

Bericht 2014 über geologische Aufnahmen im Gebiet Kienberg und Klaus (Oberösterreichische Voralpen / Sengsengebirge) auf Blatt NL 33-02-01 Kirchdorf an der Krems

THOMAS HORNING
(Auswärtiger Mitarbeiter)

Die geologische Kartierung auf dem Kartenblatt „NL 33-02-01 Kirchdorf an der Krems“ (nationale Blattnummer: 4201) des Jahres 2014 erfolgte in zwei Teilbereichen (Kartierung „Kienberg“ im Frühjahr 2014 und Kartierung „Klaus“ im Herbst 2014), die hier aufgrund direkter Nachbarschaft und weitgehend identer Lithologie zusammengefasst werden. Die Grenzen des Gesamtgebietes verlaufen von Steyrling nordwärts nach Tragl in die Kaltau, über den Jausenkogel bis nach Parnstall und in einem westwärts gerichteten Bogen bis in den Kremursprung und nachfolgend nach Eisbach in das Micheldorfer Tal. Von dort verfolgt die Nordgrenze die Krems und weiter bis in den Oberen Wienerweg. Die Ostgrenze bildet die Steyr bis Dorf, umfasst den Dorfer Berg und zieht hinab zum Pertlgraben bis zum Bahnhof Steyrling. Zum Zeitpunkt der Aufnahme standen folgende Karten- und Literaturwerke der GBA zur Verfügung:

- Historische Manuskriptkarte von Österreich 1:75.000 (GEYER & ABEL 1910).
- Geologische Manuskriptkarte des Gebietes Micheldorf–Kremsmauer–Klaus an der Pyhrnbahn 1:10.000 (BAUMGART, 2003) – nur im nördlichsten Bereich.
- 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 insgesamt ca. 27 km² große Kartiergebiet umfasst je einen Ausschnitt der oberösterreichischen Voralpen im Westen und dem Sengsengebirge im Osten. Die Grenze zwischen beiden Gebirgsstöcken bildet die Steyr. Das „Rückgrat“ des Areal und gleichzeitig seine höchsten Erhebungen bildet das östliche Kremsmauer-Massiv (mit Jausenkogel, 1.346 m. ü. A. sowie Brennet, 1.249 m. ü. A.). Auf Seite des Sengsengebirges ragt der 948 m hohe Dorfer Berg auf. Im Norden liegt der isolierte Kienberg (801 m) südlich des Oberen Wienerwegs. Der tiefste Punkt des Gebietes ist mit 415 m ü. A. der Austrittspunkt der Steyr bei Göritz.

Die Entwässerung des Gebietes erfolgt größtenteils in die Steyr, lediglich die nördlichsten Bereiche entlang des Tales zum Kremursprung, der Bergrücken „Himmelreich“

und Nordwestabfall des Kienberges (oberhalb des Unteren Wienerwegs) bis zum Oberen Wienerweg entwässern in die Krems.

Das Klima des Areal 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 Einblicke in unterschiedliche großtektonische Bauelemente der Nördlichen Kalkalpen: Das Kalkalpin wird im südlichen Abschnitt dem Tirolisch-Norischen Deckensystem (Staufen-Höllengebirge-Decke) zugerechnet, im Norden jedoch der Lechtal-Decke (Reichraming-Decke) des Bajuvarischen Deckensystems. Die Grenze zwischen beiden Einheiten liegt an der nördlichen Wandbasis von Jausenkogel und Brennet und zieht im Norden des großen Steinbruchs Steyrling bis Preissegg. Im Zuge der alpinen Kompressionstektonik überschob die tirolisch-norische Staufen-Höllengebirge-Decke die bajuvarische Reichraming-Decke.

Die mechanischen Kräfte dieser Einengung werden sowohl im Tirolikum als auch im Bajuvarikum anhand der kartierten Einheiten deutlich: Auf der kalkdominierten und deswegen auf Kompression eher spröde reagierenden tirolischen Deckenstirn reicht W' des Brennet die „Kaltau-Synklinale“ von Westen noch auf den Untersuchungsbereich. Diese wird tektonisch jedoch begrenzt und findet keine Fortsetzung nach Südosten.

Auch auf „bajuvarischer“ Seite zeigt sich eine deutliche, durch mehrere lokale Lateralbrüche zerstückelte Synklinale, die als Fortsetzung der „Kremsmauer-Synklinale“ verstanden werden kann. Auch die unter der Kremsmauer bestehende „Kaibling-Antiklinale“ setzt sich – allerdings nur schwer erkennbar – in den monotonen Hauptdolomitfolgen im Bereich Schedlbauer und Hungerbichl fort (Näheres siehe Kapitel „Tektonik“).

Schichtenfolge

Staufen-Höllengebirge-Decke (Tirolisch-Norisches Deckensystem)

Trias

Reifling-Formation

Illyrium (oberes Anisium) bis Julium (unteres Karnium)

Graue bis braungraue Kalke der Reifling-Formation sind die ältesten im Untersuchungsraum erschlossenen Einheiten. Der Unterschied zum hangenden Wettersteinkalk besteht zum einen in der deutlich dunkleren Gesteinsfärbung, zum anderen aber auch in der ausgesprochenen Dünnbankigkeit (1–3 dm, selten bis 5 dm), dem knolligen Habitus mit welligen bis unruhigen Schichtoberflächen und nicht zuletzt in der bankweise sehr starken Hornsteinführung. Bankintern lässt sich eine stärkere Zerklüftung (oft als Netzwerk sparitverheilte Risse erhalten) sowie ein oft wahrnehmbarer Bitumengehalt feststellen. Auch hier ist

aufgrund der starken Verfaltung eine zuverlässige Angabe der Maximalmächtigkeit nicht zu treffen – diese dürfte sich bei rund 100 m bewegen (vgl. Blatt 67 Grünau im Almtal).

Im Kartiergebiet bleibt die Reifling-Formation auf die Stauf-Höllengebirge-Decke und dort auf eine NNW–SSE streichende Kalkrippe beschränkt, die vom Ebenwieselstein östlich von Redtenbach über das Tal der Steyrling hinweg nach Süden in Richtung Kefer zieht.

Das Alter der Basis der Reifling-Formation kann mit den Conodonten *Neogondolella cornuta* und *Neogondolella praeszaboi* mit dem unteren Illyrium angegeben werden. Das Top der Formation wird durch *Gladigondolella tethydis* mit dem oberen Ladinium gesetzt (vgl. Blatt 67 Grünau im Almtal).

Wettersteinkalk, nWK; Wettersteindolomit Illyrium (oberes Anisium) bis Julium (unteres Karnium)

Der Wettersteinkalk kommt im Kartiergebiet ausschließlich im Tirolikum vor und stellt dort den Hauptgipfelbildner dar: er baut einerseits die Kammverlängerung von der Kremsmauer über Jausenkogel und Brennet über das Kalkwerk Steyrling bis Preisegg an der Steyr auf, andererseits den kleineren, NNW–SSE streichenden Seitenast von Tragl über den Ebenwieselstein bis knapp östlich der Ortschaft Steyrling. Durch relative Erosionsbeständigkeit gegenüber hangenden Lithologien (Lunzer Schichten, Hauptdolomit) geht sein Auftreten mit morphologisch markanten Landschaftselementen einher, verstärkt durch die tektonische Steilstellung dickbankiger Sequenzen. Vor allem gegen das oberste Kremstal brechen Jausenkogel und Brennet mit bis zu 200 m hohen, sehr steilen bis senkrechten Felswänden und ungegliederten Steilflanken ab. Die Mächtigkeit des Wettersteinkalkes dürfte im untersuchten Bereich zwischen ca. 200 bis 400 m liegen.

Die Ausbildung des **Wettersteinkalks** im Kartiergebiet ist ein im frischen Anschlag hell- bis weißlichgrauer, meistens dickbankiger dichter Mikrit. Einen idealen Überblick erlaubt der große Steinbruch Steyrling der voestalpine Stahl GmbH südlich von Klaus. Die mächtige, teilweise intensiv gestörte und weitläufig verfaltete Abfolge wird hier in drei Abbauebenen nahezu komplett erschlossen. Neben den klassischen laminierten Mikriten können in Wechsellagerung auch ehemals poröse Schuttkalke auftreten. Deren einstige Poren sind durch sekundär gefällte Sparite ausgefüllt, die oft leicht erhaben verwittern. Der Unterschied zur liegenden Reifling-Formation ist im Gelände einerseits durch die deutlich hellere Gesteinsfarbe, den höheren Karbonatgehalt (Reaktion mit verdünnter Salzsäure), die deutlich größere Bankdicke (bis zur lokalen Massigkeit) und durch eine größere Gesteins Härte offensichtlich. Die Grenze zwischen beiden Lithologien ist im steilen Waldgelände unterhalb des Ebenwieselskopfes sehr schwer zugänglich und nur leidlich erschlossen. Die sedimentäre Obergrenze zu den Lunzer Schichten hingegen ist durch das Kalkwerk Steyrling sehr gut zugänglich und einsehbar, auch wenn diese hier durch Schertektonik nahe der Stirn der Stauf-Höllengebirge-Decke stark überprägt erscheint (siehe Abschnitt „Lunzer Schichten“). Gebunden an dieses stratigrafische Niveau ist die auch aus anderen Gebieten der nördlichen Kalkalpen bekannt gewordene Vererzungszone (Bleiglanz, Zinkblende, Goethit), die je nach Abbausituation im Kalkwerk Steyrling lokal erschlossen ist.

Zwischen Preisegg, Seiteben und Steyrling liegt ein teilweise sedimentär, teilweise tektonisch begrenztes Vorkommen von hellen, teilweise stark tektonisierten Dolomitsteinen, die ursprünglich dem Hauptdolomit zugesprochen wurden, aufgrund ihrer auffallend hellen Gesteinsfärbung und dem Wettersteinkalken sehr ähnlichem Habitus entsprechend dem „**Wettersteindolomit**“ zugerechnet werden. Diese treten in einer Linie von Tragl über den Ebenwieselskopf bis SE' Kefer ostwärts auf und grenzen – durch mächtigere Schuttfelder verdeckt – westlich des Brennet an Hauptdolomitfolgen. Im Steinbruch Steyrling ist die vermutlich diagenetisch bedingte Grenze zu den Wettersteinkalken entlang von Fahrwegen immer wieder mehr oder minder gut erschlossen, teilweise jedoch etwas unscharf und schleichend ausgebildet.

Die Abfolge der Wettersteinkalke und -dolomite 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 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.

Lunzer Schichten: Tonmergel, Schluffsteine und Sandsteine; **Kalke und Dolomite („Nordalpine Raibler Schichten“)** Julium (unteres Karnium)

Im Kartiergebiet sind die gemischt terrigen-marinen Sedimente des Karniums mit der klastischen, mergelig-sandigen Spezialfazies der Lunzer Schichten und den nachfolgend abgelagerten kalkigen marinen Nordalpinen Raibler Schichten im Bereich des Tirolikums ausschließlich im Areal des Steinbruches Steyrling vertreten.

Die Tone stellen die Basis der Lunzer Schichten dar und haben eine ausgeprägt schwarzgraue bis schwarzgrau, 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 Schieferen, die gänzlich karbonatfrei beispielsweise in der Kaltau auftreten. In diese ca. 5 m mächtige, monotone und gleichförmige Abfolge, die in scharfer sedimentärer Grenze über dem Wettersteinkalk einsetzt, können sich im oberen Abschnitt zentimeterdünne Feinsandstein- und Toneisenstein-Zwischenlagen einschalten. Die Sandsteinbänke keilen lateral rasch aus, so dass man von sehr flachen Linsen sprechen kann. Diese sind auffallend orange bis orangebraun gefärbt, was vom oxidierenden Eisen- und Pyritgehalt herrührt. Die oft in den Lunzer Schichten auftretenden charakteristischen Pflanzenhäcksel wurden nicht gefunden.

Die Kalke und Dolomite der Lunzer Schichten („Nordalpine Raibler Schichten“) sind als braungraue bis graubei-gefärbene, bituminöse Kalke mit sparitverheilten Klüften und zahlreichen Vertikal-Stylolithen charakterisiert. Ge-

genüber den liegenden Wettersteinkalken sind diese durch die einerseits dunklere Gesteinsfärbung aufgrund erhöhten Mergel- und Pyrit-Anteils, andererseits durch die gut ausgebildete Bankung mit durchschnittlichen Horizont-Mächtigkeiten von 1–3 dm eindeutig zu unterscheiden. Außerdem entwickeln die Kalke im frischen Anschlag einen bituminösen Geruch, der sich jedoch schnell verflüchtigt. Die Kalksteine können als Fortsetzung der im Westteil der Nördlichen Kalkalpen bedeutend mächtiger werdenden „Nordalpinen Raibler Schichten“ verstanden werden.

Im Bereich des Kalksteinbruches Steyrling definieren die Lunzer Schichten die Stirn der Staufeu-Höllengebirge-Decke und sind tektonisch entsprechend stark beansprucht. Ein weitgehend normaler sedimentärer Übergang von Wettersteinkalk zur Lunz-Formation ist im Nordareal des Steinbruches entlang einer Fahrstraße zum Gröbnersattel teilweise hervorragend erschlossen. In der unteren Abbauwand liegt eine tektonisch begrenzte und scheinbar isolierte, mehrere hundert Meter große Schuppe aus Kalken der Lunz-Formation, deren linke Flanke von ausgequetschten schwarzgrauen Lunzer Tönen begrenzt ist. In der obersten Abbausohle letztendlich war zum Zeitpunkt der Geländeaufnahme eine metergroße Scholle von Lunzer Tönen erschlossen. Nach mündlicher Mitteilung des leitenden Bergbauingenieurs des Steinbruches Steyrling, Herrn DI Wilfried Peyfuß, erscheinen je nach Abbau-Situation an verschiedenen Stellen des Abbaugebietes unterschiedlich mächtige, jedoch stets tektonisch zerwürgte und ausgequetschte Lunzer Tone. Sie akzentuieren quasi die stark zerscherte Abfolge der ansonsten monoton wirkenden Wettersteinkalkfolge. Aufgrund ihrer geringen bis mäßigen Kompetenz fungierten die Lunzer Schichten wie vielerorts in den nördlichen Kalkalpen als tektonisches „Schmiermittel“. Ziemlich sicher ist die Abfolge der Lunz-Formation im Kalksteinbruch nicht vollständig erschlossen, sondern durch die Überschiebung der Staufeu-Höllengebirge-Decke tektonisch amputiert – mehrere Schiefer- und Karbonat-Zyklen ließen sich nicht finden. Die Gesamtmächtigkeit der erschlossenen Abfolge beträgt somit nur wenige Meter bis maximal 20 m und dürfte in allen Aufschlüssen des Kartiergebietes tektonisch stark reduziert sein – von Blatt 67 Grünau im Almtal werden Maximalwerte von 50 m angegeben.

Der abrupte Sedimentationswechsel von monotonen (Riff) Kalkabfolgen zu terrigen geprägten Wechselfolgen aus dunklen Tönen und Mergeln mit bituminösen Kalken lässt sich in den Nördlichen Kalkalpen in E–W-Richtung über mehrere hundert Kilometer verfolgen und korrelieren. Die tonig-mergelig-sandigen Intervalle kamen im neritischen Schelfbereich (Wassertiefe ca. 50–200 m) zur Ablagerung, die kalkigen Partien eher in einem tidal-evaporitischen Milieu nahe den Küstenregionen. Die vertikale Aufeinanderfolge impliziert zyklische Meeresspiegelschwankungen: mergelig-sandige Abschnitte wurden während Transgressionen, Kalksteine während Regressionen abgelagert.

Aus den Lunzer Schichten ist von Blatt Grünau eine schlecht erhaltene karnische Sporenflora erhalten – korrelierende multistratigrafische Studien mit einem sequenzstratigrafischen Modell grenzen die Zeitspanne mit dem oberen Julium („Mittleres Karnium“) ein.

Reichraming-Decke (Bajuvarisches Deckensystem)

Trias

Lunzer Schichten: Tonmergel, Schluffsteine und Sandsteine;

Kalke und Dolomite

Julium (unteres Karnium)

Im Kartiergebiet sind die gemischt terrigen-klastisch-marinen Sedimente des Karniums mit der mergelig-sandigen Spezialfazies der Lunzer Schichten und den nachfolgend abgelagerten kalkigen „Nordalpinen Raibler Schichten“ im Bereich des Tirolikums ausschließlich im Areal des Steinbruches Micheldorf vertreten.

Die lithologischen Eigenschaften sowohl der Tone, Mergel und Kalke sind ganz ähnlich als zuvor beschrieben. Insgesamt kann den tonig-mergeligen Abschnitten ein makroskopisch erkennbarer erhöhter Detritusanteil in Form von Hellglimmer zugesprochen werden. Die zwischengeschalteten Kalksandsteinbänke sind etwas mächtiger als im Steinbruch Steyrling.

Der Steinbruch Micheldorf erschloss bei der Geländeaufnahme im Winter 2014 über alle Abbauebenen maximal drei Wechselfolgen von Ton- und Mergel sowie Kalkstein- und Kalkdolomit-Paketen. Diese konturieren eine zunächst E–W streichende Lokalsynklinale, deren Achse in weiterer Folge scharf nach Norden gegen den Sportplatz von Eisbach umbiegt.

Opponitz-Formation

Tuvalium (oberes Karnium)

Über der obersten Tonfolge der Lunzer Schichten folgt der bedeutend mächtigere Sedimentstapel aus dünn- bis mittelbankigen Kalkdolomiten und dolomitischen Rauwacken der Opponitz-Formation. Die Schichtfolgen werden zum einen im Areal um den Steinbruch Micheldorf gut erschlossen und lassen sich mit wenigen, stark überwucherten Aufschlüssen bzw. Lesesteinen bis in den Bereich „In der Krems“ nach Westen verfolgen. Zum anderen treten sie im Pertlgraben südlich des Dorfer Berges zutage.

Aussagen über die Gesamtmächtigkeiten sind aufgrund des verfalteten Vorkommens im Steinbruch Micheldorf schwierig, dürften jedoch mit ca. 50 bis 70 m abgeschätzt werden.

Die Abfolge der Opponitz-Formation beginnt über den Tönen der Lunzer Schichten im Steinbruch Micheldorf mit einer leuchtend orangefarbenen, nur wenige Dezimeter mächtigen Rauwacken-Lage. Da deren Poren – oft mehrere Millimeter im Durchmesser – bisweilen kubische Hohlformen mit scharfen Kanten ausbilden, kann davon ausgegangen werden, dass es sich zumindest teilweise um Hohlräume von aufgelösten Steinsalzkristallen handelt.

Über der orangefarbenen „Grenz-Rauwacke“ setzen mit scharfer Grenze dünnbankige, im Steinbruch Micheldorf bröselige, da stark verwitterte und vermutlich teilweise tektonisierte Dolomitkalke von beigebrauner bis hellgraubrauner Verwitterungsfarbe ein, die nur schwach mit verdünnter Salzsäure reagieren. Zum Hangenden wird die Bankung allmählich dicker und nähert sich vom Habitus immer mehr dem hangenden Hauptdolomit an.

Im Pertlgraben tritt der obere, lithologisch dem Hauptdolomit nahestehende Abschnitt der Opponitz-Formation zutage – direkt an der Grenze des Kartiergebietes dürften geringmächtige dunkle Tone bereits den unterlagernden Lunzer Schichten zuzuordnen sein. Caliche-ähnliche dünnbankige Abfolgen, wie oben im Steinbruch Micheldorf beschrieben, wurden nicht beobachtet.

Die für die östlichen Nördlichen Kalkalpen typische Opponitz-Formation lässt sich gegen Westen hin mit dem mächtigen dritten Kalkzyklus der Nordalpinen Raibler Schichten korrelieren und indiziert damit tualisches Alter. Der Ablagerungsraum der Opponitzer Kalke und Dolomite dürfte jedoch in wesentlich ariderem Klima gelegen haben, da sich zumindest bankweise Anzeichen ausgeprägter Evaporation bis hin zur Steinsalzbildung (s.o.!) zeigen. Auch die ausgesprochen dünnbankige Abfolge von Kalkdolomiten des Steinbruches Micheldorf erinnert an die Bildung von Caliche-Krusten im Randbereich hypersaliner Lagunen.

Hauptdolomit

Tuvalium (oberes Karnium) bis Alaunium (mittleres Norium)

Der Hauptdolomit ist im Kartiergebiet die dominierende Lithologie der Reichraming-Decke. Seine weitspannige, parallel zur Überschiebung durch die Staufen-Höllengebirge-Decke verlaufende, WSW–ENE streichende Verfaltung („Schönberg-Antiklinale“, siehe Kapitel „Tektonik – Reichraming-Decke“) wird durch das Vorkommen jüngerer Lithologien (Platten- und Dachsteinkalk bis jurassische Bunte Kalke) konturiert – im Gelände ist diese innerhalb des Hauptdolomits aufgrund undeutlicher Bankung oft kaum nachzuvollziehen. Aus diesem Grund sind auch hier Abschätzungen über die erhaltene Maximalmächtigkeit schwierig – auf dem Kartengebiet dürften sich die maximalen Werte bei ca. 1.000 m bewegen.

Der Hauptdolomit liegt innerhalb der Reichraming-Decke im Kartiergebiet als hellgrauer bis milchig-bräunlicher, teilweise auch weißlicher feinkörniger Dolomikrit bis Dolo-Pseudomikrit vor. Er tritt teilweise gut gebankt wie am Fahrweg zum Schönberg („Klauser Graben“), teilweise aber auch undeutlich geschichtet bis massig in Erscheinung wie am Kienberg oberhalb Schön. Künstliche Aufschlüsse finden sich entlang der Forstwege, die Kienberg und Schönberg erschließen, natürliche Aufschlüsse schwerpunktmäßig im teilweise schwer zugänglichen Graben zwischen Gröbnersattel und Klaus an der Pyhrnbahn.

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.

Aufgrund lithologischer Gleichförmigkeit und teilweise mangelnder Aufschlussbedingungen lässt sich der Hauptdolomit innerhalb der Reichraming-Decke kaum bis nur unzureichend untergliedern. Lithologische Marker wie ausgesprochen bituminöse, dunkle Kalke mit einem generell hohen organischen Anteil – üblicherweise typisch im Unteren Hauptdolomit – wurden zwar teilweise beobachtet, aber da diese nicht konsistent auszukartieren waren, wurde auf eine weiterreichende Untergliederung verzichtet. Typische Faziesmerkmale des Hauptdolomits, wie Loferi-

te des Mittleren und Oberen Hauptdolomits, 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“).

Die im Hauptdolomit vorkommenden Lithotypen sprechen für einen Ablagerungsraum im flachen Intertidal – ähnlich einem rezenten Wattenmeer. Geprägt wurde die Schichtenfolge vor allem durch periodische Meeresspiegelschwankungen, 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. Das Top des Hauptdolomits liegt am Übergang Alaunium/Sevatium und wird durch biostratigrafische Daten aus den Hauptdolomit-Intraplattform-Sedimenten der Seefeldler Schichten Tirols gestützt.

Plattenkalk und Dachsteinkalk

Alaunium bis Sevatium (oberes Norium)

Direkt im Hangenden von Hauptdolomit treten am Nord-schenkel der Klauser Synklinale (siehe Kapitel „Tektonik – Reichraming-Decke“) dünnbankige Platten- und mittel- bis dickbankige Dachsteinkalke auf. Da es sich beim Übergang vom Hauptdolomit zu den Kalken um keinen kontinuierlichen, sondern um einen diachronen, faziellen Lithologie-Wechsel handelt, sind die Vorkommen sehr lokal und keilen – rein sedimentär, nicht tektonisch induziert! – rasch aus.

Aufgrund der rasch wechselnden faziellen Übergänge sind Aussagen über die Maximaldicke der Kalke schwierig – sie dürfte im Bereich der Klauser Synklinale bei ca. 50 m liegen.

Entlang eines größtenteils verwachsenen Jagdsteiges von Klaus zur Jagdhütte unterhalb des Fahrweges zum Gröbnersattel sind oberhalb des „Klauser Grabens“ typische dünnbankige Plattenkalke mit einer durch Mikrokarst im mm- und cm-Bereich zerfurchten Oberfläche („Elefantenhaut-Verwitterung“) zu beobachten. Eher mittelbankige und deswegen dem Dachsteinkalk-Typ zugerechnete Kal-

ke als Fortsetzung der Klauser Synklinale nach Osten sind am ehemaligen Forstweg oberhalb Schloss Klaus nach Norden hin erschlossen (teilweise stark verwachsen). Es handelt sich in beiden Fällen um hellgraue, muschelartig 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 Kalkgehalt sowie die sichtbare Reaktion mit verdünnter Salzsäure, andererseits die hellere Gesteinsfarbe, eine deutlichere Bankung und markant erhöhter Fossilgehalt.

Da die Bankdicke kleinräumig zwischen dünn- und dickbankig wechseln kann, wurden hier wie auf Nachbarblatt Grünau im Almtal „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 Kalk-Vorkommen spricht für ein relativ stark zergliedertes submarines Relief in diesem Bereich der Reichraming-Decke.

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 Ablagerungszeit von oberem Alaiunium bis unteres Sevatium (oberes Norium) auszugehen.

Kössen-Formation

Rhätium

Wie die Platten- und Dachsteinkalke im Liegenden, konturieren auch Kalke der Kössen-Formation die Schenkel der Klauser Synklinale. Kössener Kalke stehen südlich der Schedlbaueralm in einem interessanten Aufschluss an, wo sie lateral und vertikal schnell mit „Oberrhätalken“ verzahnen und von schlecht erschlossenen jurassischen Rotkalken überlagert werden. Weitere Vorkommen bestehen an den die Klauser Synklinale durchschneidenden Forstwegen weiter östlich sowie an der Jagdhütte oberhalb des Klauser Grabens. Auch nahe Schloss Klaus sowie auf der anderen Seite des Klauser Sees – bereits im Sengsengebirge unterhalb des Dorfer Berges – konnten Kalke der Kössen-Formation kartiert werden.

Die Maximalmächtigkeit der Kössen-Formation beträgt ca. 50 bis 100 m – die große Schwankung dürfte sich aus ihrer lateralen Verzahnung mit „Oberrhätalken“ erklären.

Im Vergleich zum Plattenkalk zeigt die Kössen-Formation einen deutlich höheren 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, b) fossilreichen bioklastischen Kalken (vorwiegend Lumachellen-Schilllagen aus Muschelschalen-Bruch), und c) cm-mächtigen blaugrauen, Karbonat führenden Mergelagen charakterisiert werden. 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 wulsti-

ge 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 in das Intertidal reichende Ablagerungsräume mit unterschiedlicher Wasserenergetik. Die basale Kössen-Formation wurde wohl 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 „Oberrhätalken“ 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. Man fand 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 LEOPOLD KRYSSTYN (mündliche Mitteilung, 2005) im Bereich der Kammerköralm unterhalb der Steinplatte. Biostratigrafisch aussagekräftige Fossilien wurden im Zuge der Kartierarbeiten nicht gefunden.

„Oberrhätalk“

Rhätium

Während sich östlich des Klauser Sees der „Oberrhätalk“ als jüngste erschlossene triassische Einheit des Kartiergebietes faziell aus den Kalken der Kössen-Formation entwickelt, lagert er westlich des Stausees (nördlich des Gröbnersattels) als massiger, heller, oft wandbildender Kalkstein direkt auf Hauptdolomit. Aufgrund der größeren Härte gegenüber dem Liegenden und Hangenden ist der „Oberrhätalk“ entsprechend weniger erosionsanfällig und konturiert mit herauspräparierten Rippen die Klauser Synklinale in besonderer Weise. Sehr gut erschlossen steht er beispielsweise südlich der Schedlbaueralm und am Fahrweg zum Gröbnersattel an; auch unweit des Schlosses Klaus kann er relativ einfach auf Forstwegen erreicht werden. Östlich des Klauser Stausees bildet der „Oberrhätalk“ aufgrund seines flacheren Einfallswinkels auf beiden Muldenschenkeln keine Wandstufen mehr, kann allerdings aufgrund seiner leuchtend hellgrauen bis weißlichen Verwitterungsfarbe gegenüber dem Liegenden und Hangenden sehr gut auskartiert werden.

Die durchwegs massigen bis allenfalls sehr undeutlich gebankten Kalke zeigen lateral rasch wechselnde lithologische Eigenheiten wie sich wiederholende Abfolgen detritärer und brekzierter Lagen. Dass synsedimentär angelegte Spalten mit tiefjurassischen Rotkalken gefüllt wurden, zeigen zahlreiche Lesesteine am Steig vom Pertlgraben zum Dorfer Berg, aber auch das Anstehende am Fahrweg von der Schedlbaueralm zum Gröbner Sattel.

In-situ-Riffbildner, wie Korallen und Kalkalgen, wurden nicht gefunden. Faziell betrachtet zeigen die „Oberrhätalk“ im Kartiergebiet 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) Rhätium datieren.

Jura

Bunte Jurakalke i. A.: Hornsteinkalk, Crinoidenspatkalk, roter Knollenkalk (teilweise als tektonische Melange)

unterer und mittlerer Jura

Über Kalken der Kössen-Formation und/oder den „Oberrhätalken“ folgen in den Kernbereichen der Klauser Synklinale beidseits des Klauser Stausees bunte Jurakalke. Diese sind dort südlich der Schedlbauer Alm teilweise nochmals eingefaltet, unterhalb des Dorfer Berges durch einige SW-NE verlaufende lokale Seitenverschiebungen gegeneinander versetzt. Als wichtigste Lithologien wären rote Bankkalke und Mergelkalke sowie graue, rötliche bis rötlich-grüne Crinoidenspatkalke („Hierlatzkalk“) zu nennen. Diese lassen oft starke Mächtigkeitsschwankungen von wenigen Dezimetern in „Oberrhätalk“-Spalten bis hin zu etwa 30 m am Grat nördlich des Gröbnersattels erkennen. Insbesondere die mergelreichen Rotkalke als relativ inkompetente Lithologie fungierten bei der mit der Überschiebung der Staufen-Höllengebirge-Decke als Schwächezone in den Großfalten: so sind sowohl der Nordschenkel westlich und der Südschenkel der Klauser Synklinale östlich der Jagdhütte Klaus durchgeschert.

Die roten Bankkalke mit zwischengeschalteten Mergeln (= Adnet-Formation i.w.S.) zeigen ein nodulares, durch unterschiedlich orientierte Drucklösungssäume gebildetes Gefüge mit zahlreichen Pseudoklasten und sind am Beginn des Fahrweges zum Gröbner Sattel gut erschlossen. Sie gehen in weiterer Folge rasch in deutlich härtere, rote bis violettrote Crinoidenspatkalke mit einem hohen Rekristallisationsgrad über (anstehend etwa knapp westlich von Schloss Klaus).

Das Alter der Bunten Jurakalke kann mit dem unteren und mittleren Jura aufgrund fehlender biostratigrafischer Marker und der Lage zwischen „Oberrhätalk“ und Ammergau-Formation nur gemutmaßt werden. Die stratigrafisch eigentlich dem unteren Jura zugehörige Beckenfazies der Allgäu-Formation scheint in den oberösterreichischen Voralpen aus faziellen Gründen zur Gänze zu fehlen. Das Gebiet um Micheldorf und Steyrling sollte sich demnach auf einer Schwellenregion befunden haben, wofür auch die Anlage von unmittelbar zuvor abgelagerten, riffogenen „Oberrhätalken“ spricht.

Ammergau-Formation

Oberer Jura bis ?Unterkreide

Die Ammergau-Formation bildet den Kern der Klauser Synklinale und die jüngsten im Kartiergebiet erschlossenen kalkalpinen Schichtfolgen. In den meistens stark verfalteten, intern verquetschten und zerwürgten Mergelkalken konnte in den Grenzen des Kartiergebietes keine lithologische Abfolge festgestellt werden – etwaig vorhandene Anteile der tiefkretazischen Schrambach-Formation sind nicht komplett auszuschließen, lassen sich aber aufgrund ihrer kleinräumigen Vorkommen im Kartenmaßstab nicht darstellen und wurden deswegen der Ammergau-Formation zugerechnet.

Großflächigere Vorkommen befinden sich unmittelbar westlich der Jagdhütte Klaus, erschlossen durch kurvenreiche Fahr- und Forstwege. Die Ammergau-Formation setzt sich dort vorwiegend aus dünn- bis maximal mittelbankigen, stark verfalteten grauen Kalken und Mergelkalken zusammen. Häufig durchziehen das Gestein bis 1 cm dicke, spärlichverheilte Klüfte ähnlich einem Spinnennetz. Teilweise lassen sich wenigstens zwei Generationen von isopachen Zementen beobachten, die die Klüfte ausfüllen. Gegen das Hangende – sofern sichtbar – ist eine Zunahme von Mergeln zu beobachten – teilweise können kleine Bioturbationsflecken beobachtet werden.

Quartär

Pleistozän

Nur wenige der im Untersuchungsgebiet kartierten quartären Ablagerungen lassen sich gesichert dem Pleistozän zuordnen: würmeiszeitlichen Alters sind Lokalmoränenreste knapp östlich der Schedlbaueralm, die zu den im Nordkar des Kremsmauer-Massivs gelegenen kleinen Lokalgletschern gehören.

Ältere glazigene Ablagerungen, beispielsweise solche der Reißvereisung, konnten im Anstehenden nicht direkt gefunden werden. Die terrassenähnliche Hochfläche südöstlich von Steyrling am orografisch rechten Hang der Steyrling wurde als reißzeitlicher Hochterrassenrest interpretiert. Weitere reißzeitliche Hochterrassenreste bestehen im nördlichen Bereich des Untersuchungsgebietes rund um den Kienberg (Oberer Wienerweg, Schön) sowie südwestlich des Kreuzbichlgutes auf der anderen Talseite.

Hochterrasse

Reiß

Undeutliche Reste der reißzeitlichen Hochterrasse bestehen vor allem rund um den Westhang des Kienberges vom Oberen Wienerweg bis nach Schön und weiter ostwärts bis zur Steyr. Die einstmals wohl wesentlich deutlicher ausgeprägten Terrassenkörper sind größtenteils verwittert und lassen sich lediglich morphologisch mit Hilfe des digitalen Geländemodells abgrenzen. Direkte Aufschlüsse wurden nicht gefunden.

Eine terrassenartige Ebene nahe einem aufgelassenen Gehöft südöstlich von Steyrling ca. 40 m über Vorfluter-Niveau wurde als Hochterrassenrest interpretiert – allerdings auch hier ohne das Vorhandensein des unmittelbar Anstehenden.

Lokalmoräne

Würm

Kleinräumige Moränenreste konnten lediglich unmittelbar östlich der Schedlbaueralm kartiert werden (s.o.). Aufgrund morphologischer Hinweise auf Seitenmoränen an der Schedlbaueralm knapp westlich des Kartiergebietes (Gebiet Kremsmauer), kann davon ausgegangen werden, dass ein kleiner Kargletscher aus dem Bereich zwischen Kremsmauer und Jausenkogel nach Nordosten abfloss und seine nördliche Begrenzung wohl in der heutigen Position der Schedlbaueralm lag.

Die nur schlecht erschlossenen Moränenreste sind als heterogene Kiese in schluffig-sandiger Matrix anzusprechen. Aufgrund ihrer wasserstauenden Wirkung begünstigen sie

die Anlage lokaler Vernässungszonen. Im unmittelbaren Umfeld der Vorkommen können gehäuft gerundete Komponenten als Streu im Wald gefunden werden, die eindeutig keinen Hangschutt darstellen und vermutlich von erodierten, ehemals großflächigeren Moränenvorkommen stammen dürften. Die Mächtigkeit der Ablagerungen ist gering und liegt östlich der Schedlbaueralm zwischen 1 und 3 m.

Niederterrasse

Würm

Im Gegensatz zur fraglichen ribeiszeitlichen Hochterrasse südöstlich Steyrling und der rudimentär erhaltenen Hochterrasse am westlichen Kienberg ist der in den Tälern von Steyrling und Steyr bis ca. 10 m über aktuellem Vorfluter-Niveau reichende Terrassenkörper mit scharf erodierter Kante weitgehend zusammenhängend und gut erhalten. Die Niederterrassen-Sedimente sind durch natürliche Aufschlüsse entlang der Steyrling zwischen Steyrling und Bahnhof Steyrling sowie entlang des durch den Klausener Stausee gefluteten einstigen Cañon südlich von Klaus vielerorts direkt erschlossen und auch in einigen noch in Abbau stehenden Schottergruben südlich und nördlich von Klaus erkundbar. Es handelt sich durchwegs um verfestigte, schlecht sortierte Schotter und Kiese mit weitgehend angerundeten bis gerundeten, kalkalpinen Geröllen. Die oft von weitem erkennbare, bei näherer Betrachtung jedoch undeutliche 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 Gesamtmächtigkeit beträgt im Bereich der Steyrling ca. 10 m (nahe des alten Kraftwerkes Steyrling kann noch der Kontakt zum unterlagernden Wettersteindolomit beobachtet werden), im Bereich des Klausener Stausees und nördlich von Klaus betragen die Maximalmächtigkeiten etwa 40 m.

Faziell handelt es sich bei den Niederterrassenschottern um glazigene Ablagerungen mehrerer im Vorfeld des würmzeitlichen Gletscherströme abgelagerten, die ganze Talbreite ausfüllenden „Braided-River“-Systeme mit rasch wechselnden Ablagerungsbedingungen und temporären Flussläufen. Die Niederterrasse in Steyrling wurde vom gleichnamigen Gletscher gespeist, jene des Klausener Tales vom Warscheneck- und Prielgletscher.

Holozän

Schuttkegel

Holozän

Holozäne Schuttkegel sind ein immer wieder auftretendes Morphologie-Merkmal des Kartiergebietes. Beidseits des Kammes Jausenkogel–Brennet bestehen größere, aus den darüber aufragenden Wettersteinkalken gespeiste Schuttkegel, von denen die größten 500 m und mehr Länge erreichen können. Aufgrund dieser Dimension dürfte sich ihre maximale Mächtigkeit im Bereich von maximal 15 bis 20 m bewegen. Sie setzen sich ausschließlich aus unsortiertem und nicht bis allenfalls leicht kantengerundetem Lokalmaterial zusammen (Südwestseite Brennet: Wettersteinkalk; Nordostseite Brennet: Wettersteinkalk und untergeordnet Hauptdolomit).

Die Südseite des Kienberges trägt in Talnähe mehrere mittelgroße Schuttkegel, die am Ende seicht eingeschnittener Querrinnen liegen. Ähnliche Situationen bestehen an der Nordseite des Dorfer Berges im westlichen Sengsengebirge.

Hangschutt, Hangschutt blockreich

Holozän

Die Akkumulation von Schuttmassen ist an den Nord- und Südflanken des Kremsmauer-Massivs (Kamm Jausenkogel bis Brennet) vor allem in Gebieten mit dem Hauptdolomit als Lieferant stark ausgeprägt. 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 Karbasis zu beobachten – teilweise sehr mächtig und als neuzeitliche Talusbrekzie teilweise verfestigt.

Die Lithologie der beispielweise im Steinbruch Steyrling bis maximal 25 m mächtigen Schuttfelder wird durch das Anstehende unmittelbar beeinflusst, das Korngrößenspektrum und der Habitus der Schuttbestandteile wiederum von den rheologischen Eigenschaften der betreffenden Lithologie. So neigen beispielsweise Wettersteinkalk, Platten- und Dachsteinkalk und bedingt auch „Oberhätalk“ zu tafeligem bis grobblockigem Schutt, die dünnbankigeren Kalke der Kössen- und Ammergau-Formation sowie tektonisch unbeeinflusster Hauptdolomit eher zu kleinstückigem Detritus.

Felssturz

Holozän

Lediglich östlich der Schedlbaueralm wird eine Felssturzmasse angeschnitten. Wie der Hangschutt und Schuttkegel wird die anzutreffende Lithologie im Wesentlichen durch das unmittelbare Einzugsgebiet bestimmt – die Komponenten sind nur ungleich größer – maximale Abmessungen einiger Blöcke gehen bis ca. 7 m Kantenlänge. Die geschätzten Mächtigkeiten liegen bei maximal 10 m.

Rutschungen

Holozän

Im Untersuchungsraum konnte nahe Seiteben an der Südflanke des Steyrlinger Kalkwerkes eine Rutschung auskartiert werden, deren Basis vermutlich mehrere Zehnermeter tief in den Untergrund reicht. Auslöser in diesem Fall ist die nahezu hangparallel einfallende Schichtung (205/45), die durch eine orthogonal zur s_0 -Fläche stehenden dominanten Klüftung in regelmäßigen Abständen geschwächt wird. Im Gelände wird das Hangzergleiten durch ein abgetrepptes, unruhiges Relief deutlich – die Ausmaße der Rutschung lassen sich jedoch lediglich im DGM gut flächig fassen.

Eine weitere größere Rutschung ist – vermutlich als Mehrfacheignis – aus dem großen Graben südlich oberhalb Kefer (Ortsteil von Steyrling) abgegangen. Im dichten und bereichsweise unzugänglichen Wald lassen sich keine Aufschlüsse des Anstehenden finden, sodass man davon ausgehen darf, dass es sich um eine tiefreichende Schürfmasse handelt. Einzelne Stauchwälle bzw. wenigstens drei voneinander unterscheidbare Rutschloben lassen sich auf dem digitalen Geländemodell gut voneinander abgrenzen.

Schuttstrom, Murschutt

Holozän

Von den Wetterstein- und „Oberhätalken“ als den härtesten Lithologien des Kartiergebietes gehen diverse Muren und/oder Schuttströme jüngerer Alters aus, die meistens aber nur mehrere hundert Meter weit talwärts vorgreifen. Diese finden sich zu beiden Seiten des Massivs Jausenkogel-Brennet. Einige der Muren sind aktuellen Datums und zeigen frische, noch nicht flechtenbewachsene Gesteinsmassen.

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

Talfüllung, Bachschotter, Schwemmfächer

Holozän

Vor allem der Talboden knapp östlich der Ortschaft Steyr-ling zeigt ausgeprägte neuzeitliche, polygenetische Talfüllungen in Form von Bachschottern, überwachsenen braided river-Ablagerungen und Abschwemm-Massen von den umliegenden Berghängen. Das Potenzial allgemein 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. Kleinere Talfüllungen bestehen westlich von Schön sowie westlich Hiendreith und Kohlnhub. Die Mächtigkeit der Talfüllung ist nur abzuschätzen, dürfte aber im Steyringer Talkessel und nahe Klaus bis zu 10 m betragen.

Typische Schwemmfächer durch perennierende Gewässer finden sich nur sporadisch, etwa unmittelbar südlich des Schlosses Klaus an der Flankenbasis des Brennet gegen den Klausner See. Seine Front grenzt auf würmzeitliche Niederterrassenschotter.

Die Zusammensetzung der Ablagerungen ist einerseits von den lithologischen Gegebenheiten des Einzugsgebietes, andererseits von der Oberflächenmorphologie und der Transportkraft des Wassers abhängig. Demzufolge differieren die Ablagerungen von Kiesen zu allenfalls lokalen Feinsanden – vor allem aus Liefergebieten mit dem Hauptdolomit als wesentliche Lithologie.

Abschwemmmassen, Solifluktionsschutt

Holozän

An der Westflanke des Dorfer Berges existieren deutliche Verebnungszonen mit ca. 1 bis 2 m mächtigen orangebraunen bis dunkelockerfarbenen lehmigen Böden, die auf dem Anstehenden liegen und insbesondere durch Weganschnitte einsehbar werden. Vielfach erinnert die Anlage und Struktur – vor allem im digitalen Geländemodell – an typische Moränenvorkommen, jedoch mit dem Unterschied, dass die für Moränensedimente typischen gerundeten und angerundeten Gerölle (auch teilweise ortsfremder Lithologien) fehlen und gemäß den bisherigen Kenntnissen kleine Lokalglatscher in diesen Bereichen nicht vorkamen. Aus diesem Grund wurden die Vorkommen mit o.g. Begriff gewählt, da es sich vermutlich um ausgeschwemmte Residualsedimente etwas mergelreicheren Hauptdolomits sowie der Kössen-Formation handeln dürfte, die im flacheren

Gelände durch Bäche oder Muren nicht in das Tal transportiert wurden, sondern sich im Laufe der Zeit in Senken oberhalb angesammelt haben.

Erosionskanten

Holozän

Erosionskanten zeichnen die bis heute währende Landschaftsgestaltung nach und sind natürlich vorwiegend in Lockergesteinen zu finden, aber auch in verwitterungsanfälligen Lithologien wie mürb-brüchigem und teilweise tektonisch brekziierten Hauptdolomit. Sehr deutliche Erosionskanten verlaufen nahe der Grenzen von würmzeitlicher Niederterrasse zur rezenten polygenetischen Talfüllung (etwa im Steyringer Tal) sowie am gefluteten Klausner Cañon.

Anschüttungen, anthropogen verändertes Material

Industriezeitalter

Anthropogen verändertes Gebiet findet sich lediglich im Bereich kleinerer Ortschaften sowie schwerpunktmäßig entlang der Hauptverkehrsachse durch das Tal der Steyr (Bahn- und Straßendämme entlang der Bahnlinie und Bundesstraße). Größerflächige Anschüttungen bestehen auch in den Schottergruben sowie in den beiden großen Steinbrüchen des Untersuchungsraumes.

Tektonik

Staufen-Höllengebirge-Decke

Die durch die Überschiebung der Staufen-Höllengebirge-Decke auf die Reichraming-Decke entstandene compressive Struktur in Form einer lokalen Muldenstruktur („Kaltau-Synklinale“) lässt sich im westlichsten Teil des Untersuchungsraumes bis knapp westlich des Brennet verfolgen und wird – verborgen unter mächtigen Hangschuttfeldern – vermutlich von einer Großstörung mit (lediglich vermuteter) dextralen Versatzkomponente abgeschnitten. Der weiter südöstlich zutage tretende Dolomit wurde – entgegen älteren Kartenwerken – nicht als Hauptdolomit, sondern als Wettersteindolomit kartiert. Gründe hierfür sind die deutlich hellere Gesteinsfärbung, der gegenüber dem Hauptdolomit stets erhöhte Kalkgehalt (mäßige Reaktion mit verdünnter Salzsäure) und der Gesteinshabitus, der dem Wettersteinkalk ähnlicher scheint. Gegen Südosten nimmt die Ausbissbreite des Wettersteindolomits deutlich zu – seine Nordostgrenze verläuft und bedingt das südliche Ende des Kalksteinbruches Steyr-ling (und macht eine südwärtige Expansion nach Meinung der Werksleitung aufgrund hoher Magnesiumgehalte unrentabel).

Reichraming-Decke

Die Überschiebung der Reichraming-Decke durch die Staufen-Höllengebirge-Decke resultierte in der Anlage eines komplexen, unter der Nordwand des Gebirgsmassivs Falkenmauer-Kremsmauer-Jausenkogel-Brennet ostwärts verfolgbarer Mulde-Sattel-Systems – die „Kremsmauer-Synklinale“ im Süden, die „Kaibling-Antiklinale“ im Norden. Während letztere durch eine südwestgerichtete Überschiebung im Bereich des Wassergrabens unter der Kremsmauer tektonisch amputiert wird, lässt

sich die Kremsmauer-Synklinale zwanglos südostwärts in der „Klauser Synklinale“ wiederfinden. Diese wird zwar im Bereich der Schedlbaueralm größtenteils von Hangschutt und Lokalmoränen-Lockergesteinen überdeckt, die Muldenstruktur erscheint jedoch von der Nordflanke des Jausenkogels ostwärts wieder deutlicher. Dort sind sowohl Süd- als auch Nordschenkel durch kompressive Überschiebungen teilweise durchschert: Zunächst wurde im mäßig steil südwärts einfallenden Nordschenkel oberjurassische Ammergau-Formation durch Kössen-Formation überschoben – nur in einem kleinen Bereich lässt sich die als „Schmiermittel“ fungierende tiefjurassische, mergelreiche Melange („Bunte Jurakalke“) noch relikthhaft kartieren. In diesem Bereich hat wohl eine flexurelle Absenkung der Muldenachse die oberjurassische Ammergau-Formation erhalten. Während am Nordschenkel in weiterer Folge ostwärts die sedimentäre Abfolge von Hauptdolomit über Plattenkalk zu Kössen-Formation und bunten Jurakalken wieder vollständig erscheint, ist nun der teilweise beinahe saiger stehende, bereichsweise auch überkippte Südschenkel tektonisch amputiert: hier wurde in einer offenbar nordwärts überschobenen Doppelmulde die mergelreiche Ammergau-Formation von „Oberrhätalk“ überschoben. Abermals geschieht die Durchscherung an den relativ inkompetenten, da lithologisch sehr vielfältigen und mergelreichen Bunten Jurakalken. Die südgerichtete Überschiebung des Südschenkels lässt sich bis zum Klauser See verfolgen. Dort wird sie vermutlich von einer größeren Störungszone mit dextraler Schrägaufschiebungskomponente begrenzt, die für die Anlage des Klauser Tales verantwortlich sein dürfte. Folglich wird im westlichen Sengengebirge unter dem Dorfer Berg der Muldenkern etwas nach Süden versetzt und herausgehoben, so dass dort lediglich ein schmales Band subanstehender Bunter Jurakalke – offenbar ausschließlich tiefstjurassische Rotkalke und etwas ostwärts zumindest relikthhaft rote Spatkalke („Hierlatzkalke“) – zutage tritt. Dieses und der in beiden Synklinalschenkeln erosiv herausgearbeitete „Oberrhätalk“ werden von einer Reihe von SW–NE verlaufenden Staffelfröhen gegeneinander verschoben.

Die Fortsetzung der oben kurz angesprochenen Kaibling-Antiklinale ostwärts erscheint undeutlich, da sie ausschließlich in monotonem Hauptdolomit verläuft („Schönberg-Antiklinale“). Aus zahlreichen Gefügemessungen im Hauptdolomit zwischen Hungerbichl mit einem generellen nordgerichteten Einfallen und dem Schönberg mit hauptsächlichem Südeinfallen kann eine Antiklinalstruktur erahnt werden, deren Achse in einer Linie zwischen Schönberg und Schedlbauer verfolgt werden kann und damit zumindest grob in Verlängerung der Kaibling-Antiklinale liegt.

Bericht 2015 über geologische Aufnahmen im Gebiet Kleiner und Großer Landsberg, Schauderzinken, Rabenstein, Sonnkogel, Krautige Eben, Rinnerkogel und Plachwitz auf Blatt NL 33-02-01 Kirchdorf an der Krems

MICHAEL MOSER, DANIEL ELSTER,
ALEXANDER LUKENEDER (Auswärtiger Mitarbeiter),
DANIELA REHAKOVA (Auswärtige Mitarbeiterin) &
STJEPAN ĆORIĆ

Anlass für die Neukartierung von Teilen der Nördlichen Kalkalpen auf dem Kartenblatt NL 33-02-01 Kirchdorf an der Krems war die Übertragung der durchaus detailreichen und übersichtlichen Karte von BAUER (1953) auf die moderne Topografie sowie die kartierungsmäßige Überarbeitung der Kartierung von BIRKENMAJER (1995).

Zur Stratigrafie des Gebietes

Die spärlich erhaltene **Mitteltrias** im Gebiet Schauderzinken–Hausberg–Schmiedleithen–Innerort–Rabenstein kann anhand der Mikrofazies und Lithologie reichlich in drei Formationen aufgegliedert werden. Der **Reiflinger Kalk** („Muschelkalk in Reiflinger Fazies“, BAUER, 1953: 108) kann schon rein lithologisch in einen unteren (anisischen) und oberen (ladinischen) Abschnitt untergliedert werden. Der vom Reiflinger Becken zur Wetterstein-Karbonatplattform vermittelnde allopäpische Schuttkalk des **Raminger Kalkes** konnte ebenso in einzelnen, isolierten Schollen angetroffen werden und sollte sich unter der jungen Bedeckung in den Sattel zwischen Reiterhof und Hausberg bei Leontstein fortsetzen. Der über dem Reiflinger Kalk einsetzende **Wettersteinkalk**, für den cordevoles Alter vermutet werden kann (es wurden keinerlei Diploporenkalke angetroffen), lässt sich in eine wahrscheinlich ältere Rifffazies im Süden (Rabenstein und Hausberg) und eine wahrscheinlich jüngere, lagunäre Fazies im Norden (Schauderzinken) untergliedern. Diese beiden Faziestypen des Wettersteinkalkes sowie die anisoladinischen Reiflinger Kalke der Schmiedleithen lassen sich in erstaunlich ähnlicher Ausbildung und Anordnung auch östlich des Steyrtales im Bereich nördlich des „Dürren Eck“ (Kote 1.222 m) wiederfinden (BRAUNSTINGL, 1983). Dort ist ein vollständiges Profil vom unteranisischen Gutensteiner Kalk bis zum oberladinischen Reiflinger Kalk (mit relativ mächtigen Partnach Schichten) aufgeschlossen, das sich gut mit den Reiflinger Kalken der Schmiedleithen vergleichen ließe. Daher kann vermutet werden (was allerdings erst mit Conodonten belegt werden müsste), dass der über den Reiflinger Kalken einsetzende Wetterstein-Riffkalk inklusive der leider tektonisch isolierten Raminger Kalke relativ junges Alter (oberes Langobardium–Cordevolium) haben dürfte.

Die von BAUER (1953) als „Dachsteinkalk“ angesprochenen Gesteine können aufgrund ihrer durchschnittlich geringeren Bankmächtigkeiten im dm-Bereich eindeutig dem für das Bajuvarische Deckensystem typischen **Plattenkalk** zugeordnet werden. Das Vorkommen rhätischer Gesteine (**Kössen-Formation** und „**Oberrhätalk**“) bei BAUER (1953) kann zwar bestätigt werden, ist aber auf sehr kleine und schmale Linsen und Gesteinszüge (mit Rollstücken