

**Bericht 2016
über geologische Aufnahmen
im Gebiet Breitenau
(Oberösterreichische Voralpen /
Sengsengebirge)
auf Blatt NL 33-02-01 Kirchdorf an
der Krems**

THOMAS HORNUNG
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die geologische Kartierung mit der Arbeitsbezeichnung „Breitenau“ auf UTM-Kartenblatt „NL 33-02-01 Kirchdorf an der Krems“ des Jahres 2016 erfolgte von März bis September 2016. Die Gebietsgrenzen verlaufen von Molln im Norden entlang der Straße nach Ramsau gegen Osten bzw. im Süden folgend bis zum Militär-Schießübungsplatz Hopfingboden. Von dort folgt die Südgrenze in einer geraden Linie nach Osten zur Feichtauhütte. Die Ostgrenze des Untersuchungsgebietes ist mit der Blattgrenze zum benachbarten Kartenblatt 69 Großraming (Maßstab 50.000) ident. Die Nordgrenze verläuft im Tal der Krumpfen Steyrling von Breitenau nach Molln.

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 & FAUPL, 1999).
- 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).

Naturräumlicher und geologischer Überblick

Das ca. 55 km² große Kartierungsgebiet umfasst den westlichen Bereich der oberösterreichischen Kalkvoralpen sowie Nordabschnitte des zentralen Sengsengebirges. Die höchste Erhebung bildet im Süden die Sonntagsmauer (1.506 m). Die bewaldeten Vorberge dominiert mit Abstand der Ramsauer Größtenberg (1.456 m). Nördlich davon liegen Hoher Trailing (1.237 m) und Annasberg (1.172 m) als erwähnenswerte Erhebungen. Den tiefsten Punkt des Gebietes definiert die Steyr mit 413 m ü. A. an der Nordgrenze des Untersuchungsraumes östlich von Molln.

Die Entwässerung des Gebietes erfolgt ausschließlich in die Steyr. Die größten Zuflüsse im Gebiet sind die Krumpfen Steyrling, die im Tal von Breitenau nach Molln fließt, der im Hopfingboden gebildete Paltenbach, der knapp flussabwärts des Steyr-Durchbruches bei Görzitz in den Vorfluter mündet sowie ein namentlich nicht näher benannter Bach, der nördlich Ramsau entspringt und über Annerstal nach Molln fließt und dort in die Steyr mündet.

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 für die Höhenlage überdurchschnittlich viel Schnee.

Der Untersuchungsraum erlaubt ausschließlich Einblicke in Bauelemente des Südabschnittes der bajuvarischen Lechtal-Decke („Reichraming-Decke“) knapp nördlich der Deckenstirn des Tirolikums („Staufen-Höllengebirge-Decke“). Diese tektonische Grenze sensu TOLLMANN (1976) verläuft knapp südlich des Untersuchungsgebietes. Im Zuge der alpinen Kompressionstektonik überschob die tirolische Staufen-Höllengebirge-Decke die Reichraming-Decke.

Die mechanischen Kräfte dieser Einengung können deswegen nur auf der Reichraming-Decke nachvollzogen werden. Den Bereich unmittelbar nördlich der tirolischen Decken-Überschiebung dominieren zwei große Muldenzüge, die bereits bei TOLLMANN (1976) als die Ebenforst-Synklinale (im Süden) und Größtenberg-Synklinale (im Norden) beschrieben wurden. Beide Mulden ziehen von Osten (Blatt 69 Großraming) über das Kartierungsgebiet hinweg. Während die Ebenforst-Synklinale an der Steyr westlich des Kartierungsgebietes durch die Staufen-Höllengebirge-Decke überschoben und gekappt wird, lässt sich die Größtenberg-Synklinale westwärts unter der Kremsmauer bis auf Blatt 67 Grünau im Almtal verfolgen (in HORNUNG, 2016 als „Kremsmauer-Synklinale“ bezeichnet). Gegen Norden durchziehen das Kartierungsgebiet mit der Welchau-Antiklinale, der Eibling Synklinale, der Annerstal-Antiklinale sowie Breitenau-Synklinale und der Annasberg-Rammelspitz-Synklinale weitere Großfalten. Letztere werden an der Mollner Linie tektonisch amputiert. Die Mollner Linie selbst bildet eine bedeutende W-E verlaufende Aufschiebung im Südabschnitt der Reichraming-Decke.

Schichtfolge

Trias

Wettersteinkalk

Illyrium (oberes Anisium) bis Julium (unteres Karnium)

Der Wettersteinkalk als ältestes lithologisches Bauelement tritt im Kartierungsgebiet an zwei Positionen auf: a) in einem breiten, durch dextrale Lateralstörungen zerscherten Band an der Stirn einer deckeninternen Schuppe (von der Polzalpe im Osten zum Kaumberg im Westen – „Kaumberg-Schuppe“) sowie b) im Kerngebiet der tief durch den Hilgenbach eingeschnittenen Welchau-Antiklinale zwischen Welchau und Kienbachalm. Durch relative Erosionsbeständigkeit gegenüber umgebenden Lithologien, wie z.B. dem Hauptdolomit, geht sein Auftreten mit morphologisch markanten, oft wandbildenden Landschaftselementen einher, die jedoch im stark bewaldeten „Untergeschoß“ der oberösterreichischen Kalkvoralpen bis auf die NNW-Wand des Kaumberges nicht wirklich auffallen. Die Mächtigkeit des Wettersteinkalkes beträgt im Kartierungsgebiet oft nur wenige Dutzend Meter, dürfte aber weitaus größere Gesamtmächtigkeiten zeigen, da die tieferstratigrafischen Bereiche entweder nicht erschlossen oder tektonisch reduziert wurden.

Die Ausbildung des Wettersteinkalkes im Kartierungsgebiet ist ein im frischen Anschlag hell- bis weißlichgrauer, meistens dickbankiger, selten gutgebankter dichter Mi-

krit. Neben den klassischen laminierten Mikriten können in Wechsellagerung auch ehemals poröse Schuttkalke auftreten. Deren einstige Poren sind durch sekundäre Sparite ausgefüllt, die oft leicht erhaben anwittern. Wichtigste Kriterien im Gelände sind eine helle, beinahe weißliche Gesteinsfarbe, ein hoher Karbonatgehalt (starke Reaktion mit verdünnter Salzsäure), zum Teil große Bankmächtigkeiten bis zur lokalen Massigkeit, große Gesteinshärte 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.

Die Liegendgrenze des Wettersteinkalkes zur Reifling-Formation ist in den genannten Vorkommen nicht erschlossen. Auch die sedimentäre Obergrenze zur stratigrafisch hangenden Lunz-Formation ist nicht direkt erschlossen. Lithologische Übergänge zu Lunzer Mergeln und Sandsteinen lassen sich im Welchauer Tal nordöstlich der Wieseralpe sowie südöstlich der Kienbachalpe erahnen. Oft jedoch ist der direkte Kontakt von Wetterstein-Formation zu den ersten, in scharfer sedimentärer Grenze einsetzenden Mergeln der basalen Lunz-Formation tektonisch reduziert, so dass heller Wettersteinkalk auf braungraue Kalksteine der Lunz-Formation trifft. Die in diesem stratigrafischen Niveau in vielen Bereichen der Nördlichen Kalkalpen erschlossene Vererzungszone (Bleiglanz, Zinkblende, Goethit, vgl. auch ARTHOFER, 1998) ist demgemäß im Untersuchungsraum nicht erschlossen.

Am bequemsten lässt sich die Wetterstein-Formation am verfallenen und steinschlaggefährdeten Fahrweg vom Hopfingboden unter den Kaumberg einsehen. Relativ gefahrlos können – allerdings verkarstete – Abfolgen entlang eines Fahrweges südlich des Ramsauer Größtenberges (auf ca. 900 m) begangen werden.

Die Abfolge der Wettersteinkalke spiegelt – wenn auch stark tektonisiert und unter weitgehendem Verlust der primären faziellen Strukturen – die Sedimentationsfolge eines progradierenden Schwamm-Algenriffes in subtropischem Bildungsbereich wider.

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 im Kern der Blumau-Antiklinale südlich der Mollner Linie zwischen Schattseite und Blumau an und bildet dort aufgrund ihrer erosiven Widerstandsfähigkeit und sehr steilen bis saigeren Lagerung einen markanten Geländerrücken mit jäh aufragenden Wänden.

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 undulaten 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 bis nicht vorhandener Bitumengehalt feststellen.

Aufgrund der starken formationsinternen, oft parasitären Verfaltung 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 praeszaboi* 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, haben die lithologisch sehr variablen Gesteine der Lunz-Formation eine ganz ähnliche Verbreitung: a) in einem breiten, durch dextrale Lateralstörungen zerscherten Band an der Stirn der Kaumberg-Schuppe, b) im Kerngebiet der tief durch den Welchauer Bach eingeschnittenen Welchau-Antiklinale zwischen Welchau und Kienbachalm sowie als breites, konturierendes Band entlang der Blumau-Antiklinale südlich der Mollner Linie. Während die Lunzer Kalke als stratigrafisch hangende Einheit vielerorts unmittelbar erschlossen sind (allerdings nicht immer einfach von der liegenden Wetterstein-Formation unterscheidbar bleiben), sind Aufschlüsse in den weichen, entweder erosiv leicht ausräumbaren oder tektonisch reduzierten Lunzer Tonmergeln und Sandsteinen eher selten und meist auf tiefe Bacheinschnitte begrenzt. Die direkte lithologische Grenze zum liegenden Wettersteinkalk fehlt.

Die vielerorts tektonisch amputierten, und nur wenig mehr als 10 m mächtigen Lunzer Tone stellen vermutlich die Basis der Lunz-Formation dar und haben eine ausgeprägt schwarzgraue bis schwarze, teilweise ins Bläulich- bis Stahlgrau gehende Färbung. Ihr Glimmeranteil ist makroskopisch sichtbar, der Karbonatgehalt mit verdünnter Salzsäure im Gelände leicht feststellbar. Letzteres unterscheidet sie von den Reingrabener Schiefern, die gänzlich karbonatfrei beispielsweise in der Kaltau südlich der Kremsmauer auftreten (HORNUNG, 2014), im diesjährigen Untersuchungsraum jedoch nicht gefunden wurden. In die metermächtigen Mergelpakete schalten sich gegen das stratigrafisch hangende immer mächtiger werdende Toneisenstein- bzw. hellglimmerreiche 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 hohen Eisen- und Pyritgehalt.

Die in relativ scharfem lithologischem Wechsel 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 ca. dm-mächtige braungraue fossilfreie, laminierte Dolomite und/oder Rauwacken (rauwackoide, zellig-poröse Kalkdolomite). Das enthaltene Bitumen in (rauwackoiden) Kalksteinen und Dolomitsteinen macht sich vor allem im frischen Anschlag mit einem fauligen Geruch bemerkbar, verflüchtigt sich jedoch recht schnell.

Obgleich die erosiv inkompetenten Lunzer Tonmergel stets nahe an Großstörungen wie der Mollner Linie oder der Welchau-Überschiebung erschlossen sind, liegen sie in tektonisch nur gering beanspruchter Form vor. Trotz gezielter Suche konnten in den größeren Vorkommen wie beispielsweise entlang der Kruppen Steyrling oder im Graben östlich des Sulzecks keine Fossilien gefunden werden. Neben diesen beiden relativ einfach erreichbaren Aufschlüssen finden sich weitere zugängliche Vorkommen an der Fahrstraße östlich der Jagdhütte Welchau, östlich der Kienbachalm oder im Dirnpaltengraben nordöstlich des Kaumberges.

Aus den Lunzer Schichten ist von Blatt 67 Grünau im Almtal (EGGER, 2007; EGGER & VAN HUSEN, 2007) eine schlecht erhaltene karnische Sporenflora erhalten – korrelierende multistratigrafische Studien mit einem sequenzstratigrafischen Modell (HORNING, 2007) grenzen die Zeitspanne mit oberem Julium („Mittleres Karnium“) ein.

Opponitz-Formation

Tuvalium (oberes Karnium)

Die Opponitz-Formation als stratigrafisch Hangendes zur Lunz-Formation zeigt eine identische Verbreitung zu letzterer, also entlang der Blumau-Antiklinale, in der Welchau sowie zwischen Dirnpaltengraben und Polzalpe. Die Opponitz-Formation bildet aufgrund ihrer Verwitterungsresistenz steile Hänge, kleine Steilwände oder Bergkämme. Insbesondere am Nordschenkel der Welchau-Antiklinale östlich des gleichnamigen Jagdhauses sind die dickbankigen rauwackoiden Abfolgen der Opponitz-Formation als freistehende Reihe von Türmen herauspräpariert worden.

Aussagen über die Gesamtmächtigkeiten beruhen nur auf Vermutungen und dürften wenige Zehnermeter betragen.

Die dünn- bis mittelbankigen, rein karbonatischen Abfolgen der Opponitz-Formation stehen lithologisch dem stratigrafisch hangenden Hauptdolomit nahe und lassen sich lediglich durch den fehlenden Bitumengehalt von dessen basalen Sequenzen unterscheiden. Derartige Schichtfolgen sind am Forstweg östlich der Welchau-Jagdhütte sehr gut erschlossen. Dort finden sich im stratigrafisch Hangenden gegen den auflagernden Hauptdolomit mächtigere Rauwacken, die am Bergkamm entsprechend erosiv herausmodelliert wurden (siehe oben). Auch am Forstweg südlich des Sulzecks („Am Reitern“) lassen sich mächtigere Rauwacken-Abfolgen gut erreichen.

Die für die östlichen Nördlichen Kalkalpen typische Opponitz-Formation lässt sich gegen Westen hin mit dem mächtigen dritten Kalk-Zyklus der Nordalpinen Raibler Schich-

ten korrelieren und indiziert damit mitteltuvalisches Alter (HORNING, 2007). Der Ablagerungsraum der Opponitzer Kalke und Dolomite dürfte in (semi)aridem Klima gelegen haben.

Hauptdolomit, Hauptdolomit in kalkiger Ausbildung

Tuvalium (oberes Karnium) bis Alaunium (mittleres Norium)

Der Hauptdolomit ist im Kartierungsgebiet die dominierende Lithologie der Reichraming-Decke im Untersuchungsraum und bestimmt das geologische Bild. Seine weitspannige, parallel zur Überschiebung durch die Stauf-Höllengebirge-Decke verlaufende, beinahe strikt W-E streichende Verfaltung (von Süden nach Norden gegliedert in „Ebenforst-Synklinale“, Kaumberg-Antiklinale“, Größtenberg-Synklinale“, „Welchau-Antiklinale“, „Eibling-Synklinale“, „Annerstal-Antiklinale“ sowie „Annasberg-Rammelspitz-Synklinale“) bildet den duktil-tektonischen Rahmen im Untergrund des Kartierungsgebietes – insbesondere die lateral weit verfolgten Synklinalen werden durch jüngerstratigrafische Lithologien (Platten- und Dachsteinkalk und tiefjurassische Sedimentserien) konturiert. In reinen Hauptdolomit-Faltungen ist die tektonische Struktur durch die Monotonie der Abfolgen mehr durch das Gesamtkartenbild mit unterschiedlichen Fallwerten als unmittelbar im Gelände nachzuvollziehen. Sowohl Monotonie als auch das Fehlen von charakteristischen Leitbänken in den drei untergliederbaren Abschnitten des Hauptdolomits machen Abschätzungen über die erhaltene Maximalmächtigkeit schwierig – auf dem Kartengebiet dürften sich die größten Werte bei ca. 1.000 bis 1.200 m bewegen.

Der Hauptdolomit liegt im Kartierungsgebiet als hellgrauer bis milchig-bräunlicher, teilweise auch weißlicher feinkörniger Dolomikrit bis Dolo-Pseudomikrit vor. Er tritt teilweise in gut gebankter Form wie am Fahrweg südwestlich des Ramsauer Größtenberges auf, teilweise aber auch undeutlich geschichtet und sandig anwitternd wie an der nach Roß führenden Fahrstraße NE' Blumau, aber auch massig und lokal tektonisiert wie am Fahrweg NNE' des Niederen Trailing. 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-kantige, cm-große Fragmente. Makroskopisch sind die Dolomite taub bis sehr fossilarm – im Zuge der Kartierarbeiten konnten keine Makrofossilien beobachtet werden.

Neben der „klassischen“, rein dolomitischen Ausbildung tritt vor allem im Gipfelbereich des Hohen Trailing bzw. an dessen Westgrat eine z.T. dickbankige kalkige Variante auf, die lithologisch zum stratigrafisch hangenden Platten- oder Dachsteinkalk überleitet. Vom Habitus und der Mikrofazies ganz ähnlich zum Hauptdolomit s.l. zeigt die kalkige Variante eine erkennbare Reaktion mit verdünnter Salzsäure. Diese ist allerdings i.d.R. geringer als im Platten- und Dachsteinkalk.

Aufgrund lithologischer Gleichförmigkeit und teilweise mangelnder Aufschlussbedingungen lässt sich der Hauptdolomit im Untersuchungsraum kaum bis nur unzureichend untergliedern. Lithologische Marker wie ausgesprochen 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 Faziesmerkmale des Hauptdolomits wie Loferite des Mittleren und Oberen Hauptdolomits sensu ENOS & SAMANKASSOU (1998) treten ebenfalls nur punktuell auf. Einzelne Dolomitbänke zeigen Loferit-Mikrogefüge wie

- langgezogene, kalziterfüllte Hohlräume (Stromataktis),
- granularen feinen 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 Schichtfolge 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 Seefeldler 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 zur Gewinnung von Wegeschotter finden.

Plattenkalk und Dachsteinkalk

Alaunium bis Sevatium (oberes Norium)

Direkt im Hangenden des Hauptdolomites treten im Kernbereich der Annasberg-Rammelspitz-Synklinale am Annasberg, in der Größtenberg-Synklinale an Ramsauer Größtenberg und Buchberg, im nördlichen Faltenschenkel der Ebenforst-Synklinale unter der Sonntagsmauer dünnbankige Platten- und mittel- bis dickbankige Dachsteinkalke auf. Aufgrund der faziellen diachronen Verzahnung zum Hauptdolomit sind die Vorkommen sehr lokal und keilen – rein sedimentär, nicht tektonisch induziert! – rasch aus.

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

Entlang des Fahrweges unter dem Buchberg zur Polzalpe sind ebenflächige, dünnbankige Plattenkalke mit einer durch Mikrokarst im mm- und cm-Bereich zerfurchten Oberfläche („Elefantenhaut-Verwitterung“) zu beobachten. Der Hauptteil der Vorkommen besteht aus eher mittel- bis lokal auch dickbankigen und deswegen dem Dachsteinkalk-Typ zugerechneten Kalken – sehr schön erschlossen am Forstweg vom Klausgraben auf den Buchberg. Bei beiden lithologischen Varietäten handelt es sich um hellgraue, muschelrig brechende und scherbilig 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, die sichtbare Reaktion mit verdünnter Salzsäure, der muschelrige 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 in einem etwas tieferen Beckenareal gelegen haben – das rasche Auskeilen bzw. die Diskontinuität der Kalkvorkommen spricht für ein ehemals stark zergliedertes submarines Relief.

Zeitlich gesehen dürfte die Ablagerung der Kalksequenzen im oberen Bereich der Hauptdolomit-Sedimentation zu suchen sein bzw. leicht über diese hinauszugehen – so ist aus sequenzstratigrafischen Überlegungen mit einer Akkumulationszeit von oberem Alaunium bis unterem Sevatium (oberes Norium) auszugehen.

Kössen-Formation

Rhaetium

Kalke, Mergelkalke und Mergel der lithologisch heterogenen Kössen-Formation treten ausschließlich in der Ebenforst- und Größtenberg-Synklinale auf. Die in Teilbereichen aufgrund mergelreicher Gesteine tektonisch relativ inkompetente Schichtfolge neigt teilweise zu lokalen Rutschungen (Südseite des Ramsauer Größtenberges oder westlich der Feichtauhütte unter dem Langfirst). Die hauptsächlichen Vorkommen liegen – tektonisch zerhackt – nördlich und südlich des Ramsauer Größtenberges, im Gipfelbereich des Buchberges (Größtenberg-Synklinale) sowie großflächig ausstreichend rund um die Sonntagsmauer und den Langfirst bis zur Feichtauhütte (Ebenforst-Synklinale). An allen Vorkommen besteht eine diachrone Fazies-Verzahnung zu Oberrhätalkalen. Diese 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 Oberrhätalkalen erklären.

Im Vergleich zum Plattenkalk zeigt die Kössen-Formation einen deutlich erhöhten Mergel-Anteil, was sich in durchwegs dunkleren Gesteinsfärbungen äußert. Die Abfolge kann als Wechsellagerung von a) dm-gebantkten, grauen bis dunkelgrauen, lokal bläulich- bis bräunlichgrauen bituminösen, mikritischen Kalken inklusive sparitverheilten Klüften, b) fossilreichen bioklastischen Kalken (vorwie-

gend Lumachellen-Schillagen aus Muschelschalen-Bruch etwa am Ausstieg des Almweges Polzeben), und c) cm- bis dm-mächtige blaugraue, Karbonat führende Mergellagen charakterisiert werden (N' des Ramsauer Größtenberges). 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 „zerfresen“ wirkende Schichtflächen mit sekundär gebildeten, hellbeigefarbenen Dolomitisationshöfen.

Eine Eigenheit am Top der Kössen-Formation sind karmin- bis rostrote, Glimmer führende und teilweise quarzitisches gebundene Mergelkalke, die vom Habitus her an die Radiolarite der Ruhpolding-Formation erinnern, hier allerdings in einem ganz anderen lithostratigrafischen Zusammenhang vorkommen. Aufgrund ihrer Rotfärbung und stratigrafischen Stellung könnten sie zu den Schattwalder Schichten gerechnet werden, aufgrund ihrer Lithologie (verkieselte Gesteine) allerdings nicht. Hier müssen weitere Kartierarbeiten Klärung bringen.

Faziell repräsentiert die Kössen-Formation aufgrund ihrer engräumig verzahnten lithologischen Vielfalt verschiedene, vom Subtidal bis in das 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 dem im Kartierungsgebiet gut nachvollziehbaren mehrfachen faziellen Übergängen der Kössen-Formation zu den Oberrhätkalken ergibt sich eine laterale Verzahnung von Beckensedimenten zu riffogenen Kalken. Die Schattwalder Schichten am Top der Kössen-Formation zeigen nach GRUBER (1997) eine regressive, terrigen-klastische Phase am Top der beckenwärts progradierenden Oberrhätkalke an.

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 KRYSZYN (mündl. Mitt. 2005) im Bereich der Kammerköralm unterhalb der Steinplatte (Chiemgauer Alpen). Biostratigrafisch aussagekräftige Fossilien wurden im Zuge der Kartierarbeiten nicht gefunden.

Oberrhätkalk

Rhaetium

Je nach diachroner Faziesverzahnung zur Kössen-Formation entwickelt sich der Oberrhätkalk als jüngste erschlossene triassische Einheit im Kartierungsgebiet fließend aus Kössener Kalken bzw. Mergeln oder lagert – wie in der Südflanke des Ramsauer Größtenberges – unmittelbar dem Hauptdolomit auf. Aufgrund der größeren Härte gegenüber dem Liegenden und Hangenden ist der Oberrhätkalk entsprechend weniger erosionsanfällig und konzentriert mit herauspräparierten Rippen sowohl Ebenforst-

als auch Größtenberg-Synklinale. Am Ramsauer Größtenberg bildet die Einheit am Westgrat sowie am oberen Ostgrat wesentliche Anteile der Gipfelregion. Auch an der Sonntagsmauer wirkt der Oberrhätkalk als Gipfelbildner. Hier müssen die Abfolgen mangels geeigneter Erschließung teilweise weglassen werden, hingegen bietet die Fahrstraße oberhalb Polzeben in der Südflanke des Ramsauer Größtenberges einen recht bequemen Zugang. Die Gesamtmächtigkeit des Oberrhätkalks 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 brekzierter Lagen. Die Oberrhätkalke scheinen relativ einheitlich entweder von Rotkalken der Adnet-Formation oder Crinoiden-Spatkalken der Hierlatzkalke überlagert zu sein.

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

Jura

Hierlatzkalk, Echinodermatenspatkalk

Sinemurium (unterer Jura)

Der Hierlatzkalk bildet in den unterjurassischen, oft kondensierten Abfolgen das mächtigste und auch morphologisch augenscheinlichste Schichtglied. Bis auf wenige Ausnahmen (siehe oben) liegt die Abfolge aus Crinoiden-Spatkalken auf obertriassischem Oberrhätkalk und bildet im Untersuchungsraum z.T. mächtige Wandstufen im ansonsten stark bewaldeten Gelände (Westgrat des Ramsauer Größtenberges). Der Hierlatzkalk ist mit dem Oberrhätkalk der hauptsächliche Gipfelbildner in der Größtenberg-Synklinale und bildet deren Kernbereiche. Dabei sind die Mächtigkeiten sehr unterschiedlich, maximal betragen sie etwa 75 m – mächtiger scheinende Vorkommen dürften tektonisch dupliziert und/oder intern verfaltet sein. Die Mächtigkeitsschwankungen können auch in der lateralen Verzahnung mit der Adnet-Formation über submarinen Schwellenpositionen und mit der Scheibelberg-Formation in Lokalbeckenbereichen, aber auch mit der Sedimentation über einem bewegten, von Spalten durchzogenen Oberrhätkalk-Relief bedingt sein, das vermutlich Ende der Trias längere Zeit keine Sedimentation erfahren hatte.

Lithologisch betrachtet handelt es sich um einen vorwiegend rötlichen bis rötlich-violetten, seltener fleischfarbenen bis hellgrauen, jedoch stets grobspätigen, aufgrund fehlender Schichtung massig erscheinenden Kalkstein, dessen Komponenten sich hauptsächlich aus zerfallenen Crinoidenresten (etwa Seelilien) zusammensetzen. Meist ist der Übergang zwischen Oberrhätkalk und Hierlatzkalk scharf gezogen. Dies ist jedoch im Gelände oft an der gleichartigen hellgrauen Verwitterungsfarbe schwer nachzuvollziehen, so dass beide Einheiten eine Einheit zu bilden scheinen – im frischen Anschlag jedoch wird der Unterschied zwischen beiden (Hierlatzkalke mit fleischfarbener Tönung) offensichtlich. Seltener enthalten die Hierlatzkalke auch Brachiopodenschill und komplette Bra-

chiopodengehäuse („Vilser Kalk“, siehe auch HORNUNG, 2016; MOSER, 2016; SIBLIK, 2016).

Der Hierlatzkalk mit seinen lithologisch heterogenen Faziestypen wurde nach JENKYNS (1971) in großen, lateral weit verfolgbareren „Linsen“ in wenigen Meter bis Zehnermeter tiefem Wasser durch Strömungen schwelennah abgelagert. Das Alter kann aufgrund fehlender Leitfossilien nur sequenzstratigrafisch mit Sinemurium (unterer Jura) korreliert werden (PILLER et al., 2004).

Die Hierlatzkalke sind am einfachsten am Fahrweg oberhalb der Alpe Polzeben am Schnittpunkt mit dem Westgrat des Ramsauer Größtenberges zugänglich.

Scheibelberg-Formation

Hettangium (unterer Jura)

Gesteine der Scheibelberg-Formation (GARRISON, 1964; „Lias-Kieselkalk“ in MÜLLER, 1961) stehen im Kartierungsgebiet im Kernbereich der Größtenberg-Synklinale im Gipfelbereich des Ramsauer Größtenberges sowie in einem eingeschuppten, stark tektonisierten Vorkommen nahe der Polzalpe am Wanderweg in die Breitenau an. Die maximale Mächtigkeit liegt im Untersuchungsbereich bei wenigen Zehnermetern, dürfte sich allerdings im weiteren Gebietsumfeld auf ca. 100 m belaufen (HORNUNG, 2016). Die einzigen Aufschlüsse des Gebietes liegen am oberen Südgrat des Ramsauer Größtenberges.

Die Scheibelberg-Formation bildet i.d.R. im dm-Bereich gut gebankte graue bis hellbraun-beige knollig bis wellig gebankte Kalke mit grauen Hornsteinknollen und -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 leicht 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 (MÜLLER, 1961; GARRISON, 1964). Beckenwärts verzahnt die Abfolge mit der Allgäu-Formation, die im Kartierungsgebiet allerdings nicht ansteht. „Plattformwärts“ verzahnt die Scheibelberg-Formation mit den Hierlatzkalken, so auch vermutlich am Ramsauer Größtenberg.

Adnet-Formation

Hettangium bis Sinemurium (unterer Jura)

Flächig anstehende nodulare rote Bankkalke können ausschließlich im Bereich zwischen Sonntagsmauer, Polzhütte und Feichtauhütte auskartiert werden, wo sie das Unterlager der deutlich mächtigeren Hierlatzkalke bilden und direkt auf obertriassischen Oberrhätkalcken aufliegen. Sie werden der Adnet-Formation im engeren Sinne zugerechnet. Da normalerweise im Kartierungsgebiet Hierlatzkalke auf Oberrhätkalke folgen, bestand hier offenbar zu Zeiten der Sedimentation der Adnet-Formation der Sonderfall einer submarinen Tiefschwelle, auf der sich kondensierte Adnet-er Rotkalke ablagern konnten. Weiter westlich

zeigte sich der Bereich über den abgestorbenen Oberrhätkalriffen wesentlich flacher. Hier wurden detritusreiche Hierlatzkalke sedimentiert. Die Regression setzte hier an der Sonntagsmauer im Kern der Ebenforst-Synklinale erst später ein, wie die fazielle Verzahnung von Adnet-Formation und Hierlatzkalk im stratigrafisch Hangenden zeigt.

Die Vorkommen südlich der Sonntagsmauer dürften etwa 20 m mächtig sein.

Im Gelände ist die Adnet-Formation leicht von anderen Schichtgliedern der über- und unterlagernden Schichtgliedern wegen der teilweise intensiven karminroten Färbung (hervorgerufen durch feinst im Sediment verteilten Hämatit) zu unterscheiden. Lithologisch handelt es sich um ziegel- bis karminrote, seltener graurot bis fleischfarbene, in der Regel dünnbankige (~ 10 cm) Abfolgen mikritischer, bioturbater Knollenflaserkalk- und Mergelsteine. Das ausgeprägt nodulare Gefüge kann stellenweise primär durch Subsolution (FABRICUS, 1966) oder Sediment-Auflast (JURGAN, 1969), jedoch auch sekundär durch Drucklösungsvorgänge erklärt werden. Die Bildung von Vertikal- und Horizontal-Stylolithen verursacht partielle Kalklösungen, die tonige Residualsedimente und meist durch Drucklösungssäume konturierte „Pseudoklasten“ zurücklassen (vgl. auch JENKYNS, 1971). Die in anderen Gegenden als fossilreiche Gesteine bekannte Formation erwies sich im Kartierungsgebiet als nahezu fossilfrei, von wenigen dünnen Filamenten (Muschelschill) abgesehen.

Faziell betrachtet wurden die Rotkalke der Adnet-Formation durch eine im basalen unteren Jura beginnende, endgültige Absenkung der triassischen Karbonatplattformen („Adnet-er Wende“, SCHLAGER & SCHÖLLNER, 1974) vermutlich topografisch etwas erhöht als Tiefschwellenfazies eines offenen Schelfmeeres mit entsprechender Mangel-sedimentation bei meist guter Durchlüftung gebildet. Entsprechende Bohrspuren an Konkretionen und Hartgründen belegen nach JENKYNS (1971) die Ablagerung in der photischen Zone (Wassertiefen < 200 m). Die kleinräumige Verteilung und oft fehlendes Vorkommen im Untersuchungsraum belegen eine primäre starke Zergliederung des marinen Reliefs im Unterjura.

Die Adnet-er Kalke unweit östlich der Feichtauhütte zeigen eine reiche Makrofossilführung hauptsächlich aus kleinwüchsigen Ammoniten und seltenen Belemniten. Da es sich ausschließlich um angewitterte Schnittlagen durch stark abgerollte und vermutlich aufgearbeitete Ammonitengehäuse handelt, ist eine Bestimmung nicht möglich. Erhaltene Belemniten dürften der Großgruppe der Hastatiden angehören.

Das Alter der Adnet-Formation lässt sich in anderen Regionen durch Ammonitenfunde gut einstufen: HILLEBRANDT & KMENT (2011) beschreiben von der Tölzer Hütte im Karwendel *Angulaticeras taurinum*, welcher bereits in das Sinemurium zu stellen ist. RAKUS (1993) datiert eine Ammonitenfauna aus dem Ober-Hettangium bis Unter-Sinemurium der jurassischen Überdeckung des nördlichen Steinplatte-Gebietes (Chiemgauer Alpen).

Quartär

Pleistozän

Einige der im Untersuchungsgebiet kartierten quartären Ablagerungen lassen sich gesichert dem Pleistozän zuordnen: Hochliegende, vermutlich rißzeitliche Eisrandsedimente liegen bis zu 50 m über dem heutigen Vorfluter im Tal der Krummen Steyrling und Breitenau. Hochwürmeiszeitliches Alter haben verfestigte Niederterrassensedimente, in die sich die Krümme Steyrling bis zum sich hinter Blumau öffnenden Tal der Breitenau teilweise canyonartig eingeschnitten hat. Sie erfüllen auch den weiten Mollner Talkessel und reichen weit in das Hopfingtal. Dort dürften sie zeitlich gesehen mit einigen wenigen Lokalmoränenresten zusammenhängen, die sich östlich des Truppenübungsplatzes Hopfingboden nahe Mistleben erhalten können. Sie sind Teil eines würmzeitlichen Lokalglätschers, der im nordnordwestseitigen Kar unter Hochsengs und Hoher Nock gebildet wurde und sowohl in das Hopfingtal, als auch in das Effertsbachtal gegen Frauenstein abfloss. 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 im Anstehenden gefunden, noch deren morphologische Spuren im digitalen Geländemodell (DGM) interpretiert werden.

Eisrandsedimente

Frühwürm

Bis zu 40 m über den rezenten Vorflutern finden sich vor allem im Tal der Krummen Steyrling von Molln am orografisch linken Uferhang über die Ortsteile Au und Rabach zur Schattseite und im Tal von Breitenau bis Klein Lindtal terrassenartige Lockergesteinskörper, die nach VAN HUSEN (2006) als Eisrandkörper neben oder vor einer langsam zerfallenden und abschmelzenden rißzeitlichen Gletscherzunge zur Ablagerung kamen. Die zugehörigen „echten“ Moränensedimente in Form überkonsolidierter Lockergesteine fanden sich nicht. Vom Tal nördlich Blumau erwähnt MOSER (2016) derartige Sedimente, die belegen, dass sowohl das Steyrtal nördlich von Molln als auch das Tal der Krummen Steyrling mindestens bis 540 m Höhe von rißzeitlichem Gletschereis erfüllt waren.

Die Eisrand-Terrassen lassen sich anhand des DGM morphologisch gut von den tieferliegenden Niederterrassensedimenten und gegen Hangschuttablagerungen abgrenzen sowie durch spärlich vorhandene Aufschlüsse bestätigen.

Die Mächtigkeit der Eisrandsedimente kann nur abgeschätzt werden, dürfte sich aber im Bereich weniger Meter bis maximal 20 m bewegen.

Neben der im Gelände morphologisch gut abgrenzbaren, abgerundeten Terrassenform mit verwaschen wirkenden Erosionskanten lassen sich die Eisrandschotter vor allem aufgrund ihrer durchgehenden Konglomerierung gut erkennen. Zudem ist das Führen kristalliner Geschiebe in Relation zur jüngeren Niederterrasse sehr selten. Darüber hinaus sind die Eisrandschotter mit großen Hohlräumen und undeutlich erkennbaren geologischen Orgeln als Zeichen beginnender Verkarstung bereichsweise erosiv stark überprägt.

Lokalmoräne

Spätwürm

Lokalmoränenreste bilden innerhalb des Kartierungsgebietes eine große Ausnahme, wengleich nach VAN HUSEN (1987) entsprechende Vergletscherung für die Nordseite des Sengsengebirge-Hauptkammes postuliert wurde – vor allem unter dem Hochsengs hinabreichend bis in den weiten Talboden von Hopfing. Knapp oberhalb der verfallenen Almfläche Mistleben haben sich auf der orografisch rechten Seite des Hopfingbodens entsprechende Lokalmoränenreste erhalten können. Ansonsten sind keine weiteren Aufschlüsse bekannt – etwaige andere Vorkommen dürften von holozänen Talablagerungen bzw. von Hangschuttmassen überdeckt sein.

Die im hinteren Hopfingboden anstehenden Moränenreste lassen sich durch Unzugänglichkeit bzw. mangelnde Aufschlüsse nur unzureichend lithologisch beschreiben, dürften aber als stark konsolidierte heterogene Kiese in schluffig-sandiger Matrix 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 5 und 10 m geschätzt.

Altersmäßig sollten die Lokalmoränenreste am Nordabfall des Sengsengebirges in das späte Hochwürm einzustufen sein: nach VAN HUSEN (1987) war die Nordflanke unter Hochsengs und Hohe Nock im Hopfingtal bis etwa Ramsau gletschererfüllt – etwaige Glazialreste sollten sich auch im Bereich der Hochfläche knapp westlich der Feichtauhütte erhalten haben, sind dort allerdings von mächtigeren, von weichen Mergelfolgen der Kössen-Formation gebildeten Rutschmassen überdeckt. Der von der Hohen Nock nach Osten abfließende Lokalglätscher reichte bis in das hintere Breitenauer Tal und erreichte das Untersuchungsgebiet nicht.

Niederterrasse

Würm

Im Gegensatz zu den nur rudimentär überlieferten rißzeitlichen Eisrandterrassen entlang der Krummen Steyrling von Breitenau bis Molln ist der bis maximal 10 m über aktuellem Vorfluter-Niveau reichende Niederterrassenkörper mit scharf ausgebildeter, frisch erodierter Erosionskante weitgehend zusammenhängend erhalten und sehr gut erschlossen. Niederterrassenreste finden sich aber auch im Hopfingtal. Die maximale Gesamtmächtigkeit beträgt entlang der Krummen Steyrling um die 20 m.

In den Vorkommen entlang der Krummen Steyrling handelt es sich durchwegs um in Talrandverkittung konglomerierte, schlecht sortierte sandreiche Kiese mit weitgehend abgerundeten bis gerundeten, ausschließlich kalkalpinen Geröllen. Kristallingerölle, etwa Gneise und Amphibolite aus dem Zentralalpin treten nicht auf, da das Einzugsgebiet nördlich des Sengsengebirges und die Lokalglätscherdynamik hier keinen Transport zentralalpiner Geschiebe erlaubt. Die oft von weitem erkennbare, bei näherer Betrachtung jedoch undeutlich werdende Schichtung wird durch Korngrößenunterschiede einzelner gradiertter Lagen sowie aus Linsen von Sand- bis Steinfraktion gebildet. Insbesondere letztere können oft mehrere Zehnermeter bis

im Extremfall wenige hundert Meter verfolgt werden, keilen jedoch stets aus. Die Talrandverklüftung sorgt je nach Komponentengröße innerhalb einer Bank für selektive fluviale bzw. subaerische Erosion, die zu weit vorspringenden Bänken bzw. Halbhöhlen führt. Immer wieder brechen derartig verfestigte Bereiche ab und liegen als große Blöcke in der Krümmen Steyring. Im Gegensatz zu den lokal tiefgründig verwitterten Eisrandsedimenten zeigen die verfestigten Niederterrassenschotter nur oberflächliche Korrosion, die nicht tiefer wie 50 cm in den Terrassenkörper eindringen.

Im Hopfingtal fehlt die fluvial induzierte Talrandverklüftung, weswegen die Kieskörper hier weitgehend unverfestigt anstehen, allerdings in identischer Lithologie.

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

Holozän

Terrassenschotter ungegliedert

Holozän

Entlang des Verlaufes der Krümmen Steyring von Blumau bis nördlich des Ortsgebietes von Molln haben sich mit ca. 1–4 m Niveauunterschied zum mittleren Flusspegel unverfestigte Terrassenreste 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 wenige Meter, das Lithologie-Spektrum umfasst analog des Einzugsgebietes der Krümmen Steyring am Nordabfall des Sengsengebirges ausschließlich kalkalpine Komponenten.

Felssturz

Holozän

Das Gebirgsrelief verbunden mit unterschiedlicher Lithologie samt verschiedenem Erosionsverhalten bedingt im Untersuchungsraum einige kleinere und größere – auch (sub) fossile – Bergstürze. Die Definition „Felssturz“ bezieht sich auf verhältnismäßig große Ereignisse ($> 1.000 \text{ m}^3$). Dabei war der Auslöser nicht der Wegfall des Eisdruckes von Talgletschern im unmittelbaren Postglazial (= Altholozän), sondern 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 sein.

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 auf der Südseite des Ramsauer Größtenberges festzustellen. Das größte Einzelereignis des Untersuchungsraumes brach unterhalb der südseitig gelegenen Jagdhütte gegen den Dirnpaltengraben ab, wobei die östliche Sturzbahn den Talgrund erreichte (Höhendifferenz ca. 350 m). Ein weiteres kleines Ereignis liegt an der Nordseite der Sonntagsmauer und wurde durch die lithologisch inhomogene Kössen-Formation, vermutlich durch mächtige, erosiv inkompetente Mergelpakete verursacht. Dass nicht nur große Reliefenergie ein zumindest kleindimensioniertes Felssturzereignis auslösen kann, sondern pure Versagensmechanismen von Klüften – verstärkt durch Verkarstung und Erosion – zeigt der Gipfelbereich des zur Gänze von Hauptdolomit aufgebauten Steinköpfls – eine Art ostseitig gelegener kleiner „Hausberg“ von Molln (Höhe ca. 615 m), dessen Westflanke zum flachen Sattel gegen den sogenannten „Busserlkogel“ abrutschte.

Schuttkegel, Hangschutt, Hangschutt blockreich

Holozän

Die Akkumulation von Schuttmassen ist schwerpunktmäßig an der Flankenbasis der meisten Bergmassive des Kartierungsgebietes verbreitet. Vor allem die größeren, tief in die Gebirgsregionen eingeschnittenen Täler von Hopfingbach und Krümmer Steyring sind talnah schutterfüllt. Dabei bilden Hauptdolomit und Oberrhätalk die wesentlichen Schutt-Lieferanten – die in den Talgründen erhaltene Niederterrasse wird entweder teilweise oder wie im hinteren Hopfingtal zur Gänze von beidseitig akkumulierenden Schuttmassen überdeckt. Teilweise ist eine deutliche Gradierung von feineren zu gröberen Bereichen mit Blockschutt (mit ca. 50 % Komponentendurchmessern von mehr als 1 m) vom Wandfuß bis zur Kar-Basis zu beobachten. Der Oberlauf des die Welchau nach Norden entwässernden Hilgenbaches ist bis zur Jagdhütte aufgrund seiner V-förmig eingeschnittenen Lage und hohen Reliefenergie weitgehend ausgeräumt und zeigt über weite Strecken anstehenden Hauptdolomit. Mit den darüber sedimentierten weichen Lithologien der Lunz-Formation bei gleichzeitig nachlassendem Gefälle werden gegen das Tal von Breitenau bis zur Mündung in die Krümme Steyring größere Mengen an Schutt akkumuliert, 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, Platten- und Dachsteinkalk und bedingt auch Oberrhätalk zu tafeligem bis grobblockigem Schutt. Die dünnbankigeren Kalke der Kössen- und Oberalm-Formation sowie tektonisch unbeeinflusster Hauptdolomit bilden eher einen kleinstückigen Detritus, die mergeldominierte Kössen-Formation und vor allem die mergeldominierte Lunz-Formation hingegen sehr feine, oft instabile Hangschuttfelder, wobei genau hier der Übergang zu Muren, Rutschungen und sonstigen Fließstrukturen (=> Abschwemmungen) Übergangslos ist.

Jüngere Muren und Schuttströme

Holozän

Vor allem die erosiv inkompetenten Lithologien wie die Lunz-Formation und die Kössen-Formation, aber auch kleinstückig verwitterter, da oft tektonisierter und grusig zerfallener Hauptdolomit neigen zur Ausbildung kleiner Muren und/oder Schuttströme jüngeren 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 und wie im Hopfingboden ausfließen lässt. 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 Steinfraction, seltener Blockfraction).

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. Größere Rutschungen bestehen östlich des Jagdhauses Welchau (weitläufigere Ausbisse an mergelreicher Lunz-Formation), rund um den Ramsauer Größtenberg (initiiert durch mergelreiche Kössen-Formation) sowie östlich der Feichtau-Hütte. Gänzlich von Hauptdolomit umschlossene Rutschungen liegen östlich des Anasberges, nördlich Annerstal sowie südlich von Eberstal (beide im Hopfingtal).

Die meisten kartierten Rutschkörper dürften oberflächennah ohne tiefgreifendere Einwirkung in das Festgestein entstanden sein.

Holozäne Bachschotter, ungegliedert

Holozän

Mächtiger holozäne Flussschotter bestehen im Untersuchungsraum vor allem in den Bachunterläufen der Hauptzuflüsse zum Vorflutersystem, so entlang des Hilgenbaches in der Welchau, an der Krumpfen Steyring südlich Blumau sowie in den von Westen zustrebenden beiden Zuflüssen von Klein Lindtal und der Kreuzhuberalpe. 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 der Krumpfen Steyring energetisch ausgewaschen wurde. So bilden die Bachschotter wie im Mittel- und Unterlauf des Hilgenbaches 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 – Wetterstein- bis Adnet-Formation – andererseits von der Oberflächenmorphologie und der Transportkraft des Wassers abhängig. Es treten überwiegend Kiese und Sande, untergeordnet auch Schluffe, Steine und Blöcke auf. Strö-

mungsbedingte 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 Mittel- und Unterläufe im Hopfingtal und im Tal der Krumpfen Steyring erlauben mit relativ geringer Wasserenergetik auch die Akkumulation von feinen Sedimenten, also verstärkt Schluffen und Sanden. Vor neuzeitlichen lokalen Bachregulierungsmaßnahmen dürfte der Hopfingbach um Ramsau ein weitgehend überwachsenes, feinkörniges braided-river-System geschaffen haben. Aber auch in höher über dem Vorfluter gelegenen Bereichen wie dem Hopfingboden hat sich in den von Hauptdolomit umgebenen bewaldeten, steil aufragenden Gebirgszügen vorwiegend gravitativ angeschwemmtes Material ohne das Mitwirken größerer Bachsysteme anreichern können. Die Akkumulation geschah und geschieht dort – wie aktuelle flache Kegel von Abschwemmmassen zeigen – vorwiegend über einen längeren Zeitraum nach Niederschlagsereignissen. Das Potenzial für Bildung von weitläufigen Auenböden ist gering, die Gebirgsbäche transportieren vor allem während der Schneeschmelze und nach stärkeren Niederschlagsereignissen zu schnell Material in das Alpenvorland.

Die Mitwirkung von zumindest perennierenden und periodisch aktiven Wasserläufen führt zur Bildung auch größerer Schwemmfächer-Systeme wie in westlicher Falllinie des Ramsauer Größtenberges, 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.

Abschwemmmassen, Solifluktionsschutt

Holozän

Vor allem die Hauptdolomit-dominierten Mittelgebirgsregionen nördlich des Sengengebirge-Hauptkammes zeigen im Tal-Hang-Übergangsbereich zahlreiche schwemmkegelähnliche Ausschwemmungsmassen aus rinnenartigen Einkerbungen. Hauptdolomit verwittert zu kleinscherbigem bis bröselig-sandigem Material, das in Verbindung mit auflagerndem bodenartigem Residuallehm und in den Bergeinschnitten kanalisiertem Niederschlagswässern in die Talbereiche akkumuliert wird. Genetisch und lithologisch sind Abschwemmmassen 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 an einer Stelle knapp nördlich Ramsau im Talboden des Hopfingbaches bilden können. 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 der Krumpfen Steyrling im Tal der Breitenau und östlich von Molln).

Anschüttungen, anthropogen verändertes Material

Anthropogen verändertes Gebiet findet sich lediglich im Bereich kleinerer Ortschaften. Große Anschüttungs- bzw. Abtragungsflächen sind am militärisch genutzten Schießübungsplatz im Hopfingboden vorhanden.

Tektonik

Die bereits in vormaligen Kartierungsberichten (HORNUNG, 2014, 2016, 2017) beschriebenen, durch die Überschiebung der Staufen-Höllengebirge-Decke auf die Reichraming-Decke entstandene kompressiven Synklinal-Antiklinal-Muster lässt sich über das Hopfingtal nach Osten bis an die Blattgrenze zu Blatt 69 Großraming konsistent weiterverfolgen.

Die bajuvarische Reichraming-Decke (sensu TOLLMANN, 1976) wird im Untersuchungsraum durch mehrere nordgerichtete Überschiebungsbahnen zergliedert. Die Front der Staufen-Höllengebirge-Decke liegt südlich des Kartierungsgebietes im Bereich der Anstiegswege von der Feichtauhütte auf die Hohe Nock.

Die Mollner Linie

Im Norden des Untersuchungsgebietes besteht eine vermutlich steil nach Süden einfallende, markante Aufschiebung, die Mollner Linie. An ihr wird ein Hauptdolomit-Nordblock relativ von einer Südblock-Abfolge mit Wetterstein-Formation bis Hauptdolomit überschoben. Hervorgerufen wurde diese sich bis auf Blatt 69 Großraming verfolgbare sprödetektonische Störung vermutlich durch den tirolischen Deckenschub im Süden. Die Störung verläuft im Tal der Krumpfen Steyrling nicht geradlinig, sondern wird durch wenigstens zwei Lateralverschiebungen – einer dextralen Blattverschiebung an der Schattseite im Osten sowie einer sinistralen Blattverschiebung östlich des Sulzecks – zerteilt. Folglich springt sie im Bereich

Sulzeck und Steinköpfel in das unterste Hopfingtal und erreicht von dort den weiten Mollner Talkessel. Diese sich plötzlich und weit öffnende Talung wurde vermutlich durch den Schnittpunkt der Mollner Linie mit einer oder mehreren entlang der Steyr verlaufenden Lateralstörungen erosiv ausgeräumt, glazial überprägt und in jüngster Zeit wieder aufgeschottert.

Verfalteter Hauptdolomit nördlich der Welchau und des Ramsauer Größtenberges

Der im Untersuchungsgebiet nicht sichtbare Deckenschub der tirolischen Staufen-Höllengebirge-Decke (sensu TOLLMANN, 1976) verursachte vor allem im nördlichen und zentralen Bereich des Untersuchungsgebietes innerhalb der vorwiegend aus Hauptdolomit aufgebauten lithostratigraphischen Abfolge eine weiträumige Verfaltung in einige weitgehend W–E-streichende, überwiegend leicht nordvergente Synklinal- und Antiklinal-Strukturen. Diese duktil-tektonische Verfaltung wird durch ein großes kompressives Störungssystem unterbrochen, deren Verlauf vom Paltenbachtal bei Ramsau weiter in östlicher Richtung in die Welchau einbiegt und weiter bis zur östlichen Blattgrenze verläuft. Oberflächlich nicht direkt sichtbar, manifestiert sich das Vorhandensein dieser als „vermutet“ kartierten Störung durch zahlreiche parallel verlaufende Schwarmstörungen, deren Harnische nach Norden gerichtete Aufschiebungen annehmen lassen. Darüber hinaus machen die im Gelände erhobenen Gefügedaten und der daraus konstruierte Schichtenverlauf diese Störung zwingend notwendig, weil sonst die anfallenden hohen Mächtigkeiten des Hauptdolomits nicht erklärt werden könnten.

Südlich der Mollner Linie erstreckt sich die nördlichste und zudem stark flexurell in N–S-Richtung verbogene Muldenstruktur des Untersuchungsgebietes über den Gipfel des 1.172 m hohen Annasberges, in deren Kern dünn- bis mittelbankiger Platten- bzw. Dachsteinkalk ansteht. Diese Muldenstruktur kann zwanglos mit der in HORNUNG (2016) beschriebenen Rammelspitz-Synklinale zu der **Annasberg-Rammelspitz-Synklinale** zusammengefasst werden. Die Synklinalachse biegt an der Jagdhütte Toif von einer W–E-Linie beinahe rechtwinklig in eine N–S-Richtung um, um südlich des Annasberges an der Kreuzhuberalpe abermals gegen Osten umzuknicken. Unmittelbar nördlich des namensgebenden Weilers Annerstal liegt die **Annerstal-Antiklinale**, die sich von nördlich des Eiblings zu einem Punkt knapp südlich der Kreuzhuberalpe über den 975 m hohen Waldgipfel des Niederen Trailing zur östlichen Blattgrenze verfolgen lässt. Südlich des Niederen Trailing ist eine lokale Muldenstruktur erkennbar, die als Fortsetzung der in HORNUNG (2016) beschriebenen **Eibling-Synklinale** gelten könnte, wenngleich sie sich an den Südhängen des Hohen Trailing nur rudimentär verfolgen lässt und dort größtenteils aufgrund einer flexurellen Hebung erodiert sein dürfte.

Die Folge an nordvergenten Großfalten wird durch die vermutete Groß-Aufschiebung im Paltenbachtal („**Paltenbachtal-Überschiebung**“) unterbrochen. Insgesamt betrachtet liegt im gesamten Gebiet zwischen Molln und Ramsau eine klassische Reliefumkehr vor: die Synklinal-Strukturen wirken weitgehend gipfelbildend, während die Antiklinalen oft talförmig ausgeräumt sind. Größere Störungssysteme haben zudem den Hauptdolomit tiefgreifend tektonisiert und somit bereichsweise stark anfällig

gegenüber der Erosion gemacht. Gerade hier konnten sich größere Sekundärtäler bzw. schluchtartig eingeschnittene Gräben und Rinnen bilden.

Tektonische Großstrukturen nördlich der Überschiebungsfrent der Staufeu-Höllengebirge-Decke

Im unmittelbar nördlichen Vorfeld der Überschiebungsfrent durch die Staufeu-Höllengebirge-Decke liegen tektonische Großstrukturen, die sich von Osten (UTM-Blatt NL 33-02-02 Ternberg) bis wenigstens an den Klausen See verfolgen lassen. Auf die Einführung neuer Namen für die tektonischen Strukturen wurde der Übersicht halber verzichtet und stattdessen auf die von TOLLMANN (1976) eingeführten Begriffe „Größtenberg-Synklinale“ und „Ebenforst-Synklinale“ zurückgegriffen.

Die Welchau-Antiklinale

Das Gebiet der „Welchau“ mit dem tief eingeschnittenen Tal des Hilgenbaches, der nach Norden zur Krumpfen Steyrling entwässert, durchschneidet eine Abfolge von Wetterstein-Formation bis Hauptdolomit. Wetterstein- und auflagernde Lunz- mit Opponitz-Formation konturieren den Kern einer W-E verlaufenden Antiklinalstruktur, die hier flexurell herausgehoben und vom Hilgenbach durchschnitten wird. Diese sogenannte **Welchau-Antiklinale** setzt sich nach Osten auf Blatt Großbraming hin fort. Ihr Muldenkern kann jedoch über eine sie NW-seitig begrenzte dextrale Blattverschiebung im sich anschließenden Hauptdolomit aufgrund von unterschiedlichem Schichteinfallen bis zur Paltenbach-Überschiebung verfolgt werden. Es bleibt fraglich, ob sie sich jenseits einer vermuteten, das hintere Hopfingtal in N-S-Richtung durchlaufenden Transversalstörung in die in HORNING (2016) beschriebene Bucheck-Bachwiesen-Antiklinale hin fortsetzen lässt, die ihrerseits an der Paltenbachtal-Überschiebung amputiert zu werden scheint.

Die Größtenberg-Synklinale

Die **Größtenberg-Synklinale** verläuft südlich der Welchau-Antiklinale über den namensgebenden Ramsauer Größtenberg. Ihre Fortsetzung nach Westen über die Hopfingtal-Lateralstörung kann über den Großen und Kleinen Spitzberg fortgesetzt werden (HORNING, 2016). Den Faltenkern bilden hier steilstehende, tektonisch stark beanspruchte Hierlatzkalke. Der Nordschenkel setzt sich aus Plattenkalk und Kössen-Formation zusammen, der Südschenkel aus Oberrhätalken. Diese Diskrepanz kann mit einer lokalen Faziesverzahnung erklärt werden und liegt keiner tektonischen Überprägung zugrunde. Nach Osten wird die Größtenberg-Synklinale zunächst an einer den Westhang des Ramsauer Größtenberges durchziehenden lokalen Überschiebung dextral nach Südwesten versetzt und in weiterer Folge durch staffelartige, SW-NE verlaufende Störungszonen zerhackt. Hier liegen im Muldenkern norische Platten- und Dachsteinkalke, die anfolgend durch das Hilgenbachtal erodiert wurden und erst am Westgrat des Buchberges wieder erscheinen. Die eigentliche Synklinalkonstruktion mit Hierlatzkalken im Kern und Kössen-Formation randlich verzahnend mit Oberrhätalken am Südschenkel tritt erst in der Gipfelregion des Buchberges zutage. Der Nordschenkel ist durch eine lokale nordgerichtete Aufschiebung amputiert.

Die Kaumberg-Schuppe

Vom Kaumberg über den Truppenübungsplatz Hopfingboden bis in den Südhang des Ramsauer Größtenberges und weiter zur Polzalpe bis knapp südlich des Klausgrabens folgend, liegen auf Hauptdolomit tektonisch überschobene Kalke der Wetterstein-Formation. Diese als Kaumberg-Schuppe bezeichnete Teildecke wurde von einer mäßig steil nach Süden einfallenden Überschiebungsbahn auf die Abfolge Wetterstein- bis Opponitz-Formation aufgeschoben, was somit für einen Duplex der Stratigrafie in diesem Bereich sorgte. Darüber hinaus ist die Schichtfolge hier in einer WNW-ESE verlaufenden lokalen Synklinalkonstruktion veraltet, in deren Sattelkern der Dirnpaltengraben („Reliefumkehr“) verläuft. Gegen Osten zur Polzalpe wird die Überschiebungsbahn durch staffelartig angeordnete, jeweils dextrale Lateralverschiebungen gegeneinander versetzt und so die Schuppenfront weit gegen Süden auf die orografisch rechte Seite des Klausgrabens versetzt. Auf dem Nachbarblatt 69 Großbraming lässt sich die tektonische Grenze mindestens bis zur Krumpfen Steyrling unter den Zöbel verfolgen.

Die Ebenforst-Synklinale

Die **Ebenforst-Synklinale** ist die südlichste Muldenstruktur und liegt unmittelbar vor der Überschiebungsfrent der Staufeu-Höllengebirge-Decke. Ihre Erstreckung im Untersuchungsraum reicht von der Feichtauhütte bis zum Farntal. Der Nordschenkel bildet von Westen kommend zunächst mit Platten- und Dachsteinkalken den stark abgerundeten Westkamm der Sonntagsmauer („Langfirst“). Platten- und Dachsteinkalke verzahnen lateral gegen Süden mit Hauptdolomit, dem dort unmittelbar die Kössen-Formation auflagert. Die Sonntagsmauer am Nord-Schenkel selbst setzt sich aus verzahnender Kössen-Formation und Oberrhätalken zusammen. Der Muldenkern wird an der Feichtauhütte von Oberrhätalken gebildet. Östlich der Polzhütte reicht die Abfolge im Synklinalkern jedoch noch bis zur tiefjurassischen Adnet-Formation mit faziell verzahnenden Hierlatzkalken. Rund ist einerseits ein flaches ostgerichtetes Eintauchen der Muldenachse, andererseits eine an der Polzhütte in SSW-NNE verlaufende Störung mit Schrägabschiebungskomponente – vermutlich als Ausgleichsbewegung zum Kompressionsdruck der nahen Staufeu-Höllengebirge-Decke.

Literatur

- ARTHOFER, P. (1998): Der Bleibergbau in der Kaltau bei Steyrling – ein montanhistorisches Relikt im Bezirk Kirchdorf. – *Oberösterreichische Geonachrichten*, **13**, 29–34, Linz.
- BAUMGARTNER, P.O. (1987): Age and genesis of Tethyan Jurassic Radiolarites. – *Eclogae Geologicae Helveticae*, **80/3**, 831–879, Basel.
- 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: PÁLFI, J. & OZSVÁRT, P. (Eds.): Program, Abstracts and Field Guide. – 5th Field Workshop IGCP 458 Project, 10–11, Tata-Hallein.

- 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. & FAUPL, P. (1999): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 69 Großraming. – 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): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 69 Großraming. – 119 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- ENOS, P. & SAMANKASSOU, E. (1998): Lofers Cyclothems Revisited. – *Facies*, **38**, 207–228, Erlangen.
- FABRICIUS, F.H. (1966): Beckensedimentation und Riffformung an der Wende Trias/Jura in den Bayerisch-Tiroler Kalkalpen. – *International Sedimentary Petrographical Series*, **9**, 143 S., Leiden (Brill).
- FLÜGEL, E. (2004): *Microfacies of Carbonate Rocks – Analysis, Interpretation and Application*. – 976 S., Berlin (Springer).
- GARRISON, R.E. (1964): Jurassic and early cretaceous Sedimentation in the Unken Valley Area, Austria. – Unveröffentlichte Dissertation, University of Princeton, 193 S., Princeton.
- GEYER, G. & ABEL, O. (1913): Geologische Spezialkarte der im Reichsrate vertretenen Königreiche und Länder der Österreich-Ungarischen Monarchie 1:75.000, Blatt Nr. 4852 Kirchdorf. – k. k. Geologische Reichsanstalt, Wien.
- GRUBER, A. (1997): Stratigraphische und strukturelle Analyse im Raum Eiberg (Nördliche Kalkalpen, Unterinntal, Tirol) unter besonderer Berücksichtigung der Entwicklung in der Oberkreide und im Tertiär. – Geologisch-Paläontologische Mitteilungen Innsbruck, **22**, 159–197, Innsbruck.
- HILLEBRANDT, A. v. & KMENT, K. (2011): Lithologie und Biostratigraphie des Hettangium im Karwendelgebirge. – In: GRUBER, A. (Hrsg.): Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 2011, Achenkirch, 17–38, 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 / Sengengebirge) auf Blatt NL 33-02-01 Kirchdorf an der Krems. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **156**, 318–326, Wien.
- HORNUNG, T. (2017): Bericht 2015 über geologische Aufnahmen im Gebiet Schillereck (Oberösterreichische Voralpen / Sengengebirge) auf Blatt NL 33-02-01 Kirchdorf an der Krems. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt, **157**, 388–401, Wien.
- JENKYN, H.C. (1971): Speculation on the Genesis of Crinoidal Limestones in the Tethyan Jurassic. – *Geologische Rundschau*, **60**, 471–488, Stuttgart.
- JURGAN, H. (1969): Sedimentologie des Lias der Berchtesgadener Kalkalpen. – *Geologische Rundschau*, **58**, 464–501, Stuttgart.
- KRENMAYR, H.-G., SCHNABEL, W. & REITNER, J. (2006): Geologische Karte von Oberösterreich 1:200.000. – Geologische Bundesanstalt, Wien.
- MOSER, M. (2016): Bericht 2016 über die geologische Kartierung der Reichraminger Decke nördlich Molln (Gradau – Dorngraben – Dürres Eck – Gaisberg – Gaisbergwiesen – Pfaffenboden – Mandlmais – Koglerstein – Schoberstein – Sonnseite – Roßberg) auf UTM-Blatt 4201 Kirchdorf. – Unveröffentlichter Kartierbericht, 43 S., GBA/Wissenschaftliches Archiv, Nr. A 19179-RA/68/2016, Wien.
- MÜLLER, K. (1961): Geologische Spezial-Untersuchungen im Gebiet von Winklmoos (Kammerker-Sonntagshorngruppe bei Reit i. Winkl im Grenzgebiet Bayern – Salzburg – Tirol). – Unveröffentlichte Diplomarbeit, TU München, 56 S., München.
- PILLER, W., EGGER, H., ERHART, C.W., GROSS, M., HARZHAUSER, M., HUBMANN, B., VAN HUSEN, D., KRENMAYR, H.-G., KRYSZYN, 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.
- RAKUS, M. (1993): Early Liassic Ammonites from the Steinplatte-Kammerköhralm Area (Northern Calcareous Alps/Salzburg). – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **136/4**, 919–932, Wien.
- RUPP, C., LINNER, M. & MANDL, G.W. (Red.) (2011): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Oberösterreich 1:200.000. – 255 S., Geologische Bundesanstalt, Wien.
- SCHLAGER, W. & SCHÖLLNBERGER, W. (1974): Das Prinzip stratigraphischer Wenden in der Schichtfolge der Nördlichen Kalkalpen. – *Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft in Wien*, **67**, 165–193, Wien.
- SIBLIK, M. (2016): Bericht 2015 über Untersuchungen unterjurassischer Brachiopoden auf Blatt NL 33-02-01 Kirchdorf an der Krems. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **156**, 336, Wien.
- 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. (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. (2006): Bericht 2005 über geologische Aufnahmen im Quartär auf Blatt 68 Kirchdorf an der Krems. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt*, **146/1+2**, 77–78, Wien.

**Bericht 2016
über geologische Aufnahmen
im Gebiet Gradau, Dorngraben, Dürres Eck,
Gaisberg, Gaisbergwiesen, Pfaffenboden,
Mandlmais, Koglerstein,
Schoberstein, Sonnseite, Roßberg
auf Blatt NL 33-02-01 Kirchdorf an
der Krems**

MICHAEL MOSER

Ziel der geologischen Kartierung 2016 im Gebiet zwischen der Gradau N' Molln und Trattenbach (Gaisberg- und Schobersteinzug) war sowohl die Neubearbeitung der stratigraphischen Gliederung der Jura- und Trias-Formationen, als auch die Abgrenzung einzelner Schichtglieder auf der Karte von BRAUNSTINGL (1986).