge der Traisen beim Hof Zauner fällt eine auffallende Verflachung und ein auffallend vorspringender Sporn in 400 m SH auf. Auch diese Verflachung ist wohl nur eine Felsterrasse, doch am Steilhang zur Traisen nördlich von Bösendörfel sind Schotterreste eingetragen, gefunden konnten aber keine werden.

Dieser Bericht ist mit Abbildungen und Kartenbeilagen im Archiv der Geologischen Bundesanstalt unter der Inv.Nr.: A 19261-KA/56/2015 einzusehen.

Literatur

- ĆORIĆ, S., EGGER, H. & WESSELY, G. (2016): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 56 St. Pölten. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- EGGER, H. & ĆORIĆ, S. (Red.) (2017): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000 Blatt 56 St. Pölten. – Geologische Bundesanstalt, 168 S., Wien.
- EGGER, H. (1995): Die Lithostratigraphie der Altlengbach-Formation und der Anthering-Formation im Rhenodanubischen Flysch (Ostalpen, Penninikum). – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie: Abhandlungen, **196/1**, 69–91, Stuttgart.
- EGGER, H. (2013): Neue stratigraphische Ergebnisse aus dem Kahlenberg-Gebiet und ihre Bedeutung für die Interpretation des Deckenbaus im Wienerwald. – Tagungsband zur Arbeitstagung 2013 der Geologischen Bundesanstalt, Geologie der Kartenblätter 55 Ober-Grafendorf und 56 St. Pölten, Melk, 23.–27. September 2013, 167–174, Wien.
- EGGER, H. & SCHWED, K. (2008): Stratigraphy and sedimentation rates of Upper Cretaceous deep-water systems of the Rhenodanubian Group (Eastern Alps, Germany). – Cretaceous Research, **29**, 405–416, London.
- GÖTZINGER, G. (1952): Aufnahmen im Flysch auf den Blättern Ybbs und St. Pölten und Ergänzungen auf Blatt Baden-Neulengbach (Bericht 1951). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1952**, 45–50, Wien.
- GÖTZINGER, G. (1955): Aufnahmen 1954 im Flysch auf Blatt St. Pölten. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1955**, 28–30, Wien.
- GÖTZINGER, G. (1956): Bericht 1955 über Aufnahmen im Flysch auf Blatt St. Pölten (56) und Ergänzungen auf Blatt Neulengbach (57) und Baden (58). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1956**, 37–39, Wien.
- GÖTZINGER, G. (1961): Bericht 1960 über Aufnahmen auf Blatt St. Pölten (56) und Blatt Obergrafendorf (55). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt, **1961**, A 31–A 32, Wien.
- HOMAYOUN, M. & FAUPL, P. (1992): Unter- und Mittelkreideflysch der Ybbsitzer Klippenzone (Niederösterreich). – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten Österreichs, **38**, 1–20, Wien.
- PILLER, W.E., EGGER, H., ERHART, C.W., GROSS, M., HARZHAUSER, M., HUBMANN, B., VAN HUSEN, D., KRENMAYR, H.-G., KRYSSTYN, 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 Wissenschaften und Österreichische Stratigraphische Kommission, Wien.
- RUTTNER, A. & SCHNABEL, W. (1988): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 71 Ybbsitz. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- SCHNABEL, W., KRENMAYR, H.G. & LINNEN, M. (2012): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 55 Ober-Grafendorf. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- SCHNABEL, W., SCHWEIGL, J., GRÖSEL, K., KRENMAYR, H.G. & RUPP, C. (2013): Exkursion E3 – Flysch und Klippenzone, Rutschungen und Massenbewegungen in der Flyschzone der Blätter 55 Ober-Grafendorf und 56 St. Pölten, Donnerstag 26.09.2013. – Tagungsband zur Arbeitstagung 2013 der Geologischen Bundesanstalt, Geologie der Kartenblätter 55 Ober-Grafendorf und 56 St. Pölten, Melk, 23.–27. September 2013, 270–312, Wien.

Blatt 68 Kirchdorf an der Krems

Bericht 2017 über geologische Aufnahmen im Gebiet Hoher Nock (Oberösterreichische Voralpen / Sengsengebirge) auf Blatt 68 Kirchdorf an der Krems

THOMAS HORNING
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die geologische Kartierung mit der Arbeitsbezeichnung „Hoher Nock“ auf dem BMN-Kartenblatt „68 Kirchdorf an der Krems“ erfolgte von Mai 2017 bis Oktober 2017. Die nördliche Gebietsgrenze verläuft von der Feichtau im Nordosten zur Steyr auf Höhe „Bahnhof Steyrling“ im Nordwesten. Die Westgrenze folgt der Steyr nach Süden bis zur Autobahnausfahrt St. Pankraz-Hinterstoder, die Südgrenze zunächst der Pyhrn-Autobahn (A 9) bis auf Höhe Stummergut und biegt dann ab nach Gsperr und läuft über Schröck-

stein bis zum Jagdhaus Rettenbach (ganz im Südosten des Untersuchungsraumes). Die Ostgrenze des Untersuchungsgebietes ist mit der Blattgrenze zum benachbarten Kartenblatt 69 Großraming (Maßstab 1:50.000) ident.

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

- Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 69 Großraming (EGGER & VAN HUSEN, 2011).
- Kompilierte Geologische Karte des Nationalparks Sengsengebirge 1:20.000 (LUEGER, 1991).
- Historische Manuskriptkarte von Österreich 1:75.000 (GEYER & ABEL, 1913).
- Geologische Karte von Oberösterreich 1:200.000 (KRENMAYR et al., 2006).
- Erläuterungen zur Geologischen Karte von Oberösterreich 1:200.000 (RUPP et al., 2011).
- Quartärgeologische Manuskriptkarte am Südrand des Sengsengebirges (Steyr – Teichl – Rettenbach) (VAN HUSEN, 2017).

Naturräumlicher und Geologischer Überblick

Das ca. 62 km² große Kartiergebiet (inkludiert und überarbeitet von VAN HUSEN, 2017) umfasst den Südwestabfall des Sengsengebirges vom Sengsengebirge-Hauptkamm bis nach Süden zur Teichl (Pyhrn-Autobahn). Darin enthalten ist beinahe der gesamte Westabschnitt des Nationalparks Kalkalpen. Die höchsten Erhebungen des Kartiergebietes gruppieren sich um den Hauptkamm des Sengsengebirges: von Westen nach Osten sind dies Hochsengs (1.838 m), Gamskogel (1.710 m), Rohrauer Größtenberg (1.810 m), Seehagelmauer (1.809 m) und Hoher Nock (1.963 m). Der 1.669 m hohe Hagler, der 1.437 m hohe Brettstein sowie der 1.124 m hohe Brandriegel sind wenig selbstständige, südlich vorgelagerte kleinere Gipfel. Unmittelbar nördlich der Teichl ragen steil die bewaldeten Vorgipfel Falkenstein (737 m), Rieser (888 m), Gsperrberg (865 m) sowie der Geierkogel (830 m) auf. Den tiefsten Punkt des Gebietes definiert die nach Norden fließende Steyr mit 463 m ü. A. auf Höhe „Bahnhof Steyrling“.

Die Entwässerung des Gebietes erfolgt ausschließlich über die Steyr. Die größten Zuflüsse im Gebiet sind die Teichl, die von Windischgarsten kommend entlang der Pyhrnbahn verläuft und bei St. Pankraz in die Steyr mündet. Weitere bedeutende Nebenflüsse sind der Vordere Rettenbach („Langer Graben“) sowie der Rettenbach. Beide entwässern unmittelbar das Karst-Hochplateau des Sengsengebirges.

Das Klima des Areals wird entscheidend durch die Topografie bestimmt und kann als feucht-gemäßigt charakterisiert werden. Bedingt durch den oftmaligen Wolkenstau am Kalkalpen-Nordrand fällt im Bereich des Sengsengebirge-Hauptkammes über dem Hopfingboden für die Höhenlage überdurchschnittlich viel Schnee. Die Südseite profitiert bei Nordstaulage oftmals von deutlich besserem Wetter, weist auch geringeren Niederschlagsmengen als die Nordseite auf.

Der Untersuchungsraum erlaubt Einblicke in zwei tektonische Bauelemente der Nördlichen Kalkalpen: zumindest im Osten des Untersuchungsraumes ist der stark verfallene und zerscherte Südabschnitt der „Reichraming-Decke zu sehen, auf der die Staufsen-Höllengebirge-Decke überschoben ist. Sensus TOLLMANN (1976) gehört die Reichraming-Decke zum Bajuvarikum, die Staufsen-Höllengebirge-Decke zum Tirolikum, nach MANDL et al. (2017) beide zum Tirolikum – nach letzterer Ansicht spiegelt diese Überschiebungsbahn somit deckeninterne Tektonik eines einzigen und nicht räumlich ehemals voneinander getrennten Faziesräumen wider. Im Zuge der alpinen Kompressions-tektonik überschob die tirolische Staufsen-Höllengebirge-Decke die Reichraming-Decke.

Die mechanischen Kräfte dieser Einengung können entlang der Decken-Überschiebungsbahn sowohl auf der Reichraming-Decke, als auch auf der Staufsen-Höllengebirge-Decke gut nachvollzogen werden. Nördlich der Deckenfront wurden obertriassische bis jurassische Serien zu einer (Doppel-)Synklinale („Feichtau-Synklinale“) komprimiert, überschoben von der Staufsen-Höllengebirge-Decke unter Ausbildung einer im Nordschenkel leicht überkippten, teilweise isoklinalen Deckenstirn-Antiklinale. Die normalerweise unmittelbar nördlich dieser Deckenstirn liegenden zwei großen Muldenzüge, die bereits bei TOLL-

MANN (1976) als die Größtenberg-Synklinale (im Norden) und Ebenforst-Synklinale (im Süden) beschrieben wurden, befinden sich knapp nördlich des Untersuchungsraumes bzw. werden gerade in dessen nordöstlichem Eck angeschnitten.

Schichtenfolge

Staufsen-Höllengebirge-Decke

Trias

Wetterstein-Formation; Wettersteindolomit

Illyrium (oberes Anisium) bis Julium (unteres Karnium)

Der Wettersteinkalk als ältestes lithologisches Bauelement dominiert die nach Süden verkippte, stark verkarstete Tafel des Sengsengebirges und tritt im Untersuchungsraum ausschließlich innerhalb der Staufsen-Höllengebirge-Decke auf. Durch relative Erosionsbeständigkeit gegenüber umgebenden Lithologien, wie z.B. dem Hauptdolomit auf beiden Deckenkomplexen, geht sein Auftreten mit morphologisch markanten, oft wand- und gipfelbildenden Landschaftselementen einher, deutlich ausgebildet am Sengsengebirge-Hauptkamm, der nach Norden in bis zu 1.000 m hohen Wandfluchten abfällt. Die Mächtigkeit des Wettersteinkalkes beträgt im Kartiergebiet maximal 300 bis 400 m. Scheinbar deutlich größere Mächtigkeiten werden vor allem durch starke, zum Teil isoklinale Verfaltung („Sengsengebirge-Deckensynklinale“) sowie lokale Überschiebungsbahnen nahe der Deckenstirn (Duplex und Triplex der lithostratigrafischen Schichtenfolge) hervorgerufen.

Der sehr heterogen und lokal stark variierende Ausbildung des Wettersteinkalks im Kartiergebiet liegt ein Lithotypen-Schema zugrunde, das allerdings aufgrund der Unzugänglichkeit vieler Areale am Südabfall des Sengsengebirges nicht konsistent auskartiert werden konnte. An der Basis treten bis zu 50 m mächtige, dunkle, dünn- bis mittelbankige, detritusreiche Karbonatgesteine ähnlich der oberen Reifling-Formation auf („Wetterstein-Übergangskalk“, KRAUS & SCHMIDT-THOMÉ, 1967). Da diese Übergangsfazies zeitgleich zur langsam progradiierenden Wetterstein-Karbonatplattform entstand, sollte sie als deren Vorriffschutt dieser zugeschlagen werden und nicht, wie von TOLLMANN (1966) und LEIN (1989) postuliert, als eigene lithostratigrafische Einheit verwendet werden („Raming-Formation“). Die relativ grobkörnigen Kalksteine lassen sich als gut gebankte, allodapische Rudstones mit vorwiegend Riffschutt-Detritus und vorwiegend allochthon gebildeten Algenmikriten beschreiben. Zum Hangenden nehmen die Anteile von autochthonen Sedimenten in Form von Bioklasten und Riffbildnern (im Wesentlichen *Tubiphytes*-Bind- und Bafflestones) sowie Kalkalgen (Dasygladaceen) zu. Dieser über den Basis-Riffschuttkalksteinen folgende, typische Hauptanteil der Wetterstein-Formation ist typischerweise zweigeteilt:

- a) ein im frischen Anschlag hell- bis weißlichgrauer, meistens dickbankiger, selten dünn- bis mittelbankiger, dichter Algenmikrit in Vor- und Rückrifffazies („Lagunen- oder gebankte Fazies“), teilweise mit noch gut erhaltenen, zerfallenen Kalkalgenresten (Dasygladaceen). Diese gebankte Lagunenfazies besteht einerseits aus mächtigen, z.T. sehr dickbankigen Schutt-Kalksteinen der proximalen Halde des Vorriffs (allodapische Rud-

stones), andererseits aus dickbankigen, detritus- und kalkalgenreichen Lagunen-Kalksteinen des Rückriffs (Wackestones, Packstones, Bindstones). Entlang von Drucklösungsbahnen bildeten sich oft sekundäre Dolomitisationshöfe sowie stellenweise auch quadratmetergroße Bereiche von stark dolomitisierten Kalksteinen. Die bereichsweise gelblichweißen bis hellgrauen, oftmals schichtungsgelosen, manchmal rauwackoiden 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 (Stromatactis, „birds eyes“) können bankweise sekundär umkristallisiert („sparitisiert“) sein und erhaben hervortreten.

- b) ein ungebankter Riffkalkstein („massige Fazies“). Hier treten vorwiegend Bindstones, Bafflestones auf, deren Primärstrukturen jedoch oft durch sekundäre Dolomitisation, Mikritisierung und Sammelkristallisation verwascht sein können.

Soweit im Gelände ersichtlich, fällt eine schrittweise Zunahme von Bankmächtigkeit vom Liegenden zum Hangenden auf, die lokal in massige Bereiche übergeht. Dieses Phänomen ist in vielen Bereichen der Wetterstein-Formation 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. Hin und wieder finden sich auch intraformationelle Brekzien, nicht zu verwechseln mit sekundär tektonisierten Brekzien. Erstere sind eher durch synsedimentäre Vorgänge wie etwa Spaltenbildung und Verfüllung mit Resedimenten entstanden.

In talnahen Bereichen bzw. in mittleren Hanglagen des Sengsengebirge-Südabfalls ist größerflächig eine dolomitische Variante der Wetterstein-Formation erschlossen, so zwischen der Helmalm bis zum Weiler Spering sowie im Bereich Rohrauerfichten und Brandriegel bis zur Jagdhütte Gsol. Auch die Südseite von Falkenstein und Rieser wird von ihnen aufgebaut. Hier liegen sedimentär entstandene, nur selten tektonisch begrenzte Vorkommen von hellen, teilweise stark tektonisierten Dolomitsteinen, die aufgrund ihrer auffallend hellen Gesteinsfärbung und einem den typischen Wettersteinkalken sehr ähnlichen Habitus mit oft noch erkennbaren biogenen Primärstrukturen (wie zerfallenen Kalkalgenresten) entsprechend dem „**Wettersteindolomit**“ zugerechnet werden.

Die Liegendgrenze des Wettersteinkalkes zur Reifling-Formation ist in den genannten Vorkommen nur am Pernkopf (Falkenstein-Massiv) leidlich und faziell stark verwaschen erschlossen. Die sedimentäre Obergrenze zur stratigrafisch hangenden Lunz-Formation ist lediglich an einer Lokation gut aufgeschlossen, kann jedoch in vielen Bereichen wie an der Rohrauerfichten, nahe Saubach sowie am Wanderweg von Spannriegl zum Rießriegl morphologisch eingegrenzt werden. Die in diesem stratigrafischen Niveau in vielen Bereichen der Nördlichen Kalkalpen vorkommen-

de Vererzungszone (Bleiglanz, Zinkblende, Goethit, vgl. auch ARTHOFER, 1998) ist im Untersuchungsraum nicht erschlossen.

Am eindrucksvollsten wie lithologisch am heterogensten ist die Wetterstein-Formation entlang des Sengsengebirge-Höhenweges erschlossen, am zugänglichsten bleibt sie entlang des Fahrweges im „Langen Graben“ entlang des Vorderen Rettenbaches.

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).

Reifling-Formation

Illyrium (oberes Anisium) bis Julium (unteres Karnium)

Die Reifling-Formation als beckenwärtiges Fazies-Äquivalent zur Wetterstein-Formation steht im Untersuchungsareal lediglich auf der Südseite des Sengsengebirges nahe der Teichl an (Südabfälle des Falkensteins und Riesers). Aufgrund ihrer erosiven Widerstandsfähigkeit und steilen Lagerung bildet die Formation vor allem am Falkenstein markante Wandstufen.

Die Gesteine der Reifling-Formation lassen sich als satt- bis dunkelgraue, meistens dünn-, seltener mittelbankige Kalke (0,5–3 dm, selten bis 7 dm) mit welligen Schichtflächen und deswegen knolligem Habitus charakterisieren. Die typische Hornsteinführung ist überall gegeben, kann jedoch bankweise von „selten“ bis „überaus häufig“ variieren. Bankintern lässt sich eine stärkere Zerklüftung (oft als Netzwerk sparitverheilte Klüfte erhalten) sowie ein deutlich herabgesetzter Bitumengehalt feststellen.

Aufgrund der intensiven formationsinternen Verfallung ist eine zuverlässige Angabe der Maximalmächtigkeit nicht zu treffen – sie dürfte sich analog EGGER (2007) bei rund 100 m bewegen.

Das Alter der Basis der Reifling-Formation kann mit den Conodonten *Neogondolella cornuta* und *Neogondolella praesaboli* nach EGGER (2007) mit dem unteren Illyrium angegeben werden. Das Top der Formation wurde durch *Gladigondolella tethydis* oft mit dem oberen Ladinium definiert. Diese Conodontenspezies reicht jedoch nach aktuellen Untersuchungen noch in das untere Karnium („Cordevolium“ oder Julium 1) (HORNUNG, 2007).

Lunz-Formation: Tonmergel, Schluffsteine und Sandsteine; Kalke und Dolomite, untergeordnet Rauwacken

Julium (unteres Karnium)

Stratigrafisch unmittelbar über der Wetterstein-Formation aufragend, finden sich die lithologisch sehr variablen Gesteine der Lunz-Formation ausschließlich in einem schmalen Streifen an der Basis des Sengsengebirge-Südabfalls von der Rohrauerfichten im Westen über das Gut Saubach, Spannriegl, Abrisstal, Reith und Rettenbachquelle bis zur östlichen Blattgrenze (N' Fischbach). Während

die Lunzer Kalke (auch: „Nordalpine Raibler Schichten“) als stratigrafisch hangende Einheit vielerorts erschlossen sind (sich allerdings nicht immer einfach von der liegenden Wetterstein-Formation unterscheiden lassen), sind Aufschlüsse in den weichen, entweder erosiv leicht ausräumbaren oder tektonisch reduzierten Lunzer Tonmergeln und Sandsteinen selten und auf Straßen- und tief eingeschnittene Bachanrisse begrenzt. Der unmittelbare lithologische Kontakt zum liegenden Wettersteinkalk fehlt – der beste Aufschluss des Untersuchungsgebietes liegt an der Fahrstraße vom Abrisstal zum Weiler Rießriegl.

Die vielerorts tektonisch amputierten und nur wenig mehr als 10 m mächtigen **Lunzer Tone** stellen hier die Basis der Lunz-Formation dar und haben unverwittert eine ausgeprägt schwarzgraue bis schwarze, teilweise ins Bläulich- bis Stahlgrau gehende Färbung. Der enthaltene Anteil an (Hell)Glimmern ist makroskopisch stets sichtbar, der Karbonatgehalt mit verdünnter Salzsäure im Gelände leicht feststellbar. Letzteres unterscheidet sie von den Reingrabener Schieferen, die gänzlich karbonatfrei beispielsweise in der Kaltau südlich der Kremsmauer auftreten (HORNUNG, 2014). In die metermächtigen Mergelpakete schalten sich gegen das stratigrafisch Hangende immer mächtiger werdende Toneisenstein- bzw. Hellglimmer führende Sandsteinbänke ein. Die Toneisensteine zeigen mitunter eine auffallend ockerfarbene bis ockerorangefarbene Tönung, die Sandsteine teilweise orangene Verwitterungsfarben auf den Bruchflächen. Diese Färbungen sind Folge von oxidierendem hohem Eisen- und Pyritgehalt (Limonit).

Die in relativ scharfen lithologischen Wechseln den Tonen und Sandsteinen auflagernden **Lunzer Kalke** sind braungraue bis graubeigefarbene, bituminöse Karbonate mit sparitverheilten Klüften und zahlreichen Vertikal-Stylolithen. Massigere Partien wechseln mit cm- bis dm-gebankten Abschnitten ab – beide regellos von mm- bis selten cm-breiten Sparitadern durchzogen. Zwischengeschaltet sind dm-mächtige braungraue fossilfreie, laminierte Dolomite und/oder Rauwacken (rauwackoide, zellig-porösen Kalkdolomite). Das enthaltene Bitumen in Kalk- und Dolomitsteinen macht sich vor allem im frischen Anschlag mit einem fauligen Geruch bemerkbar, verflüchtigt sich jedoch recht schnell.

Obleich wenig erosiv widerstandsfähig, ist die Lunz Formation mit Tonen, Mergeln und Kalksequenzen im Osten des Untersuchungsgebietes stets konkordant zwischen stratigrafisch liegenden und hangenden Einheiten erschlossen. Am besten zugänglich ist die Abfolge der Lunz-Formation entlang der Fahrstraße vom Abrisstal zum Weiler Rießriegl sowie an der Rohrauerfichten. Die Lunzer Kalke finden sich gut erschlossen in mittelbankiger Ausbildung südlich der Rohrauerfichten an einem blind endenden Fahrweg.

Aus den Lunzer Schichten ist von Blatt Grünau (EGGER, 2007; EGGER & VAN HUSEN, 2007) eine schlecht erhaltene karnische Sporenflora erhalten – korrelierende multi-stratigrafische Studien mit einem sequenzstratigrafischen Modell (HORNUNG, 2007) grenzen die Zeitspanne mit dem oberen Julium („Mittleres Karnium“) ein.

Opponitz-Formation, nOF

Tuvalium (oberes Karnium)

Die Opponitz-Formation als stratigrafisch Hangendes zur Lunz-Formation zeigt eine identische Verbreitung. Sie bildet aufgrund ihrer hier nicht allzu großen Verwitterungsresistenz oft undeutliche Verebnungsflächen.

Aussagen über die Gesamt-Mächtigkeiten beruhen nur auf Vermutungen und dürften wenige Zehnermeter betragen.

Die dünn- bis mittelbankigen, dolokarbonatischen Abfolgen der Opponitz-Formation stehen lithologisch dem stratigrafisch hangenden Hauptdolomit nahe und lassen sich durch ihren rauwackoiden Charakter von dessen basalen Sequenzen unterscheiden. Derartige Schichtfolgen sind am Fischbach nahe der südöstlichen Kartiergrenze erschlossen.

Die für die östlichen Nördlichen Kalkalpen typische Opponitz-Formation lässt sich gegen Westen hin mit dem mächtigen dritten Kalk-Zyklus der Nordalpinen Raibler Schichten korrelieren und indiziert damit mitteltuvalisches Alter (HORNUNG, 2008). Der Ablagerungsraum der Opponitzer Kalke und Dolomite dürfte in (semi)aridem Sabkha-Klima gelegen haben.

Hauptdolomit-Formation; Hauptdolomit-Formation in kalkiger Ausbildung; geringmächtige Einschaltungen von Seefeld-Subformation

Tuvalium (oberes Karnium) bis Alaunium (mittleres Norium)

Neben der Wetterstein-Formation ist der Hauptdolomit im Kartiergebiet die dominierende Lithologie der Staufengebirge-Decke und vorwiegend in einer durch zwei Aufschiebungen tektonisch begrenzten, durch einige dextrale Seitenverschiebungen zerscherten Schuppe („Wipfelboden-Antiklinale“) flächig erschlossen. Die höhere Verwitterungsanfälligkeit des Hauptdolomits gegenüber der liegenden Wetterstein-Formation bedingt deutlich verringerte Gipfelhöhen und ein flach welliges, kupiertes und zudem stark bewaldetes Oberflächenrelief. Während im Bereich der Staufengebirge-Decke das stratigrafisch Hangende nicht erschlossen ist, grenzt die Hauptdolomit-Abfolge auf der Reichraming-Decke im Nordosten (Feichtau) an Kössen-Formation, bzw. wird das Top des Hauptdolomites faziell durch Plattenkalke vertreten.

Sowohl Monotonie als auch das Fehlen von charakteristischen Leitbänken in den drei untergliederbaren Abschnitten des Hauptdolomites machen Abschätzungen über die erhaltene Maximalmächtigkeit schwierig – auf dem Kartengebiet dürften sich die größten Werte bei ca. 600 bis 700 m bewegen.

Der **Hauptdolomit** liegt im Kartiergebiet typischerweise als hellgrauer bis milchig-bräunlicher, teilweise auch weißlicher feinkörniger Dolomikrit bis Dolo-Pseudomikrit vor. Er tritt teilweise in gut gebankter Form wie am Forstweg zwischen Höll- und Taschengraben nördlich oberhalb Koppen auf, teilweise auch undeutlich geschichtet und sandig anwitternd wie an der Forststraße vom Rohrauergut zur Rohrauerfichten, stellenweise auch massig und komplett tektonisiert wie am Fahrweg Teichberg. Diese Lithologie-Typen treten oft isoliert auf, können aber durchaus in enger Verzahnung entlang eines Aufschlusses nebeneinander vorkommen.

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

Neben der „klassischen“, rein dolomitischen Ausbildung kommt an einigen Stellen eine z.T. dickbankige kalkige Variante vor. Diese Vorkommen von „**kalkigem Hauptdolomit**“ ziehen im Westen von der flachen Kuppe des Wipfelbodens in zwei schmalen Zügen von der Rohrauerfichten in Richtung Gsperrberg sowie in gleichfalls zwei länglichen, W-E-verlaufenden Ausbissen zwischen Geierkogel und Reith bis nahe an die östliche Grenze des Untersuchungsraumes. Abgesehen von einer mittelbankigen Variante am Rettenbach, die dem hangenden Platten- und Dachsteinkalk erstaunlich ähnlich sieht, ähnelt dieser Lithotyp meistens von Habitus und erkennbarer Mikrofazies stark dem „klassischen“ Hauptdolomit s.l., zeigt aber eine erkennbare Reaktion mit verdünnter Salzsäure. Diese ist allerdings in der Regel geringer als im Platten- und Dachsteinkalk und spricht für einen deutlich verringerten Karbonatgehalt. Dabei ist die stratigrafische Position im Untersuchungsgebiet – anders als in HORNUNG (2017a, b) beschrieben – nicht in vermittelnder Position am Top der Hauptdolomit-Formation, sondern liegt eher im unteren und mittleren Abschnitt, teilweise unmittelbar hangend der Opponitz-Formation wie rund um den Weiler Saubach.

Unmittelbar südlich des Jagdhauses Rettenbach schneidet ein neu angelegter privater Forstweg geringmächtige Einschaltungen von stark bituminösen, grauen bis dunkelgrauen, dünnbankigen kalkigen Dolomitlagen auf, die bankintern feinstlaminiert sind und vom Typ her der „**Seefeld-Subformation**“ sensu BRANDNER & POLESCHINSKI (1986) entsprechen. Sie dokumentieren Ablagerungen von flacher Beckendepression innerhalb lagunärer Abfolgen mit Wassertiefen unterhalb der Normalwellenbasis. Sie wurden unter stark verringertem bis gänzlich fehlendem Sauerstoffgehalt sedimentiert, vermutlich hervorgerufen durch eine ausgesprochene Stratifikation von litoral gebildetem, salinarem Tiefenwasser. Durch den fehlenden Sauerstoffgehalt fehlte zersetzendes (Mikro)Endobenthos zur Gänze – dadurch konnte sich die primäre Feinstlamination des Sediment-Faulschlammes gut erhalten. Das hier kartierte Vorkommen ist zu klein, um in der Geologischen Karte 1:10.000 berücksichtigt werden zu können.

Aufgrund lithologischer Gleichförmigkeit und teilweise mangelnder Aufschlüsse lässt sich der Hauptdolomit im Untersuchungsraum kaum bis nur unzureichend untergliedern. Lithologische Marker wie bituminöse, dunkle Dolomite mit einem generell hohen organischen Anteil – üblicherweise typisch im Unteren Hauptdolomit – wurden im Untersuchungsgebiet im Gegensatz zu den weiter westlich angrenzenden Gebieten nicht gefunden. Typische Fazies-Merkmale des Hauptdolomits wie Loferite des Mittleren und Oberen Hauptdolomites sensu ENOS & SAMANKASSOU (1998) treten ebenfalls nur punktuell auf. Einzelne Dolomitbänke zeigen Loferit-Mikrogefüge wie

- langgezogene, kalziterfüllte Hohlräume (Stromataktis),
- granularer feiner Karbonatschlamm [(Pel)Mikrite],
- 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 (sparitisch gefüllte „birdseyes“) sowie
- reliktsch erhaltene „Geister-Strukturen“ von Algenmaten und Micromounds („Mikro-Riffe“; für weitere diesbezügliche Informationen, siehe FLÜGEL, 2004).

Die im Hauptdolomit vorkommenden Lithotypen sprechen für 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 sparitisch 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 Raibl-Formation – und damit gleichzeitig die Basis des Hauptdolomits – konnte sequenzstratigrafisch mit dem obersten Karnium datiert werden (HORNUNG, 2007). Das Top des Hauptdolomits liegt nach PILLER et al. (2004) am Übergang Alaunium/Sevatium und wird durch biostratigrafische Daten aus den Hauptdolomit-Intraplattform-Sedimenten der Seefelder Schichten Tirols gestützt (DONOFRIO et al., 2003).

Über das ganze Gebiet verteilt mangelt es nicht an künstlichen Aufschlüssen, die sich vor allem entlang der Forstwege als Weganrisse oder teilweise auch als kleine Gruben zur Gewinnung von Wegeschotter finden.

Reichraming-Decke

Trias

Hauptdolomit-Formation

Tuvalium (oberes Karnium) bis Alaunium (mittleres Norium)

Hauptdolomit steht im diesjährigen Untersuchungsraum auf der Reichraming-Decke lediglich am Sockel der mächtigen Nordabstürze des Sengsengebirges an (Hochsengs bis Hoher Nock). Da zwischen dem Hauptdolomit der Staufen-Höllengebirge-Decke und der Reichraming-Decke kein lithologischer Unterschied festgestellt werden konnte, wird für die nähere lithologische Beschreibung auf jene der Staufen-Höllengebirge-Decke verwiesen.

Plattenkalk und Dachsteinkalk, nPK

Alaunium bis Sevatium (oberes Norium)

Wo der von der Feichtau abfließende Niklbach oberhalb des Hopfingboden ein etwas gemäßigeres Gefälle erreicht, verzahnt der Hauptdolomit faziell mit Plattenkalk-Sequenzen; auch an den Südabhängen des Langfirstes sowie unmittelbar östlich an die Feichtauer Seen angrenzend wird der oberste Abschnitt des Hauptdolomits faziell durch dünn- bis mittelbankige Plattenkalke sowie dickbankige Kalke vom Typ „Dachsteinkalk“ vertreten. Aufgrund dieser faziellen diachronen Verzahnung zum Hauptdolomit sind die Vorkommen sehr lokal und keilen – rein sedimentär, nicht tektonisch induziert! – rasch aus.

Geschuldet den rasch wechselnden faziellen Übergängen und auch internen, oft parasitären Verfaltungen sind Aussagen über die Maximaldicke der Kalke schwierig – sie dürfte in den o.a. Bereichen bei maximal 100 m liegen.

Die Platten- und Dachsteinkalke am Niklbach entlang des Wanderweges vom Hopfingboden zur Feichtau sind schlecht erschlossen, lassen aber eine ausgesprochene Mittel- bis Dickbankigkeit mit ebenen Schichtflächen erkennen. Die nur geringmächtige Abfolge am Ostufer des östlichen Feichtausees ist eine fazielle Verzahnung dickbankiger, karbonatarmer Hauptdolomit-Horizonte mit dünn- bis mittelbankigen, karbonatischen Plattenkalk-Bänken. In beiden Fällen handelt sich um hellgraue, muschelartig brechende und scherbzig verwitternde, fossilführende Mikrite mit sparitverheilten Klüften. Teilweise kann bankintern eine stromatolithische Lamination wie im Hauptdolomit auftreten. Grundsätzliche Unterscheidungskriterien zu Letzterem sind einerseits der hohe Kalkgehalt und die damit verbundene sichtbare Reaktion mit verdünnter Salzsäure, der muschelige Bruch, die hellere Gesteinsfarbe, eine deutlichere Bankung und markant erhöhter Fossilgehalt.

Da die Mächtigkeit einzelner Horizonte kleinräumig zwischen dünn- und dickbankig wechseln kann, wurden sensu EGGER (2007) „Plattenkalk“ und „Dachsteinkalk“ zu einer lithologischen Kartiereinheit zusammengefasst. Der Ablagerungsraum dürfte im Gegensatz zum lagunär gebildeten Hauptdolomit entlang einer etwas tieferen, beckenwärtig führenden Rampe bzw. an kleinen, leicht erhabenen Patchreefs gelegen haben – das rasche Auskeilen bzw. die Diskontinuität der Kalk-Vorkommen spricht für ein ehemals stark zergliedertes submarines Relief.

Zeitlich gesehen dürfte die Ablagerung der hier beschriebenen Kalksequenzen im oberen Bereich der Hauptdolomit-Sedimentation zu suchen sein, bzw. leicht über diese hinausgehen – so ist aus sequenzstratigrafischen Überlegungen mit einer Akkumulationszeit vom oberen Alaunium bis unteren Sevatium (oberes Norium) auszugehen.

Kössen-Formation

Rhaetium

Kalke, Mergelkalke und Mergel der lithologisch heterogenen Kössen-Formation treten ausschließlich in der Ebenforst-Synklinale auf, deren teilweise durchscherter Südschenkel gerade noch von Nordosten auf das Kartiergebiet ragt. Am besten erschlossen sind die Sequenzen am Beginn des Aufstieges von der Feichtau zum Hohen Nock unter dem Haltersitz. Die hier südfallende Abfolge verzahnt faziell mit dem synchron abgelagerten Oberrhätalkalk und bildet aufgrund des hohen Mergelgehaltes schwere, zähe und lehmige Böden mit hoher Anfälligkeit zu lokalen Rutschungen (südöstlich der Feichtauhütte). Die diachrone Fazies-Verzahnung zu den Oberrhätalkalken ist nirgends direkt erschlossen und kann lediglich aus dem Kartenbild gefolgert werden.

Die Maximalmächtigkeit der Kössen-Formation beträgt ca. 20 bis 100 m – die große Schwankung dürfte sich aus ihrer lateralen Verzahnung mit Oberrhätalkalken erklären.

Im Vergleich zum Plattenkalk zeigt die Kössen-Formation einen deutlich erhöhten Mergelanteil, was sich in durchwegs dunkleren Gesteinsfärbungen äußert. Die Abfolge

kann als Wechsellagerung von a) dm-gebankten, grauen bis dunkelgrauen, lokal bläulich- bis bräunlichgrauen bituminösen, mikritischen Kalken inklusive sparitverheilten Klüften und b) fossilreichen bioklastischen Kalken ausgebildet sein. Nahe der Einmündung des Wanderweges aus dem Blößenbachtal zum Haltersitz finden sich vorwiegend detritäre Lumachellen-Schilllagen aus Muschelschalen-Bruch. Im Gelände zeigt die Kössen-Formation in der Regel eine erdig-mürbe und teilweise tiefgründige Verwitterung mit auffallend rostbraunen bis ockergelben Farben. Ein weiterer, im Gelände gut erkennbarer Unterschied zum liegenden Plattenkalk sind wulstige und unruhige, oft „zerfressen“ wirkende Schichtflächen mit sekundär gebildeten, hellbeigefarbenen Dolomitisationshöfen.

Faziell repräsentiert die Kössen-Formation aufgrund ihrer engräumig verzahnten lithologischen Vielfalt verschiedene, vom Subtidal bis ins Intertidal reichende Ablagerungsräume mit unterschiedlicher Wasserenergetik. Nach STANTON & FLÜGEL (1989) wurde die basale Kössen-Formation in einer subtidalen Wassertiefe von 80 bis 150 m eines zum Ozean hin offenen Intraplattformbeckens abgelagert. Nach oben hin zeigt die Zunahme an hochenergetischen Karbonatsanden und/oder Fossil-Lumachellen deutlich verringerte Wassertiefen an. Aus den im Kartiergebiet gut nachvollziehbaren mehrfachen faziellen Übergängen der Kössen-Formation zu den Oberrhätalkalken ergibt sich eine laterale Verzahnung von Beckensedimenten zu riffogenen Kalken.

Die reiche Fossilführung der Kössen-Formation in den Nördlichen Kalkalpen mit einigen Ammoniten und Conodonten macht eine biostratigrafische Datierung möglich. BÖKENSCHMIDT & ZANKL (2005) fanden in der obersten Kössen-Formation am Nordhang des Scheibelberges nahe der Steinplatte (Tirol) den Ammonit *Choristoceras marshi* und den Conodont *Misikella posthernsteini*, welche beide in das obere Rhätium datieren. Letzteren fand auch KRYSSTYN (mündl. Mitt. 2005) im Bereich der Kammerköralm unterhalb der Steinplatte (Chiemgauer Alpen). Biostratigrafisch aussagekräftige Fossilien wurden im Zuge der Kartierarbeiten nicht gefunden.

Oberrhätalkalk

Rhaetium

Je nach diachroner Faziesverzahnung zur Kössen-Formation entwickelt sich der Oberrhätalkalk als jüngste erschlossene triassische Einheit im Kartiergebiet fließend aus Kössener Kalken bzw. Mergeln oder lagert – wie unter dem Haltersitz – unmittelbar dem Hauptdolomit auf. Aufgrund der größeren Härte gegenüber dem stratigrafisch Liegenden und Hangenden konturiert er in erosiv herauspräparierten Rippen sowohl den durchsicherten Südschenkel der Ebenforst-Synklinale, besonders gut aber die Feichtau-Synklinale, die sich von der Ostgrenze über die Feichtau entlang des Niklbaches bis beinahe in den Hopfingboden zieht und dort von einer Lateralstörung unbekannter Bewegungsrichtung gekappt wird. Ausgenommen den Aufstiegsweg von der Feichtau zum Hohen Nock, wo die unter dem Haltersitz steil aufragenden Oberrhätalkalk-Wände gut zugänglich sind, müssen die weiteren Abfolgen der Ebenforst-Feichtau-Synklinalen mangels geeigneter Erschließung weglos erwandert werden. Die

Gesamtmächtigkeit des Oberrhätalks wird mit ca. 150 m angenommen.

Die meistens massigen bis allenfalls undeutlich gebankten Kalke zeigen lateral rasch wechselnde lithologische Eigenheiten wie sich wiederholende Abfolgen detritärer und brekziierter Lagen. Die Oberrhätkalke scheinen im Untersuchungsraum relativ einheitlich von hellen Mikritkalken der Scheibelberg-Formation überlagert zu sein.

In-situ-Riffbildner wie Korallen und Kalkalgen wurden im Anstehenden nicht gefunden. Faziell betrachtet zeigen die Oberrhätkalke im Kartiergebiet dennoch eine riffogene Sedimentationsgeschichte – sie verzahnen als Vorriff-Schuttalke lateral mit den Intraplattform-Beckensedimenten der Kössen-Formation und lassen sich demnach sequenzstratigrafisch in das (obere) Rhaetium datieren (PILLER et al., 2004).

Jura

Scheibelberg-Formation

Hettangium (unterer Jura)

Gesteine der Scheibelberg-Formation stehen im Kartiergebiet ausschließlich im Kernbereich der Feichtau-Synklinale an, so in einem W–E verlaufenden Streifen vom Niklbach bis nördlich des Haltersitzes und ziehen hinab in das Blütenbachtal (Blatt 69 Großraming). Die maximale Mächtigkeit liegt im Untersuchungsbereich bei wenigen Zehnermetern, dürfte sich allerdings im weiteren Gebietsumfeld auf ca. ca. 100 m belaufen (HORNUNG, 2016). Ein relativ schlechter Aufschluss des Gebietes liegt am Grat unter dem Haltersitz auf ca. 1.200 m am Aufstiegsweg vom Hopfingboden zur Feichtau und zeigt den tektonischen Kontakt einer eingequetschten Schuppe von Scheibelberg-Formation in Kössen-Formation.

Die Scheibelberg-Formation bildet in der Regel im dm-Bereich gut gebankte graue bis hellbraun-beige knollig bis wellig gebankte Kalke mit grauen Hornsteinknollen bzw. -flasern aus, die teilweise horizontweise zu Hornsteinbändern angereichert sein können. Oft treten diffus verteilte Reste zerfallener Kalk- und Kieselschwämme auf. Mit diesen lithologischen Merkmalen kann die Scheibelberg-Formation im Gelände mit der Oberalm-Formation verwechselt werden – jedoch legen bei Betrachtung der liegenden und hangenden Einheiten stratigrafische Zwänge die jeweilige Einteilung eindeutig fest.

Die Scheibelberg-Formation kann als hemipelagische Hangfazies zur Rotkalk-Tiefschwellenfazies der Adnet-Formation bzw. zu der Crinoidenspatkalk-Fazies der Hierlatzkalke interpretiert werden. Beckenwärts verzahnt die Abfolge mit der Allgäu-Formation, die in einem kleinen Vorkommen knapp nördlich der Gebietsgrenzen im Bereich der Polzhütte (Feichtau) ansteht. „Plattformwärts“ verzahnt die Scheibelberg-Formation mit den Hierlatzkalken, so auch vermutlich am Ramsauer Größtenberg (HORNUNG, 2017b).

Bunte Jurakalke i. Allg. (tw. als tektonische Melange)

(unterer und mittlerer Jura)

Die lithologische „Sammeleinheit“ Bunte Jurakalke i. Allg. wurde dort kartiert, wo eine lithologische Auflösung nach

einzelnen Lithologie-Gruppen nicht möglich bzw. für das Kartenbild sinnvoll erschien. In den Kernbereichen der Feichtau-Synklinale fallen rote Knollenkalke vom Typ „Adnet-Formation“ sowie rote Mergelkalke und Mergel vom Typ „Klauskalk“ auf. Der Fossilreichtum der kleinen Schuppen von Adneter Kalken – wie in der Feichtau nahe der Polzhütte beobachtet und beschrieben (LUEGER, 1991; HORNUNG, 2017b) – konnte hier nicht wiedergefunden werden.

Neben den auffallend rötlich gefärbten Jurakalken fanden sich noch seltene Schollen von Hierlatzkalcken sowie helle Spatkalke vom Typ „Vilser Kalk“. Alle bunten Jurakalke (ausgenommen die liegende, bedeutend mächtigere Scheibelberg-Formation) sind subanstehend und äußerst schlecht aufgeschlossen, am ehesten noch mit Lesefunden nachweisbar. Deutlicher sichtbar sind die roten, mergelreichen Kalke (Adneter Schichten, Klauskalk), die zu einem schmierig-lehmigen, schweren, karminroten Boden verwittern und so leicht gefunden werden können. Die Mächtigkeiten betragen vermutlich nur wenige Meter bis allenfalls Zehnermeter.

Allochthone Ruhpolding-Formation (Erosionsprodukt)

Oxfordium (oberer Jura)

An den Wanderwegen nahe der Feichtau (Abstieg zum Hopfingboden sowie Aufstieg zum Hohen Nock) finden sich – meistens in ebenen Weganrissen – dunkel karminrote, teilweise kieselig gebundene Mergelkalke sowie ausgesprochene Radiolarite. Es handelt sich dabei um cm- bis dm-gebankte, ebenflächig geschichtete, karmin- bis violetttrötliche Radiolarite. Leichtestes Erkennungsmerkmal im Gelände ist die große Gesteinshärte (Gestein ritzt Geologenhammer), der Funkenschlag beim Anschlag und die auffallende Färbung. Auch charakteristisch ist der quaderartige Zerfall (Verwitterungsprodukte) mit meist glatten, leicht seidig glänzenden Bruchflächen.

Vom Typ her somit eindeutig als „Ruhpolding-Formation“ ansprechbar, ist das Problem ihre stratigrafische Position, liegen sie doch scheinbar diskordant auf Kalkhorizonten der Kössen-Formation. Deswegen wurden sie anfänglich von HORNUNG (2017b) der meist rot gefärbten Schattwald-Subformation am Top der Kössen-Formation als „kieselig gebundener Lithotyp“ zugerechnet. Jedoch ist von den Schattwalder Schichten keine kieselig gebundene Variante bekannt und auch vom Ablagerungsmilieu nicht möglich („Neritikum mittlerer Tiefe“, mündl. Mitteilung ALFRED GRUBER & HANS EGGER, GBA). Die Kieselkalke der Ruhpolding-Formation wurden höchstwahrscheinlich als distale Turbidite (sturminduzierte Trübestrome) in tiefmarinem Milieu abgelagert. In der Literatur finden sich dabei ganz unterschiedliche paläobathymetrische Angaben: nach DIERSCHKE (1980) und VECSEI et al. (1989) wurden die Radiolarite mittels Bodenströmungen und niedriger energetischer Turbidite („low-density turbidity currents“) unterhalb der Aragonit-, meist aber noch oberhalb der Calcit-Kompensationstiefe (ACD bzw. CCD) in Tiefen zwischen 400 und 2.200 m sedimentiert. GARRISON & FISCHER (1969) hingegen nehmen eine Ablagerung des Radiolarites unterhalb einer zeitlich generalisierten CCD (heute bei etwa 4.500 m Wassertiefe) an.

Da demnach die Interpretation der Kieselkalke als „Schattwald-Subformation“ ausscheidet und eine Zuordnung zur

oberjurassischen Ruhpolding-Formation sinnvoller erscheint, dürfte es sich um Erosionsrelikte aus einer Zeit handeln, als die Ebenforst-Synklinale im Kern noch jüngere Horizonte über Adnet-Formation und Klausalk umfasste und bis wenigstens in die Ruhpolding-Formation reichte. Die sehr widerstandsfähigen Kieselkalke überstanden die Flächenerosion und konnten offenbar auch von pleistozänen Lokalgletschern nicht restlos ausgeräumt werden. Die flächenmäßig kleinen Vorkommen knapp nördlich entlang des Wanderweges von der Feichtauhütte zur Polzhütte und weiter nach Osten gegen Breitenau werden in der Karte als „allochthone Erosionsschollen“ dargestellt.

Aufgrund von Fossilfunden in ihrem unmittelbaren Liegenden und Hangenden wird angenommen, dass die Ruhpolding-Formation der Nördlichen Kalkalpen in die Zeitspanne von Oxfordium bis basales Kimmeridgium einzuordnen ist (Diskussion in JACOBSHAGEN, 1965).

Ammergau-Formation

Tithonium bis Valangium (oberer Jura bis untere Kreide)

Die Ammergau-Formation bildet zusammen mit den hangenden kretazischen Einheiten die Kernbereiche der Feichtau-Synklinale. Die kleinräumigen und nur unzureichend erschlossenen Vorkommen ziehen sich E-W-streichend nördlich vom Haltersitz in das Blöttenbachtal.

Es handelt sich ausschließlich um stark verfaltete, intern verquetschte und zerwürgte Mergelkalke und Kieselkalke. Typisch sind dm-gebankte, zart beige bis grünlichgrau gefärbte, dichte und splittrig brechende Radiolarienmikrite mit vorwiegend glatten Schichtbegrenzungen. Charakteristisch sind weiterhin graue bis bräunliche Kieselknauer, vereinzelt finden sich Aptychenreste, etwas häufiger erscheinen bioturbate Strukturen (Grab- und Wohnbauten von Anneliden o.ä.). Häufig durchziehen bis 1 cm dicke, sparitverheilte Klüfte das Gestein ähnlich einem Spinnennetz.

Das Alter der Formationen-Gruppe geben PILLER et al. (2004) mit dem Zeitbereich von Tithonium bis Valangium an.

Kreide

Schrambach-Formation

Valangium bis Aptium (Unterkreide)

Die früher als „Neokom-Aptychenschichten“ bezeichnete Abfolge der Schrambach-Formation konturiert in einem schmalen Streifen den Kernbereich der Feichtau-Synklinale und ist lediglich im bereits oben beschriebenen steilen Kar unterhalb des Wanderweges von der Feichtau zum Hohen Nock zugänglich. Die Mächtigkeit kann aufgrund intensiver Verfaltung nicht sicher angegeben werden, dürfte sich jedoch nur bei wenigen Metern bewegen.

Lithologisch ist die Schrambach-Formation durch graue bis grünlichgraue, teilweise auch grünrotliche, cm-gebankte, teils mergelig-tonige Kalksteine sowie siltige, weiche und blättrige Mergelsteine charakterisiert. Im ältesten Teil treten – im Kartiergebiet nicht erschlossen – wohl noch mikritische, dichte Kalksteine wie in der Ammergau-Formation auf (FAUPL & WAGREICH, 2000). Durch stetige Zunahme

an Ton- und Schluffsteinen ist der Übergang von der liegenden Ammergau-Formation mehr oder minder fließend.

Der Ablagerungsraum der Schrambach-Formation liegt nach SCHWEIGL & NEUBAUER (1997) in einem karbonatisch dominierten Beckensystem. Episodisch wiederkehrende terrigene Suspensionströme resultieren in feinklastischen Einschaltungen. Als vermutliches Alter geben PILLER et al. (2004) Valangium bis Aptium an.

Quartär

Pleistozän

Einige der im Untersuchungsgebiet kartierten quartären Ablagerungen lassen sich gesichert dem Pleistozän zuordnen. Vermutlich die Zeitspanne des Riß/Würm-Interglazials repräsentiert isolierte Vorkommen einer Talusbrekzie. Hochwürmzeitliches Alter haben Niederterrassen-Sedimente, in die sich die heutigen Vorfluter Steyr und Teichl, aber auch Nebenflüsse wie der Vordere Rettenbach canyonartig eingeschnitten haben. Die Niederterrasse dürfte zeitlich mit einigen wenigen Lokalmoränenresten zusammenhängen, die sich an einigen Regionen des Untersuchungsraumes relikthaft haben erhalten können und ihrerseits Teil eines würmzeitlichen Lokalgletschernetzes sind, der im NNW-seitigen Kar unter Hochsengs und Hohem Nock gebildet wurde und in das Hopfingtal abfloss. Auch auf der Südseite des Sengengebirges nahe der Koppenalm gibt es Hinweise auf eine – zumindest bescheidene – Lokalvergletscherung. Hinweise auf ältere Rißmoränen-Ablagerungen, deren Eisstand bedeutend höher war als jener der Würm-Vereisung und deren Endzungen nach EGGER & VAN HUSEN (2011) wohl bis nördlich von Molln reichten, konnten weder auf den Hochflächen noch am Fuß des Sengengebirges gefunden, noch deren morphologische Spuren im DGM interpretiert werden.

Talusbrekzie

? Riß/Würm-Interglazial

Karbonatisch verkittete Gehänge- oder Talusbrekzien als einstige Hangschutt- und/oder Bergsturzmassen überdeckten einst vermutlich ein wesentlich größeres Gebiet im Untersuchungsraum, lassen sich aktuell allerdings gut zugänglich nur am Fahrweg von Spering zum Lackerboden beobachten. Das angegebene Alter basiert auf Erfahrungswerten und der Kenntnis ähnlicher Vorkommen innerhalb der Nördlichen Kalkalpen, sollte allerdings durch Datierung bestätigt oder widerlegt werden. Die maximale Mächtigkeit des Brezienvorkommens beträgt ca. 5 m. Im Weganschnitt ist stellenweise noch eine diffuse, hangparallele Schichtung zu erahnen, die durch Korngrößenvariationen hervorgerufen wird.

Das kleinräumige Vorkommen am Lackerboden besteht vorwiegend aus eckigen bis schlecht kantengerundeten Komponenten, entsprechend des lokalen Einzugsgebietes ausschließlich aus Wettersteinkalken und -dolomiten. Die Größe variiert zwischen wenigen Millimetern bis zu wenigen Dezimetern – die durchschnittliche Größe liegt zwischen 2 und 5 cm. Der verkittende Zement ist in-situ-gebildeter feinkörniger Kalzit von feinsandiger Konsistenz.

Vermutlich liegen am Südabfall des Sengsengebirges größere derartige Vorkommen, können aber aufgrund der weitgehenden Unzugänglichkeiten des Gebietes nur schwer bis gar nicht erfasst werden.

Ein weiteres Vorkommen liegt in einem Anschnitt des Niklbach-Oberlaufes auf dem Feichtau-Plateau. Die hauptsächlichsten Komponenten bestehen aus Wettersteinkalk und Kalksteinen der Kössen- und Scheibelberg-Formation.

Lokalmoräne

Spätwürm

Nach VAN HUSEN (1987) sollte der Nordabfall des Sengsengebirges während der letzten Eiszeit eine nicht unerhebliche Vergletscherung getragen haben: das Nährgebiet lag wohl unter den steilen Nordabfällen zwischen Schillereck, Hochsengs und Seehagelmauer und zog sich nach Osten bis unter den Hohen Nock hin fort. Es wird angenommen, dass während des Hochglazials dieser „Sengsengebirgs-Gletscher“ in einem Westabschnitt wenigstens bis in den Talboden von Hopfing, wahrscheinlich aber auch etwas weiter nördlich in das flacher werdende Tal gegen Ramsau gereicht haben mag. So finden sich neben den in HORNING (2017b) angesprochenen Seitenmoränenresten knapp oberhalb der verfallenen Almfläche Mistleben (knapp nördlich des Untersuchungsraumes) entsprechende Moränenreste auch oberhalb des Niklbaches, an den Feichtauer Seen sowie auf der Hochfläche von Feichtau. Die Moränenreste im Hochkar unter dem Hohen Nock (oberes, orografisch rechtes Blößenbachtal) gehören zu einem Ost-Abschnitt, der in das Blößenbachtal nach Osten abfloss.

Alle Moränenreste wurden mittels digitalen Geländemodells detektiert und im Gelände verifiziert. Etwaige weitere Vorkommen dürften von holozänen Talablagerungen bzw. von Hangschuttmassen überdeckt sein.

Die im oberen Hopfingtal und im Bereich der Feichtau liegenden Moränenreste lassen sich durch Unzugänglichkeit bzw. mangelnde Aufschlüsse nur unzureichend lithologisch beschreiben, dürften aber analog den Ablagerungen am Mistleben als stark konsolidierte heterogene Kiese in schluffig-sandiger Matrix mit matrix- und komponentengestütztem Gefüge anzusprechen sein. Inwieweit flache kammartige Wallstrukturen als Seitenmoränenwälle diverser Rückzugsstadien zu interpretieren sind oder nur Erosionsformen darstellen, konnte nicht hinreichend geklärt werden. Die Gesamtmächtigkeit wird zwischen 10 und 20 m geschätzt.

Erstaunlich ist das vermutete Moränenvorkommen auf der Südwestseite des Hohen Nock im Bereich der Koppental. Hier zeugen schwere, lehmige Böden von wasserstauenden Schichten. Auch die im digitalen Geländemodell sichtbare Morphologie mit entsprechender, gegen Süden leicht abgegrenzter Wallform lassen auf einen Lokalmoränenrest schließen. Es dürfte sich hierbei um die Überreste eines kleineren Lokalglaziers handeln, der unter dem Schneeberg nahe dem Hohen Nock entsprang, im Kar zur Koppental und weiter über das Budergrabenkar gegen den Rettenbach abfloss. Da dort keine entsprechenden Moränenreste kartiert werden konnten, bleibt es fraglich, wie weit dieser Gletscher wirklich talwärts reichte.

Altersmäßig sollten die Lokalmoränenreste an den Nord- und Südabfällen des Sengsengebirges in das späte Hochwürm während des glazialen Maximums (LGM) einzustufen sein.

Niederterrasse

Würm

Entlang der Steyr und der Teichl, aber auch in den größeren Zuflüssen wie dem Vorderen Rettenbach haben sich die Vorfluter seit Ende der letzten Eiszeit canyonartig bis zu 15 m tief in einen konglomerierten, fest zementierten Niederterrassenkörper eingeschnitten mit scharf ausgebildeter, frisch erodierter Erosionskante weitgehend zusammenhängend erhalten. Eine meist sehr scharfe und leicht überhängend ausgebildete Terrassenkante zeugt von einer immer noch aktiven Erosion. Die maximale Gesamtmächtigkeit beträgt entlang der Steyr und am Vorderen Rettenbach auf Höhe des Weilers Spering um die 20 m.

In den Vorkommen entlang von Steyr, Teichl und Vorderen Rettenbach handelt es sich durchwegs um in Talrandverwitterung konglomerierte, schlecht sortierte sandreiche Kiese mit weitgehend angerundeten bis gerundeten, ausschließlich kalkalpinen Geröllen. Kristallin-Gerölle, etwa Gneise und Amphibolite aus dem Zentralalpin, wurden nicht gefunden, können aber potenziell auftreten, da das Einzugsgebiet der geschütteten Niederterrassensedimente südlich des Sengsengebirges über den Pyhrn-Gletscher Verbindung zum Enns-Gletscher hatte, der seinerseits bis in die Zentralalpen reichte. Die oft von weitem erkennbare, bei näherer Betrachtung jedoch undeutlich werdende Schichtung wird durch Korngrößenunterschiede einzelner gradierter Lagen sowie aus Linsen von Sand- bis Steinfraktion gebildet. Insbesondere letztere können oft mehrere Zehner- bis im Extremfall wenige hundert Meter verfolgt werden, keilen jedoch stets aus. Die Talrandverwitterung sorgt je nach Komponentengröße innerhalb einer Bank für selektive fluviale bzw. subaerische Erosion, die zu weit vorspringenden Bänken bzw. Halbhöhlen führt. Die verfestigten Niederterrassenschotter zeigen nur oberflächliche Korrosion, die nicht tiefer wie 50 cm in den Terrassenkörper eindringt.

Faziell handelt es sich bei Niederterrassenschottern um periglaziale Ablagerungen eines „Braided-River“-Systems mit rasch wechselnder Akkumulation und Erosion in temporären Flussläufen, das im Vorfeld eines würmzeitlichen Ferneisstromnetzes lag und die ganze Talbreite ausfüllte.

Dolinen

Pleistozän und Holozän

Lösungsvorgänge in verkarstungsfähigen, durch Niederschlags- und Grundwasser leicht löslichen Gesteinen wie Karbonaten i. Allg. lassen Dolinen entstehen. Vor allem die nach Süden abfallende, mächtige Kalkplatte des Sengsengebirges zeigt eine intensive Verkarstung. Hier wirkt sich vor allem das Zusammenspiel von starker Tektonisierung und damit einhergehender intensiver Klüftung der bruchhaft gegenüber mechanischer Beanspruchung reagierenden Wetterstein-Formation begünstigend auf die Dolinenbildung aus, die diese Schwächezonen der sekundär entstandenen Trennflächen als Angriffsfläche für Karbonatlösung nutzen.

Vor allem die hochgelegenen Gebiete zwischen Schillereck (Fotzen), Hochsengs, Gamskogel, Rohrauer Größtenberg, Schneeberg und südlich Hoher Nock bis zum nicht mehr ganz auf dem Kartiergebiet liegenden Gamsplan (1.902 m) zeigen eine intensive Verkarstung durch Schratten, Orgeln und vor allem Dolinen. Diese Gebiete sind weitgehend unzugänglich – die besten Einblicke gewährt der Höhenweg der Sengsengebirge-Überschreitung vom Uwe-Anderle-Biwak bis zum Hohen Nock, der durch urtümliche, weitgehend unberührte Landschaft führt.

Vor allem in den Hochkaren südlich von Rohrauer Größtenberg und Hohem Nock bis zum Melkensteinbründl sind die Dolinen exakt nach dem zugrundeliegenden bruchhaften Störungsmuster in Staffeln ausgerichtet. Ihr Durchmesser beträgt meist nur wenige Meter, kann in Ausnahmefällen aber hier bis zu 20 m und Tiefen um maximal 10 m erreichen. Es handelt sich hierbei um kleine Lösungsdolinen im engeren Sinn, bei denen das Oberflächenwasser auf den gegen Süden geneigten Karflächen relativ rasch abfließen kann und vergleichsweise kleine Hohlräume im Inneren auslösen konnte.

Erwähnenswert sind die riesigen Dolinen am Hochplateau von Hoher Nock und Schneeberg bis zur Seehagelmauer. Sie erreichen Durchmesser von bis zu 200 m und Maximaltiefen von 60 m. Auch sie sind größtenteils an größere Störungssysteme gebunden. Ihre Entstehung dürfte auf weit in das Neogen zurückreichende Suberosion zurückreichen, einhergehend mit intensiver Höhlenbildung.

Da der Bereich von Hoher Nock und Schneeberg ab Höhen von ca. 1.800 m auch während der pleistozänen Glaziale nicht vergletschert war, dürfte es sich bei diesen Regionen um alte neogene Landschaftsoberflächen handeln, die durch die Alpenorogenese zwar gehoben, verfaltet und deformiert wurden, die allerdings durch fluviale Systeme keine durchgreifende Veränderung erfahren haben, allenfalls durch Niederschlagswässer. So zeigt das digitale Geländemodell vor allem rund um den höchsten Gipfel des Sengsengebirges auffallend glatte und abgerundete Landschaftsoberflächen mit ausgesprochen mächtigen (?Paläo)Bodenbildungen und Residuallehmen, die im Kontrast zu den intensiv und kleinräumig verkarsteten Hochkaren stehen, die ihres Bodens durch Ausschwemmung weitgehend beraubt wurden. Zur Klärung des Alters der fraglichen Landschaftsoberfläche rund um den Hohen Nock könnte eine intensive Suche nach Geröllen wie Augensteinen helfen. Diese granitoiden Gesteine stammen aus einer Zeit, als das heutige Relief noch Teil einer gewaltigen Schwemmlandebene war, das Material von den ab dem Miozän weit im Süden aufsteigenden jungen Alpen erhielt („Augensteinlandschaft“). So dürften zumindest die höchsten Bereiche des Sengsengebirge-Hochplateaus zu einer bis heute wenig umgestalteten Altfläche gehören, die sich von den Berchtesgadener Alpen über Dachstein und Totes Gebirge bis zur Rax in Niederösterreich zog.

Holozän

Terrassenschotter ungegliedert

Holozän

Entlang des Verlaufes der Vorfluter Steyr, Teichl und Vorderer Rettenbach haben sich mit ca. 1 bis 4 m Niveau-Unterschied zum mittleren Flusspegel unverfestigte Terrassen-

reste erhalten, die eindeutig jünger sind als die verfestigten Niederterrassenschotter. Es handelt sich hier vermutlich um im Kern mittel- bis jungholozäne Gebiete mit Hochwasserschotter, auf denen auch heute noch in Hochwasserperioden akkumuliert, aber teilweise auch erodiert wird. Die Mächtigkeit beträgt durchschnittlich wenige Meter, das Lithologie-Spektrum umfasst analog des Einzugsgebietes vorwiegend kalkalpine, selten auch kristalline Komponenten.

Felssturz

Holozän

Das Gebirgsrelief verbunden mit unterschiedlichen Lithologien samt verschiedenem Erosionsverhalten bedingt im Untersuchungsraum einige kleinere und größere – auch (sub)fossile – Bergstürze. Die Definition „Felssturz“ bezieht sich auf verhältnismäßig große Ereignisse (> 1.000 m³). Dabei war der Auslöser nicht der Wegfall des Eisdruckes von Talgletschern im unmittelbaren Postglazial (= Altholozän), sondern einerseits vermutlich das Ausschmelzen des Permafrostkörpers, der während des Würm-Glazials wohl auch die Talregionen umfasst haben dürfte. Verbunden durch die fortwährende Einwirkung von Frost-Tau-Wechseln müssen die Felsstürze jedoch nicht zwangsläufig postglazialen Alters sein, sondern können auch jünger und auch rezent noch aktiv sein. Andererseits wurden und werden Felsstürze auch durch eine besonders nach starken Niederschlagsereignissen inkompetent werdenden Lithologie (wie z.B. der Kössen-Formation) oder durch das Zusammenspiel von Trennflächengefüge, Morphologie und Gravitation ausgelöst (beispielsweise hangparalleles Einfallen von Wettersteinkalken auf der Sengsengebirge-Südseite bei gleichzeitig orthogonal auf der Schichtung stehenden Hauptkluffnetz).

Eine weitere Abgrenzung, beispielsweise von Murkörpern und Schuttströmen, besteht im weitgehenden Fehlen von Feinmaterial und dem überwiegenden Anteil von großen Komponenten in Block- bis maximal Hausgröße. Die Lithologie wird durch das unmittelbar Anstehende beeinflusst. Die Mächtigkeiten liegen für gewöhnlich im Meterbereich, Maximalmächtigkeiten bei den großen Felsstürzen des Gebietes dürften bei 15 m liegen.

Eine signifikante Häufung von Felssturzereignissen ist am Nordabfall des Sengsengebirges zu verzeichnen. Das größte Einzelereignis des Untersuchungsraumes liegt im Kar nordöstlich unter dem Hohen Nock. Ein weiterer – deutlich kleinerer – Felssturz zieht aus dem Kar zwischen Seehagelmauer und Schneeberg zu den Feichtauer Seen, ist allerdings von jüngeren Muren und Schuttsedimenten überschüttet. Sehr markant ist ein Felssturz-Ereignis südseitig unter dem Hagler. Hier fällt lagunäre und gut gebankte Wetterstein-Formation annähernd hangparallel ab. Das orthogonal auf der Schichtung stehende Kluffnetz führt immer wieder zum Ablösen kleinerer und größerer Gesteinskeile, die auf den Schichtflächen talwärts gleiten.

Schuttkegel, Hangschutt, Hangschutt blockreich

Holozän

Die Akkumulation von Schuttmassen ist schwerpunktmäßig an der Flankenbasis der meisten Bergmassive des Kartiergebietes verbreitet. Vor allem die größeren, tief in die

Gebirgsregionen eingeschnittenen Täler der Vorfluter Vorderer Rettenbach, Rettenbach und Fischbach sind talnah dort schutterfüllt, wo das Relief flacher wird und der Bach die Hangschuttmassen noch nicht ausräumen konnte. Dabei bilden Hauptdolomit und Wettersteinkalk (sowie zusätzlich Oberrhätalk auf der Nordseite des Sengengebirges) die wesentlichen Schutt-Lieferanten – die in den Talgründen erhaltene Niederterrasse wird oft teilweise von beidseitig akkumulierenden Schuttmassen überdeckt. Teilweise ist eine deutliche Gradierung von feineren zu größeren Bereichen mit Blockschutt (mit ca. 50 % Komponentendurchmessern von mehr als 1 m) vom Wandfuß bis zur Kar-Basis zu beobachten. Der schluchtartig tief eingeschnittene Lange Graben mit dem Vorderen Rettenbach ist aufgrund seiner V-förmig eingeschnittenen Lage und hohen Reliefenergie in seinem Oberlauf weitgehend ausgeräumt und zeigt über weite Strecken anstehenden Hauptdolomit und Wettersteinkalk. Mit vergleichsweise weichen Lithologien wie Hauptdolomit und Lunz-Formation bei gleichzeitig nachlassendem Gefälle haben sich gegen die Teichl und später der Steyr entsprechend viel Schuttmassen akkumulieren können, so dass ein schmaler, aber ebener Talboden geschaffen wurde.

Die Lithologie der maximal bis 25 m mächtigen Schuttfelder wird durch das Anstehende unmittelbar beeinflusst, das Korngrößen-Spektrum und der Habitus der Schutt-komponenten wiederum von den rheologischen Eigenschaften der betreffenden Lithologie. So neigt beispielsweise Wettersteinkalk und bedingt auch Oberrhätalk zu tafeligem bis grobblockigem Schutt. Die dünnbankigeren Kalke der Kössen- und Ammergau-Formation sowie tektonisch unbeeinflusster Hauptdolomit bilden eher einen kleinstückigen Detritus, die mergeldominierte Kössen-Formation und vor allem die noch tonreichere Lunz-Formation hingegen sehr feine Abschwemmungen, wobei genau hier der Übergang zu Muren, Rutschungen und sonstigen Fließstrukturen (=> Abschwemm-Massen) übergangslos ist.

Jüngere Muren und Schuttströme

Holozän

Vor allem die erosiv inkompetenten Lithologien wie die Kössen-Formation, aber auch kleinstückig verwitterter, da oft tektonisierter und grusig zerfallener Hauptdolomit neigen zur Ausbildung kleiner Muren und/oder Schuttströme jüngerer Alters, die meistens mehrere hundert Meter weit talwärts vorgreifen. Vor allem die Feinfraktion spielt in Verbindung mit Wasser und Bergfeuchte das Gleitlager, das auch relativ kleinvolumige Murkörper in engen Rinnen weit talwärts vorgreifen, wie man im Bereich der Feichtauer Seen gut erkennen kann. Viele der Muren sind aktuellen Datums und zeigen frische, noch nicht flechtenbewachsene Schuttmassen.

Die Mächtigkeit der Schuttströme und Muren liegt wahrscheinlich im Bereich von 10 m. Sie bestehen entsprechend ihres Liefergebietes aus ungerundeten Komponenten unterschiedlichster Größe (meistens Sand- bis Stein, seltener Block-Fraktion).

Rutschungen

Holozän

Im Untersuchungsraum konnten mehrere, auch tiefer in den Untergrund eingreifende Rutschungen auskartiert werden, deren Entstehung meistens von mergeligen Lithologien und darüber situierten relativ widerstandsfähigen, spröden und gravitativ abgleitenden Gesteinsmassen initiiert wird. Größerflächige Rutschungen bestehen unmittelbar südlich der Feichtau (weitläufigere Ausbisse an mergelreicher Kössen-Formation), oberhalb des Niklbaches (initiiert durch mergelreiche Ammergau- und vermutlich auch Schrambach-Formation). Gänzlich von Wettersteinkalken und -dolomiten umschlossene Rutschungen liegen im Bereich des Lackerbodens. Während die meisten kartierten Rutschkörper oberflächennah ohne tiefgreifendere Einwirkung in das Festgestein entstanden sein dürften, reicht die größte Rutschung des Gebietes südlich der Rohrauerfichten erheblich tiefer bis in das Festgestein und dürfte als Talzus Schub mittlerer Größe zu klassifizieren sein. Vermutlich wurde sie durch hangparallel einfallende Lunz-Formation initiiert, auf der darüber liegende Opponitz-Formation sowie Hauptdolomit talwärts gleiten. Die Rutschung ist weniger im Gelände als vielmehr im DGM als solche wegen ihrer unruhigen Morphologie zu erkennen, die aufgrund zahlreicher oberflächennaher listrischer Rotations-Rutschkörper entstanden ist.

Holozäne Bachschotter, ungegliedert

Holozän

Mächtiger holozäne Flussschotter bestehen im Untersuchungsraum vor allem in den Bachunterläufen der Hauptzuflüsse zum Vorflutersystem, so entlang des Vorderen Rettenbaches und Rettenbach. Der Unterschied zur polygenetischen Talfüllung ist das weitgehende Fehlen von Feinmaterial, das durch ein etwas stärkeres Gefälle in den Bach-Unterläufen zum tiefer eingeschnittenen Vorfluter von Steyr und Teichl energetisch ausgewaschen wurde. Entsprechend bilden die Bachschotter im Mittel- und Unterlauf des Vorderen Rettenbaches beinahe reine Kiesflächen, allenfalls lokal mit zwischengeschalteten Sandlinsen in zeitlich eng begrenzten Stillwasserbereichen. Die Zusammensetzung der Ablagerungen ist einerseits von den lithologischen Gegebenheiten des Einzugsgebietes – Reifling-Formation bis Hauptdolomit – und andererseits von der Oberflächenmorphologie sowie der Transportkraft des Wassers abhängig. Es treten überwiegend Kiese und Sande, untergeordnet auch Schluffe, Steine und Blöcke auf. Strömungsbedingte Einregelung mit stromaufwärtigem Einfallen von oft plattigen Geröllen in Kies- und Steingröße sind häufig (dachziegelartige Imbrikation). Der Rundungsgrad zeigt – je nach Transportweite – ein weites Spektrum von eckig bis gut gerundet.

Talfüllung, Schwemmfächer

Holozän

Die flachliegenden Talbereiche der großen Vorfluter Steyr und Teichl erlauben mit relativ geringer Wasserenergetik die Akkumulation von feinen Sedimenten wie Schluffen und Sanden. Aber auch in höher über dem Vorfluter gelegenen Bereichen wie am Koppenbach hat sich in den von Hauptdolomit umgebenen bewaldeten Gebirgszügen vorwiegend fluviativ angeschwemmtes Material anreichern

können. Hier besteht ausreichend Platz für eine vorwiegend niederschlagsgesteuerte Akkumulation, vor allem nach extremen Wetterereignissen mit viel Geschiebefracht. Der relativ kleine Koppenbach kann diese Massen an einschwemmtem Material nicht komplett ausräumen und hinterlässt einen weitgehend sanft zum Vorfluter abfallenden, flachen, relativ rasch aufsedimentierenden Talboden.

Die Mitwirkung von zumindest perennierenden und periodisch aktiven Wasserläufen führt zur Bildung auch größerer Schwemmfächersysteme, wie an beiden Flankenfüßen des Teichtales zwischen Stummergut und St. Pankraz, die sich vor allem durch eine sanft vom jeweiligen sedimentfördernden Bergeinschnitt abfallende, radiale Morphologie auszeichnen. Die Mächtigkeit der jeweiligen Talfüllung ist nur abzuschätzen, dürfte meistens wenige Meter betragen, in den Schwemmkegeln aber schnell auf 20 und mehr Meter ansteigen.

Die Zusammensetzung der Ablagerungen ist auch hier weitgehend von den lithologischen Gegebenheiten des Einzugsgebietes, andererseits von der Oberflächenmorphologie und der Transportkraft des Wassers abhängig. Demzufolge differieren die Ablagerungen von Feinkiesen zu Feinsanden und lokal Schlufflinsen – vor allem aus Liefergebieten mit überwiegend Hauptdolomit.

Abschwemm-Massen, Solifluktionsschutt

Holozän

Vor allem die Dolomit-dominierten Mittelgebirgsregionen südlich des Sengsengebirge-Hauptkammes zeigen im Hang-Tal-Übergangsbereich Akkumulationen von Abschwemm-Massen aus rinnenartigen Einkerbungen. Sowohl Hauptdolomit als auch die dolomitische Variante der Wetterstein-Formation verwittern zu kleinscherbigem bis bröselig-sandigem Material, das in Verbindung mit auflagerndem bodenartigem Residuallehm und in den Bergeinschnitten kanalisiertes Niederschlagswasser in die Talbereiche akkumuliert wird. Genetisch und lithologisch sind Abschwemm-Massen nicht von polygenetischen Talfüllungen zu unterscheiden. Sie wurden deswegen gesondert auskartiert, um die Sedimentationsdynamik in den talnahen Flankenbereichen hervorzuheben.

Vernässung, Anmoor, humusreicher Boden

Holozän

Lokale Vernässungszonen, Übergangsstadien zu bergwassergespeisten Niedermoorbereichen, Anmoore oder generell humusreiche Böden haben sich im Untersuchungsraum nur dort bilden können, wo mächtige Wasser stauende Böden vorhanden sind – wie etwa im Bereich der Lokalmoränen-Ablagerungen rund um die Feichtau sowie im hintersten Hopfingtal oberhalb des Niklbaches. 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. Sehr deutliche Erosionskanten verlaufen nahe den Grenzen von würmzeitlicher Niederterrasse zur rezenten polygenetischen Talfüllung (etwa in den canyonartigen Einschnitten von Steyr, Teichl und Vorderem Rettenbach).

Anschüttungen, anthropogen verändertes Material

Industriezeitalter

Anthropogen verändertes Gebiet findet sich lediglich im Bereich kleinerer Ortschaften bzw. großer Infrastrukturprojekte wie an der Autobahnausfahrt St. Pankraz-Hinterstoder und im weiteren Autobahnverlauf nach ESE, wo umfangreiche landschaftsverändernde Maßnahmen vorgenommen wurden.

Tektonik

Die bereits in vormaligen Kartierberichten (HORNUNG, 2014, 2016, 2017a, b) beschriebenen, durch die nach Norden gerichtete Überschiebung der Staufen-Höllengebirge-Decke auf die Reichramig-Decke entstandenen kompressiven Synklinal-Antiklinal-Muster lässt sich über das Hopfingtal nach Osten bis an die Blattgrenze zu Blatt 69 Großraming konsistent weiterverfolgen, ist allerdings nur zu einem kleinen Teil auf dem aktuellen Untersuchungsgebiet mit der Feichtau-Synklinale als Südabschnitt der Ebenforst-Synklinal-Struktur vertreten. Interessant ist die tektonisch entsprechend stark beanspruchte Stirnfalte und Front der Staufen-Höllengebirge-Decke, deren genauer Verlauf etwas anders kartiert wurde als in der bestehenden Geologischen Karte von Oberösterreich 1:200.000 (KRENMAYR et al., 2006) angegeben. Ebenso erwähnenswert ist eine tektonisch zerscherte und größtenteils amputierte Synklinal-Antiklinalstruktur („Saubach-Rettenbach-Synklinale“ sowie „Wipfelboden-Antiklinale“) unmittelbar nördlich der großen Windischgarstener Seitenverschiebung südlich des Untersuchungsraumes.

Die Feichtau-Synklinale (Reichraming-Decke)

Ganz im Süden reicht der Südabschnitt der Ebenforst-Synklinale noch auf das diesjährige Untersuchungsgebiet. Der Südschenkel der in HORNUNG (2017b) beschriebenen Ebenforst-Synklinale ist südöstlich der Sonntagsmauer zerschert, verursacht vermutlich durch ein Durchschneiden der abschnittsweise mergeldominierten Kössen-Formation. Südlich davon wurde durch die Kompressionstektonik der überschiebenden Staufen-Höllengebirge-Decke die nordvergente, im Südschenkel teilweise überkippte „Feichtau-Doppelsynklinale“ geschaffen. Die Muldenschenkel werden durch Oberrhätalk konturiert, im Muldenkern reicht die Abfolge bis zur tiefkretaischen Schrambach-Formation. Diese komplex aufgebaute Doppelsynklinale wird durch eine ENE-WSW verlaufende Überschiebungsbahn von der Ebenforst-Synklinale getrennt, kann jedoch strukturell noch zu dieser Einheit gerechnet werden.

Die Überschiebungswerte des Nordschenkels der Feichtau-Doppelsynklinale nimmt dabei von Westen nach Osten ab: auf Höhe des Anstieges vom Hopfingboden zur Feichtau bei ca. 1.100 m ist der Nordschenkel soweit kom-

plett amputiert, dass Scheibelberg-Formation bzw. eine Mélange aus Bunten Jurakalken unmittelbar auf Hauptdolomit treffen. Im Bereich Feichtau trifft Oberrhätalk auf Plattenkalk und weiter nordwärts – bereits im Kartiergebiet von HORNUNG (2017b) gelegen – besteht ein weitgehend konkordanter Übergang von der Feichtau- zur Ebenforst-Synklinale mit einem jurassischen Muldenkern mit fraglicher Allgäu-Formation. Die Grenze zwischen beiden Mulden bildet ein Sattelkern aus Hauptdolomit.

Auf dem Weg von der Feichtau zum Haltersitz überschreitet man den Oberrhätalk insgesamt dreimal und quert die Feichtau-Doppelsynklinale in ihrer gesamten Breite. Im nördlichen Kernbereich reicht die Abfolge bis zur Scheibelberg-, im südlichen Muldenkern bis zur Schrambach-Formation. Da gen Osten im oberen Blöttenbachtal nur mehr eine einfache Synklinale besteht, deren Nord- und Südschenkel gleichfalls durch Oberrhätalk konturiert werden, dürfte die Achse der südlichen Teilmulde gegen Osten auftauchen, liegt allerdings unsichtbar unter mächtigen Hangschuttfeldern begraben.

Stirnbereich Staufen-Höllengebirge-Decke

Die das Kartiergebiet von Westen nach Osten durchziehende Überschiebung der Staufen-Höllengebirge-Decke über die Reichraming-Decke (Tirolikum über Bajuvarikum sensu TOLLMANN, 1976; Tirolikum-interner Deckenschub nach MANDL et al., 2017) verursachte im Bereich der Deckenstirn eine komplexe, sprödetektonisch zerlegte, nordvergente und im Nordschenkel leicht nordwärts überkippte Stirnfalte. Diese ist im Gelände aufgrund der intensiven Zerschering nur schwer zu erkennen, lässt sich allerdings im Profil aufgrund der im Gelände genommenen Streich- und Fallwerte der Wetterstein-Formation zwingend konstruieren. Am deutlichsten ist die Struktur in den Bereichen von Gamskogel und Hoher Nock – die Antiklinale wird hier im Norden von der Deckenüberschiebung und im Süden lediglich von einer gleichsinnig einfallenden Überschiebungsbahn begrenzt. Im Bereich dazwischen – etwa auf Höhe des Rohrauer Größtenberges – wird der überkippte Stirnsattel von mehreren nordvergenten Überschiebungsbahnen intern zerschert.

Der Deckenkontakt zwischen Reichraming-Decke und überschiebender Staufen-Höllengebirge-Decke ist, soweit in den unzugänglichen Nordabstürzen des Sengsengebirges einsehbar, stets sehr scharf ausgebildet. Sie wird von einigen sinistralen und dextralen Lateralstörungen als Ausgleichslinien zur nordgerichteten Kompressionstektonik zersetzt, teilweise – wie im Bereich des Rottalsattels oder nordöstlich des Hochsengs – mit Versatzbeträgen von knapp 400 m. Am einfachsten kann die Deckenstirn über den Steig von der Feichtau zum Hohen Nock oberhalb des Haltersitzes erreicht werden.

Verfaltungen der Staufen-Höllengebirge-Decke

Der breite Südhang des Sengsengebirges ist durch ausschließlich südgeneigtes Schichteinfallen charakterisiert. Während gegen die Ostgrenze des Untersuchungsraumes (Blatt 69 Großraming) der Schichtverlauf stets konkordant von der Wetterstein-Formation über die Lunz- und Opponitz-Formation bis zum Hauptdolomit reicht, erscheint die Schichtfolge knapp westlich der Rohrauerfichten abrupt durch eine dextrale Seitenverschiebung amputiert. Nordwestlich davon grenzt Hauptdolomit unmittelbar an Wet-

terstein-Formation – die terrigene Lunz-Formation sowie die hypersalinare Opponitz-Formation fehlen. Im Bereich des Wipfelbodens wird im Querprofil eine deutliche Antiklinal-Struktur erkennbar. Sie lässt sich zwar über die dextrale Seitenverschiebung der Rohrauerfichten weiter nach Osten verfolgen, ist aber nirgends so deutlich ausgebildet wie am Wipfelboden – obgleich hier der Nordschenkel tektonisch gekappt ist. Aus diesem Grund wurde sie (als Arbeitsbegriff) als „Wipfelboden-Antiklinale“ eingeführt. Im Westen liegt ihr Nordschenkel mit einer lokalen Muldenstruktur („Saubach-Rettenbach-Synklinale“) konkordant auf der südfallenden Wetterstein-Formation, der Nordschenkel ist – bereits südlich außerhalb des Kartiergebietes gelegen – von der Windischgarstener Seitenverschiebung amputiert.

Gegen Osten ist – neben der weitgehend tektonischen Reduktion des Nordschenkels (und somit auch der Saubach-Rettenbach-Synklinale) – auch der Nordschenkel durch eine weitere Überschiebungsbahn gekappt. Hier grenzt – am besten ersichtlich am Rieser – abermals Wetterstein-Formation unmittelbar auf Hauptdolomit. Die inkompetenten Schichtfolgen von Lunz- und Opponitz-Formation wurden abermals amputiert. Das überschiebende Element bildet einen tektonischen Sattel („Rieser-Antiklinale“), deren Kern mit der Reifling-Formation am Südhang des Riesers ausstreicht und im Kern oberflächlich nicht sichtbar wenigstens bis zur Gutenstein-Formation hinabreichen dürfte. Auch dieser Bereich wird südlich außerhalb des Kartiergebietes von der Windischgarstener Seitenverschiebung gekappt.

Literatur

- ARTHOFFER, P. (1998): Der Bleibergbau in der Kaltau bei Steyring – ein montanhistorisches Relikt im Bezirk Kirchdorf. – *Oberösterreichische Geonachrichten*, **13**, 29–34, Linz.
- BÖKENSCHMIDT, S. & ZANKL, H. (2005): Lithology, biostratigraphy and sedimentary petrology of the T-J-boundary in the Steinplatte and Scheibelberg area (Salzburg-Tirol, Austria). – In: PÁLFY, J. & OZSVÁRT, P. (Ed.): Program, Abstracts and Field Guide. – 5th Field Workshop, IGCP 458 Project, 10–11, Tata-Hallein.
- BRANDNER, R. & POLESCHINSKI, W. (1986): Stratigraphie und Tektonik am Kalkalpensüdrand zwischen Zirl und Seefeld in Tirol. – *Jahresberichte des Oberrheinischen Geologischen Vereines*, N.F. **68**, 67–92, Stuttgart.
- DIERSCHKE, V. (1980): Die Radiolarite des Oberjura im Mittelabschnitt der Nördlichen Kalkalpen. – *Geotektonische Forschungen*, **58**, 217 S., Stuttgart.
- 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.
- EGGER, H. (2007): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 67 Grünau im Almtal. – 66 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- EGGER, H. & VAN HUSEN, D. (2007): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 67 Grünau im Almtal. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- EGGER, H. & VAN HUSEN, D. (2011): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 69 Großraming. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- ENOS, P. & SAMANKASSOU, E. (1998): Lofer Cyclothems Revisited. – *Facies*, **38**, 207–228, Erlangen.

- FAUPL, P. & WAGREICH, M. (2000): Late Jurassic to Eocene Paleogeography and Geodynamic Evolution of the Eastern Alps. – Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft, **92** (1999), 79–94, Wien.
- FLÜGEL, E. (2004): Microfacies of Carbonate Rocks – Analysis, Interpretation and Application. – 976 S., Berlin (Springer).
- GEYER, G. & ABEL, O. (1913): Geologische Spezialkarte der im Reichsrat vertretenen Königreiche und Länder der Österreich-Ungarischen Monarchie, 1:75.000, Blatt Nr. 4852 Kirchdorf. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- HORNUNG, T. (2007): The 'Carnian Crisis' in the Tethys realm – multistratigraphic studies and palaeoclimate constraints. – Dissertation, Universität Innsbruck, 233 S., Innsbruck.
- HORNUNG, T. (2014): Bericht 2013 über geologische Aufnahmen im Gebiet Steyring–Kremsmauer auf Blatt 4201 Kirchdorf an der Krems. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **154**, 343–353, Wien.
- HORNUNG, T. (2016): Bericht 2014 über geologische Aufnahmen im Gebiet Kienberg und Klaus (Oberösterreichische Voralpen / Sengsengebirge) auf Blatt NL 33-02-01 Kirchdorf an der Krems. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **156**, 318–326, Wien.
- HORNUNG, T. (2017a): Bericht 2015 über geologische Aufnahmen im Gebiet Schillereck (Oberösterreichische Voralpen / Sengsengebirge) auf Blatt NL 33-02-01 Kirchdorf an der Krems. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **157**, 387–400, Wien.
- HORNUNG, T. (2017b): Bericht 2016 über geologische Aufnahmen im Gebiet Breitenau (Oberösterreichische Voralpen / Sengsengebirge) auf Blatt NL 33-02-01 Kirchdorf an der Krems. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **157**, 401–412, Wien.
- JACOBSHAGEN, V. (1965): Die Allgäu-Schichten (Jura-Fleckenmergel) zwischen Wettersteingebirge und Rhein. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **108**, 1–114, Wien.
- KRAUS, O. & SCHMIDT-THOMÉ, P. (1967): Faziesverteilung in der alpinen Trias des Heiterwand-Gebietes (östliche Lechtaler Alpen, Tirol). – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie: Monatshefte, **1967**, 117–127, Stuttgart.
- KRENMAYR, H.-G., SCHNABEL, W. & REITNER, J. (2006): Geologische Karte von Oberösterreich 1:200.000. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- LEIN, R. (1989): Neufassung des Begriffs Raminger Kalk (Oberladin – Unterkarn) auf mikrofazialer Grundlage. – 4. Internationales Treffen deutschsprachiger Sedimentologen. – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **16**, Zusatzblatt ohne Seitenangabe, Innsbruck.
- LUEGER, J. (1991): Kompilierung der vorhandenen geologischen Informationen über das Nationalparkgebiet für das NP-GIS, Verordnungsabschnitt I. – Geologischer Führer und Geologische Karte – Konzept, St. Leonhard am Forst.
- MANDL, G.W., BRANDNER, R. & GRUBER, A. (2017): Zur Abgrenzung und Definition der Kalkalpinen Deckensysteme. – Tagungsband zur Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt, 19.–22. Juni 2017, Bad Ischl, Hallstatt, Gmunden, 254–255, Wien.
- PILLER, W., EGGER, H., ERHART, C.W., GROSS, M., HARZHAUSER, M., HUBMANN, B., VAN HUSEN, D., KRENMAYR, H.-G., KRYSSTYN, 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 Wissenschaften und Österreichische Stratigraphische Kommission, Wien.
- RUPP, C., LINNER, M. & MANDL, G.W. (Red.) (2011): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Oberösterreich 1:200.000. – 255 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- SCHWEIGL, J. & NEUBAUER, F. (1997): Structural evolution of the central Northern Calcareous Alps. – *Eclogae Geologicae Helveticae*, **90**, 303–323, Basel.
- STANTON, R.J. & FLÜGEL, E. (1989): Problems with Reef Models: The late Triassic Steinplatte „Reef“ (Northern Alps, Salzburg/Tyrol, Austria). – *Facies*, **20**, 1–53, Erlangen.
- TOLLMANN, A. (1966): Die alpidischen Gebirgsbildungs-Phasen in den Ostalpen und Westkarpaten. – *Geotektonische Forschungen*, **21**, 156 S., Stuttgart.
- TOLLMANN, A. (1976): Monographie der Nördlichen Kalkalpen, Teil III: Der Bau der Nördlichen Kalkalpen: Orogene Stellung und regionale Tektonik. – IX + 449 S., Wien (Deuticke).
- VAN HUSEN, D. (1987): Die Ostalpen in den Eiszeiten. – 24 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- VAN HUSEN, D. (2017): Quartärgeologische Manuskriptkarte am Südrand des Sengsengebirges (Steyr – Teichl – Rettenbach). – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- VESCEI, A., FRISCH, W., PIRZER, M. & WETZEL, A. (1989): Origin and tectonic significance of radiolarian chert in the Austroalpine rifted continental margin. – In: HEIN, J.R. & OBRADOVIC, J. (Hrsg): Siliceous deposits of the Tethys and Pacific regions, 65–80, New York–Berlin (Springer).

Blatt 121 Neukirchen am Großvenediger

Bericht 2016 über geologische Aufnahmen quartärer Sedimente und Formen auf den Blättern 121 Neukirchen am Großvenediger und NL 33-01-19 Neukirchen am Großvenediger

ELIJAH DIPPENAAR

This is the complementary report to the quaternary geological map of the Kurzer Grund and Fromm Grund Valleys. The Kurzer Grund mapping area covers a surface area of 12.6 km² on the orographic left flank of the valley, which

lies in the Kelchsau Valley in the Kitzbühler Alps. A geological map (HEINISCH & PANWITZ, 2007) was used as a basis for this Quaternary geological map, which was mapped at a scale of 1:10,000. Their base map contains Quaternary deposits but does not include a stratigraphic sequence thereof.

According to HEINISCH & PANWITZ (2007) the very north of the mapping area is dominated by the Löhnersbach Formation (alternate bedded phyllites, metasandstone and metasilstone). Overlying the Löhnersbach Formation to the south is the Schattberg Formation (argillaceous schists, metasilstones and metasandstones). In the mapping area the contact zone between the two Formations is