

Zur Geologie der oberösterreichischen Kalkvoralpen zwischen Kremstal und Ennstal, Oberösterreich

von Michael Moser *)

Einleitung:

Die geologische Neuaufnahme des Gebietes zwischen dem im Westen gelegenen Kremstal, mit den Hauptorten Micheldorf und Kirchdorf a.d. Krems, dem Steyrtal mit Molln in der Mitte und Teilen des Ennstales, mit Trattenbach und Großraming im Osten hat den Autor dazu veranlasst, die dabei gewonnenen neuen Daten aus eigenen oder anderen Fossilaufsammlungen kurz zu dokumentieren und den daraus resultierenden Erkenntnisfortschritt in der geologischen Erforschung des Bundeslandes Oberösterreich bekannt zu machen.

Die im Süden des Bundeslandes Oberösterreich gelegenen Nördlichen Kalkalpen zeigen im Bereich der Kalkvoralpen einen sehr bunten und abwechslungsreichen Bau, der sich in einer wesentlich komplizierteren Geologie gegenüber den Kalkhochalpen, wie das Tote Gebirge oder Dachsteinmassiv, widerspiegelt. Häufig sind es sehr enggepresste Faltenstrukturen, die bei der Überschiebung der Nördlichen Kalkalpen nach Norden, also bei der alpinen Gebirgsbildung während der Kreide- und Tertiärzeit, angelegt worden sind. Je nachdem, ob die jüngsten Schichten dabei im Kern einer Mulde liegen oder die ältesten Schichten, spricht man von einer Synklinale bzw. Antiklinale. Ein schönes Beispiel einer Synklinale sind dabei der Schabenreitnerstein und Thurnhamberg bei Micheldorf/Krems, bei denen die jüngsten Schichten (Allgäuschichten) tief in die Umgebende Trias eingefaltet worden sind. Ähnliches gilt vom Hirschwaldstein bei Micheldorf/Krems, wo Schrambachschichten der Kreidezeit den Muldenkern bilden. Doch sind die einzelnen Schichten des Erdmittelalters oder Mesozoikums (mit den Perioden der Trias-, Jura- und Kreidezeit) bei der alpinen Gebirgsbildung nicht nur gefaltet, sondern auch überschoben und verschuppt worden, sodass wir in dem betrachteten Raum von drei Deckeneinheiten sprechen können: Ganz im Norden die Ternberger Decke, die meist nur die nördlichsten Abschnitte der Nördlichen Kalkalpen aufbauen (z.B. der Kruckentrettl-Herndleckzug, der Rieserberg und der Kleine Landsberg im Steyrtal, oder der Hirschwaldstein bei Micheldorf/Krems). Südlich daran schließt die Reichraminger Decke, die den Großteil der oberösterreichischen Kalkvoralpen einnimmt (Reichraminger Hintergebirge), und ganz im Süden das Tirolikum, auch Staufen-Höllengebirgs- und Totengebirgs-Decke genannt, welches das Sengsengebirge und den Kirchmauer-Kremsmauerzug aufbaut.

*) Mag. Michael Moser
Mariannengasse 15/5/35
A-1090 WIEN
moser.geologie@gmx.at

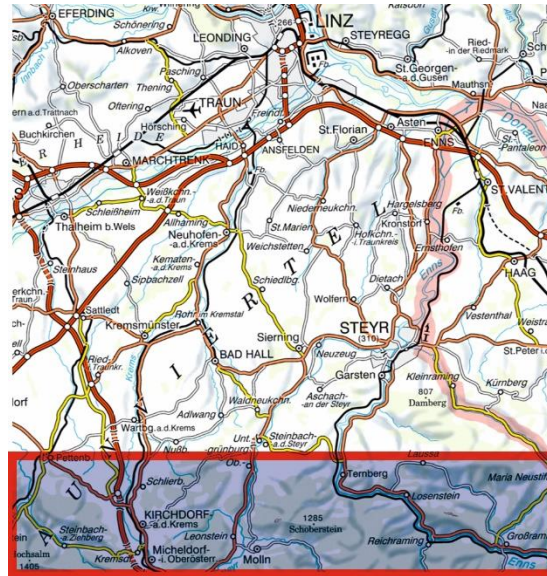


Abb. 1: Lage des betrachteten Gebietes in Oberösterreich

Neue Fossilfunde, Fossilfundstellen und Schichtbeschreibungen:

Wie in der Einleitung kurz angedeutet, setzen sich die Ablagerungen der oberösterreichischen Kalkvoralpen aus Gesteinsserien der Ära des Mesozoikums (Erdmittelalter), also der Trias-, Jura- und Kreide-Periode zusammen. Die ältesten Gesteine in dem von uns betrachteten Gebiet zwischen Krems- und Ennstal gehören der Unter- und Mitteltrias an. Aus der Untertrias (vor etwa 250 Mio. Jahren) stammen die grünen und rotviolett gefärbten Tonschiefer und Quarzsandsteine der **Werfener Schichten**, die jedoch beim Deckentransport der Nördlichen Kalkalpen völlig abgeschert worden sind und nur noch eingeklemmt an Störungen und Brüchen auffindbar sind.

Demgegenüber können wir **Gesteinsserien der Mitteltrias** schon häufiger antreffen. Diese zeichnen sich oft durch ihre dunkelgraue bis schwarze Farbe aus, die man am besten erkennen kann, wenn man das Gestein mit dem Hammer anschlägt. Dabei riechen diese Kalke intensiv bituminös, was auf die darin enthaltenen organischen Stoffe zurückgeführt werden kann. Das Lebensmilieu dieser Schichten war zum Teil sehr lebensfeindlich und sauerstoffarm, sodass sich dadurch dunkle, organische Schlämme aus zerfallenen Organismenresten gebildet hatten. Ein dafür typisches Gestein ist der **Gutensteiner Kalk**, der sich durch fast schwarze Gesteinsfarben auszeichnet und arm an Fossilien ist. Kleine Hornsteinkonkretionen („Hornsteinkügelchen“) sind auf gelöste Radiolarien zurückzuführen, also planktonisch lebenden Einzellern, die ein fein ornamentiertes Skelett aus Kieselsäure (Skelettopal) bilden können. Gutensteiner Kalk kann man an Forstwegen oberhalb der Gradau (Steyrtal) als tiefstes Schichtglied einer kompletten Mitteltrias-Schichtfolge auffinden oder, um einiges besser abgeschlossen, im tieferen Teil des aktiven Steinbruches der Firma Grossauer (Anmeldung notwendig!) bei Reichraming (Steinbruch Rastgrub). Hier lassen sich auch die „Wurstelkalke“, also durch im Sediment wühlende Organismen flaserig erscheinende Kalke finden. Diese einfachen, wurmförmigen Lebewesen hatten das Sediment nach Nährstoffen durchwühlt und so diese für den Gutensteiner Kalk typische Textur hinterlassen. Das Alter der Gutensteiner Kalke beträgt 244 Mio. Jahre und wird dem tieferen Anisium (Mitteltrias) hinzugerechnet.



Abb. 2: Der dünnbankige, ebenflächige, im Anschlag schwarz gefärbte Gutensteiner Kalk im Steinbruch Rastgrub bei Reichraming (OÖ); Foto: Michael Moser

Der über dem Gutensteiner Kalk folgende **Reiflinger Kalk** kann schon öfters in unserem betrachteten Gebiet aufgefunden werden. Er umfasst in etwa das Ladinium, die zweite Stufe der Mitteltrias, und ist mit 235 Mio. Jahren etwas jünger als der Gutensteiner Kalk. Die charakteristischen Merkmale der Reiflinger Kalke sind knollige Schichtflächen („bucklige Oberfläche“), große Hornsteinknollen (Kieselsäurekonkretionen) und beim Anschlagen des Gesteines mit dem Hammer ein dichter, feinkörnig-schaliger Bruch. Betrachtet man die glatte und frische Oberfläche des Gesteines unter der Lupe, kann man nicht selten zusammengeschwemmte, haardünne Muschelschälchen („Filamente“) erkennen sowie punktförmige Radiolarien. Das Lebensmilieu der Reiflinger Kalke war schon etwas günstiger und nicht mehr so extrem sauerstoffarm wie im Gutensteiner Kalk. Daher kann man in den Reiflinger Kalcken hin und wieder Fossilien wie Ammoniten, Muscheln, Brachiopoden und Crinoiden finden. Reiflinger Kalke sind sehr schön im Steinbruch Rastgrub (siehe oben) zu beobachten und werden dort vor allem für den Straßenbau gewonnen. Weiter westlich können die Reiflinger Kalke zwischen der Schmiedleithen und Ausserort sowie am südlichen Teil der Forstwege oberhalb der Gradau (Steyrtal) gut beobachtet werden. Im Forststraßenprofil 500 Meter NW‘ Dürres Eck (Gaisberg bei Molln) können die besten Aufschlüsse im Reiflinger Kalk beobachtet werden. Dabei kann man die dort aufgeschlossenen Reiflinger Kalke in einen unteren, dunkelgrau gefärbten, etwas mergeligen, und einen oberen, mittelgrau gefärbten, sehr knolligen und hornsteinreichen Abschnitt untergliedern.



Abb. 3: Der knollige, mittelgraue, sehr feinkörnige mikritische Reiflinger Kalk im Steinbruch Rastgrub bei Reichraming (OÖ); Foto: Beatrix Moshammer



Abb. 4: Gradiert geschichtete Bank (unten Grobbrekzie, oben zunehmend feinkörniger werdender Karbonatdetritus) aus einem Kalkziturbidit im Raminger Kalk an der Typlokalität in Reichraming (Rohrbachgraben, OÖ); Foto: Michael Moser

Im Hangenden des Reiflinger Kalkes kann man ein interessantes Gestein finden, den sog. **Raminger Kalk**. Dieser stellt ein Schichtglied dar, das den Übergang von den tiefermarinen Beckensedimenten des Reiflinger Kalkes, die eine Ablagerungstiefe von bis zu 100 Metern gehabt haben dürften, in die hellen, fossilreichen Wetterstein-Riffkalke des Flachwassers, mit Ablagerungstiefen von nur wenigen Metern oder Zehnermetern, repräsentiert. Dabei sind die Sedimente des Raminger Kalkes auf einem submarinen Abhang, unterhalb des Riffes, abgelagert worden. Dieser ist aufgrund seines Gefälles durch Umlagerung von Sedimenten gekennzeichnet und neigt zur Ausbildung von sog. allodapischen Kalken, d.h. von durch Umlagerung sowie Resedimentation gekennzeichneten Kalken. Diese zeichnen sich oft durch Bildung von groben, sedimentären Brekzien aus, die auch umgelagerte Organismen (z.B. Schwämme, Korallen) aus dem Riffbereich mit enthalten können. Zum anderen Teil treten sog. Kalziturbidite auf, also Trübeströme aus karbonatischen Partikeln, die ebenso von den flachmarinen Bereichen in die tiefermarinen Regionen abgegangen sind und als Charakteristikum eine Verfeinerung der Korngrößen innerhalb einer einzelnen Bank („gradierte Schichtung“) aufweisen. Das Typgebiet des Raminger Kalkes liegt ebenso in den oberösterreichischen Kalkvoralpen, und zwar am Eingang in den Rohrbachgraben westlich Reichraming. Dort können im Bereich einer Felsrippe am nördlichen Hangfuss des Rohrbachgrabens diese typischen Fein- und Grobschuttkalke beobachtet werden. Die Aufschlüsse liegen allerdings innerhalb eines Hausgartens (Haus-Nr. Rohrbachgraben 5), sodass man bei der zurzeit dort sesshaften Familie Ratzberger höflich um Eintritt bitten muss. Andere Gebiete, wo Raminger Kalke angetroffen werden können, sind in Außerort N° Leonstein sowie in nur wenigen Blöcken unterhalb des Wanderweges vom Dorngraben auf den Gaisberg, 320 m NW° Dürres Eck in 980m SH zu finden. Von hier stammt auch ein Fund einer Muschel, die aus einem dunkelbraungrauen, gebankten Knollenkalk, der auch Conodonten führend war, gewonnen werden konnte. Es handelt sich dabei um ein Exemplar von *Halobia vixaurita* KITTL, bestimmt von Leopold KRYSZYN an der Universität Wien. Diese Form ist insofern von Bedeutung, indem diese eine Leitform für das untere Karnium (= unterste Stufe der Obertrias) darstellt und damit den Raminger Kalk, zusammen mit dem darüber folgenden Wetterstein-Riffkalk des Gaisberges, nicht in die Mitteltrias, sondern in das unterste Karnium (basale Obertrias) einstufen lässt. Dieses Ergebnis steht in gutem Einklang mit der Geologie dieser Region, da sich der Wettersteinkalk des Gaisberges bei Molln sich im Westen im Wettersteinkalk vom Schauderzinken und der Nordwand des Rabensteines, sowie im Osten im Wettersteinkalk der Hohen Dirn im Wendbachgraben, im Wettersteinkalk des Arzberges bei Reichraming und am Ennsberg bei Kleinreifling fortsetzt. Auch für diese Wettersteinkalk-Vorkommen kann das unterkarnische Alter als gesichert gelten: von der Hohen Dirn wird von EGGER (1988) aus dem Raminger Kalk, der den dortigen Wetterstein-Riffkalk unterlagert, *Metapolygnathus polygnathiformis* BUDUROV & STEFANOV, ein Conodont des Karniums, angeführt, und vom Ennsberg beschreiben JANDA 2000 karnische Kalkschwämme sowie HOLNSTEINER (1990) karnische Kalkalgen (Grünalgen). Von MOSER (2017) können folgende Kalkalgen, die das unterkarnische Alter des Wettersteinkalkes des Gaisberges bei Molln belegen, angeführt werden (bestimmt von Olga Piros, Budapest):

Griphoporella curvata (GÜMBEL) OTT
Teutloporella herculea (STOPPANI) PIA
Thaumatoporella parvovesiculifera RAINERI
Clypeina besici PANTIĆ
Poikiloporella duplicata PIA

Der **Wettersteinkalk** all dieser Bergzüge ist also 224 Mio. Jahre alt und die dortige Riffbildung hat „nur“ 500.000 Jahre lang existiert. Dies entspricht etwa der Länge der oberen Anoides-Zone. Innerhalb dieser Wettersteinkalk-Vorkommen lässt sich zwischen einem tieferen Wetterstein-Riffkalk (Rabenstein, Gaisberg-Nordseite, Steinbruch Pfaffenboden, Hausberg W' Priethal, Westhang der Hohen Dirn (K. 1134) im Wendbachgraben, Arzberg bei Reichraming und Wettersteinkalk im Hammergraben bei Kleinreifling) und einem höheren, lagunären Wettersteinkalk (Schauderzinken, Gaisberg-Südseite, Alter Steinbruch in der Gradau, im Dorngraben, im Gipfelbereich der Hohen Dirn und die Arzmauer am Ennsberg) unterscheiden. Dies entspricht dem generellen Aufbau einer Karbonatplattform: auf der vom offenen Meer abgeschirmten, landnahen Seite der Plattform etablierte sich eine breite Lagune, in deren vor Stürmen geschützten Lage Algen, Muscheln und Schnecken im karbonatsandreichen Sediment gedeihen konnten. Gegen das offene Meer zu befand sich hingegen ein bis an die Wasseroberfläche heranreichendes Riff, das sich in erster Linie aus Kalkschwämmen, vereinzelt Korallen, Seelilien und Mikroorganismen wie Tubiphyten zusammengesetzt hatte. Außerhalb des Riffgürtels befand sich ein steiler Abfall in das offene Meer, auf dem vor allem Riffschuttsedimente, die durch Stürme und Wellentätigkeit der Gezeitenströmungen in das offene Meer gespült wurden, abgelagert worden sind.

Alle **massigen Riffkalke** zeichnen sich durch einen hohen Fossilgehalt, der sich aus verschiedenen, riffbildenden Organismen (Schwämme, Korallen) zusammensetzt aus. Während der Mitteltrias (Ladinium) und teilweise auch noch im untersten Karnium dominierten die Kalkschwämme unter den Riffbildnern, von denen die ungegliederten, oft finger- oder polsterförmigen Kalkschwämme als Inozoa, die gegliederten Kalkschwämme hingegen mit ihren Kammerreihen als Sphinctozoa bezeichnet werden. Am häufigsten ist der segmentierte Kalkschwamm *Colospongia catenulata* OTT (gefunden am Pfaffenboden) sowie der ebenso segmentierte Kalkschwamm *Solenolmia manon manon* MÜNSTER (Pfaffenboden, bestimmt von SENOWBARI-DARYAN, Erlangen) aufzufinden. Allerdings dominieren im Handstück die eher unförmigen Inozoa bei weitem. Korallen können im Wettersteinkalk nur sehr untergeordnet gefunden werden. Dies kann man als Auswirkung des großen Faunensterbens an der Perm/Trias-Grenze, also ganz zu Beginn des Erdmittelalters, begründen, bei dem die paläozoischen Korallen des Erdaltertums (Paläozoikum) gänzlich ausgelöscht worden sind. Nun hatte es 40 Millionen Jahre (!) gedauert, bis sich in der Obertrias wieder die ersten Korallenriffe mit den sehr ökosensiblen Steinkorallen etablieren konnten. Im Wettersteinkalk hingegen sind meistens nur Einzelkorallen und nur selten Korallenstöcke anzutreffen. Wesentlich häufiger finden sich große Crinoiden (Seelilien), Hydrozoen, inkrustierende Tubiphyten (riffbildende Mikroorganismen unbekannter Stellung) und auch Solenoporaceen (Rotalgen). Die bekannteste Hydrozoe, die aus dem Wettersteinkalk beschrieben wird, ist *Holocoelia toulai* STEINMANN, die ROSENBERG (1965) vom Arzberg (Reichraming) anführt. Gelegentlich können im Riffkalk des Wettersteinkalkes auch Riffhöhlen bewohnende Schnecken und Muscheln angetroffen werden. Weiters können die für den Wetterstein-Riffkalk recht charakteristischen „Großoolithe“, das sind unregelmäßige, in der phreatischen Zone (= im aquatischen Bereich) mit frühdiagenetischem Faserzement und spätdiagenetischem Blockzement aus weißem oder braunem Kalzit erfüllte Hohlräume, beschrieben werden. Häufig sind die riffbildenden Komponenten von biogen gebildeten, mikritischen Krusten aus Algen (z.B. *Girvanella*) und Tubiphyten umzogen. Zwischen den Komponenten des biogenreichen Riffkalkes können feinerkörnige, z. T. geschichtete, krümelige Internsedimente („Peloid-schlämme“) als Geopetalgefüge (= fossile Wasserwaagen) auftreten (JANDA, 2000). Diese sind typisch für viele mesozoische Seichtwasserkarbonate der Trias- und der Juraperiode.

Die **lagunären, feinschichtigen und dickbankigen Wettersteinkalke** sind gegenüber dem Rifffalk wesentlich fossilärmer. Als seltene Organismen treten Kalkalgen (Grünalgen), Cyanophyceen (Blau-Grünalgen-Stromatolithe und Onkoide), Muscheln und Schnecken auf. Sowohl die Sedimente, als auch das Auftreten der verschiedenen Fossilgruppen spiegelt deren Ablagerung im Gezeitenbereich wieder: Brekzien mit resedimentierten Intraklasten können als Aufarbeitungshorizonte über dem Wasserspiegel („supratidal“) gewertet werden, fein laminierte Algenstromatolithe, die das sandige Sediment mitunter an die lagigen Algenfäden binden und somit einem beständigen Wechsel zwischen Ebbe und Flut unterworfen sind, als Ablagerungen im Gezeitenbereich („intertidal“) und schließlich auch die feinsandigen Grünalgen (Kalkalgen) – Foraminiferen – Mollusken (Schnecken, Muscheln) – Schlämme, die nur unter beständiger Wasserbedeckung gebildet worden sind („subtidal“).

Alle Wettersteinkalke zeigen, unabhängig von ihrer Fazies, eine sehr helle, hellgraue oder weiße Gesteinsfarbe, was im übrigen auch für den gleich alten Wettersteindolomit gilt. Der Wettersteinkalk, der derzeit in den Steinbrüchen Pfaffenboden (Molln) und Steyrling gewonnen wird, eignet sich daher durch seine Reinheit und seinem hohen Weissegrad als idealer Rohstoff für die Metall-, Kunststoff-, Glas-, Papier- und Futtermittelindustrie sowie auch als hochwertiger Dünger. Aber auch seine feine, engscharige Klüftigkeit macht den Wettersteinkalk zu einem idealen Speichergestein für Rohstoffe und - natürlich am wichtigsten – für reines Trinkwasser. Alle großen Trinkwasserquellen, wie die Kläfferquelle im Hochschwabgebiet oder der Kaiserbrunnen im Rax-Schneeberggebiet besitzen diesen wertvollen Karstwasserspeicher Wettersteinkalk. In Oberösterreich können wir den Aurach-Ursprung (Höllengebirge) auf ein Einzugsgebiet im Wettersteinkalk zurückführen. Aber auch alte Lagerstätten kann der Wettersteinkalk aufweisen. Am bekanntesten sind die Pb/Zn- und Ag-Vererzungen, sowie die Fe-Vererzungen im Wettersteinkalk. Am Gaisberg (Molln) und Arzberg (Reichraming) sind bräunlich verfärbte, limonitische Partien sowie schwarzgraue, wahrscheinlich auf geringe (oxydische) Vererzung zurückzuführende Klüftpartien sowie schwarze Dendritenbildungen (Fe- und Mn-Oxyde) und Kalzitdrusenbildungen zu beobachten. Die chemische Analyse aus einer XRF-Messung einer Probe vom Gaisberg durch Beatrix Moshhammer (Auswertung: Christian Auer) ergab relativ hohe Eisengehalte (16.000 ppm) aus Limonit, Schwefel (23.000 ppm) aus Pyrit, Barium (6850 ppm) aus Schwerspat sowie Calcium aus Kalzit. Ein vom 16. bis in das 18. Jhdt. andauernder Eisenbergbau am Gaisberg wird von ARTHOFER (1995, S.22) erwähnt, sowie, im 16.Jhdt., von FREH (1949) am Arzberg bei Reichraming und im 17.Jhdt-18.Jhdt. im Wendbachgraben bei Ternberg. ROSENBERG (1965) weist auf „tiefgründig bis schlauchartig korrodierten Wettersteinkalk mit mulmig zerfallender Brauneisenerzrinde, die tief in die Höhlungen des Riffes eindringt“ an der Oberkante des Wettersteinkalkes am Arzberg bei Reichraming hin. Daraus ableitend kann man annehmen, dass nach Ende der Sedimentation des Wettersteinkalkes noch im Unterkarn dessen Karbonatplattform aufgrund einer bedeutenden Regression (= Meeresspiegelabfall) des kalkalpinen Tethysmeeres zu dieser Zeit trockenfiel und tiefgründig verkarstet wurde. Gleichzeitig mit dieser Verkarstung drangen erzeiche Lösungen in den Wettersteinkalk ein und hinterließen diese kleinen Brauneisenerzlager. Aber auch die klassischen Bleivererzungen können im Wettersteinkalk des Kremsmauerzuges (Kaltau und Steyerling, nur Bleiglanz, Bergbau im 18.Jhdt.), des Vorder- und Hinterreuterstein (Messereralm, Krumme Steyrling), des Ennsberges (Küpfern bei Kleinreifling, Ag-hältiger Bleiglanz) und des Gaisberges (Hutmansgraben, Bleiglanz und Zinkblende, nur Schurfversuche) erwähnt werden. Deren nähere Untersuchung lässt darauf schließen, dass in diesen Wettersteinkalk-Vorkommen einerseits schichtparallel-synsedimentäre Pb-/Zn- Vererzungen des Supratidals vom Typ Bleiberg („Bleiberger Fazies“) beobachtet werden können, sowie andererseits an Klüfte gebundene epigenetische Vererzungen aus hydrothermal aufgestiegenen Lösungen.



Abb. 5: Der dickbankige lagunäre Wettersteinkalk im alten Steinbruch Gradau der Fa. Bernegger bei Molln;
Foto: Michael Moser

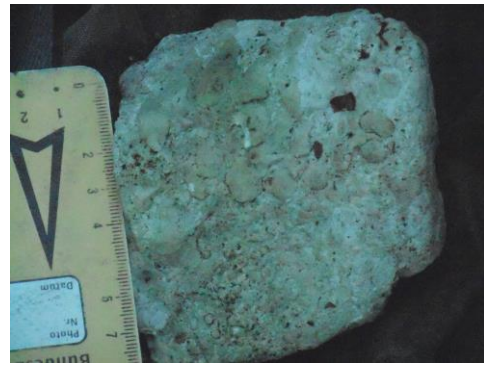


Abb. 6: Wetterstein-Riffkalk vom Rabenstein in der Schmiedleithen (Steyrtal) mit ungegliederten Kalkschwämmen (Inozoa); Foto: Michael Moser

Anzumerken bleibt noch, dass der Wettersteinkalk des Sengsengebirges und der Kremsmauer, trotz der sehr ähnlichen Ausbildung, ein höheres Alter besitzt (230 – 224 Mio. Jahre), in einem längeren Zeitraum abgesetzt worden ist und auch eine weitaus größere Mächtigkeit besitzt, als vergleichsweise der Wettersteinkalk am Gaisberg und der Hohen Dirn. Belegbar ist das auch mit Kalkalgen, die im Bereich des Steyerling-Durchbruches N° Steyrsteg (etwas südlich Schneetal) bzw. an der Nordseite der Kremsmauer (oberhalb Parnstalleralm) aufgefunden werden können (det. OLGA PIROS, Budapest):

Diplopora annulata dolomitica PIA

Diplopora annulata annulata HERAK

Aufgrund dessen kann man den Wettersteinkalk des Sengsengebirges und der Kremsmauer einer anderen, höheren tektonischen Einheit, nämlich dem Tirolikum, zuordnen.

Innerhalb des unteren Karniums hatte sich in allen Ablagerungsbereichen der Ostalpen eine große Umstellung abgezeichnet, nämlich die als „Reingrabener Wende“ bezeichnete Regression, bei der aufgrund des Wechsels zu einem humiden und niederschlagsreicheren Klima ein markanter Meeresspiegelabfall (= Regression) stattfand. Dabei fielen auch die Wetterstein-Karbonatplattformen (Riff und Lagune) trocken und wurden tiefgründig verkarstet, wie wir schon weiter oben (Fe-Vererzungen) festgestellt haben. Gleichzeitig wurden große Mengen von Sediment aus dem kristallinen Hinterland in das Meer geschüttet und es bildeten sich die weitverbreiteten Sand- und Tonsteine der **Lunzer Schichten** aus. Diese sind bekannt vor allem aufgrund ihrer Pflanzenfossilien, die ebenso vom Festland in das Meer gespült wurden, und aufgrund der hochwertigen Lunzer Steinkohle, die in früheren Zeiten in der Region Eisenwurzen (Nieder- und Oberösterreichische Kalkvoralpen) vielfach bergmännisch abgebaut worden ist (z.B. Denkgraben bei Molln). Neben den Pflanzenfossilien kann man in den schwarzen Tonsteinen der Lunzer Schichten („Reingrabener Schiefer“) auch eine kleine, für das Karnium typische Muschel finden, nämlich *Halobia rugosa* GÜMBEL. Für die Ablagerung der Lunzer Sandsteine, die aufgrund ihres hohen Feldspat- und Glimmergehaltes die Zusammensetzung des erodierten kristallinen Hinterlandes widerspiegeln, vergingen etwa 5 Millionen Jahre, während denen es zu keiner Ablagerung karbonatischer Sedimente kommen konnte. Dies stand sicherlich mit den veränderten Meerwassertemperaturen und dem Eintrag von terrigenen Sanden und Tonen aus dem kristallinen Hinterland in Verbindung, die sich beide sehr negativ auf das Wachstum von Riffen ausgewirkt hatten.

Erst wieder in der Zeit des oberen Karniums (Tuvalium) vor 220 Mio. Jahren wurden sehr unreine und feinkörnige, tonige oder mergelige Kalke sowie Evaporite (Gips, Rauwacken) abgesetzt, die als **Opponitzer Schichten** bezeichnet werden. Die tonig-feinkörnigen Opponitzer Kalke wurden aufgrund ihrer günstigen Eigenschaften vielfach auch in Steinbrüchen für die Zementherstellung abgebaut, wie zum Beispiel in Micheldorf/Krems. Entsprechender Weise können wir nördlich „In der Krems“ ein großes Vorkommen von Opponitzer- und Lunzer Schichten feststellen. Aber auch im Bereich zwischen Leonstein und Hambaum gibt es ein großes Vorkommen von Opponitzer Schichten, das man entlang der Verbindungsstraße nach Kirchdorf/Krems gut studieren kann, sowie an der Südflanke des Dorngrabens, wo Opponitzer- und Lunzer Schichten zu sehen sind. Das Vorkommen im Dorngraben war bisher nicht bekannt, da es von allen früheren Autoren für Mitteltrias gehalten wurde. Opponitzer Rauwacken treten außerdem streng an die Deckenstirn der Nördlichen Kalkalpen gebunden, am Nordrand der Ternberger Decke auf (Rodatal, Bäckengraben bei Ternberg, Oberdambach bei Laussa und Sauzahn bei der Schöfftalerkapelle).

Im Norium, vor 215 – 210 Mio. Jahren, der zweiten Stufe der Obertrias, wurde das mächtigste und am weitesten verbreitete Schichtglied der Nördlichen Kalkalpen, nämlich der **Hauptdolomit** abgelagert. Dieser zeichnet sich durch einen meist gut gebankten, mittel- bis braungrau gefärbten, auch dunkelgrauen, etwas eintönigen Dolomit aus, dem regelmässig feinschichtig-kräuselige Algenmatten (Stromatolithe) eingelagert sind. Letztere lassen uns erkennen, dass der Hauptdolomit in einer vom offenen Meer abgeschnürten Lagune und im Gezeitenbereich (intertidal) abgesetzt worden ist. Dolomitgestein ist ein Mg-reiches Karbonatgestein, das sich nur unter besonderen Bedingungen, z.B. durch erhöhte Salinität des Meerwassers oder Verdunstung bilden kann. Der Hauptdolomit ist ein „primärer Dolomit“, der sich schon bald nach Ablagerung der Sedimente („frühdiagenetisch“) gebildet hat und daher einen relativ reinen Dolomit darstellt.

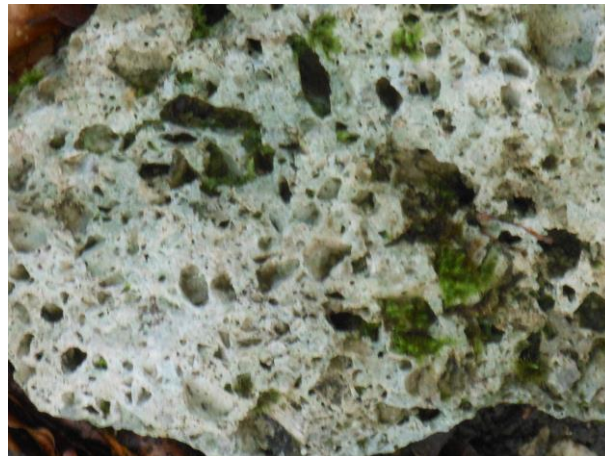


Abb. 7: Löchrig verwitternde Rauwacke aus den Opponitzer Schichten bei Leonstein (OÖ);
Foto: Michael Moser

Der über dem Hauptdolomit folgende **Plattenkalk** ist ebenso in einem flachmarinen, lagunären Ablagerungsraum abgesetzt worden, nur etwas tiefer, nämlich im subtidal, d.h. unter beständiger Wasserbedeckung. Die mittelgrauen, feinkörnigen Kalke des Plattenkalkes enthalten nicht selten kleine Muscheln oder Schnecken, deren Lebensraum die Lagune war. Gelegentlich sind die Muschelschalen zu einem richtigen Muschelpflaster („Lumachelle“) zusammengeschwemmt worden, was auf vorübergehende Sturmflutereignisse hindeuten mag.

Aufgrund seiner meist gut ausgeprägten Bankung verwittert der Plattenkalk gern zu plattigen Felsblöcken. Der Plattenkalk ist dem gebankten Dachsteinkalk der Kalkhochalpen (z.B. Totes Gebirge) sehr ähnlich, auch in seinem Fossilinhalt. Trotzdem ist der Plattenkalk meist nicht so dickbankig ausgebildet, wie der Dachsteinkalk und führt auch nur kleine Molluskenschalen und nur selten die großwüchsige „Dachsteinkalkbivalve“ *Megalodon*. Das Alter dieser Sedimentgesteine beträgt 205 Mio. Jahre. Verschiedene Vorkommen von Plattenkalk finden sich am Herrentisch, Thurnhamberg und oberhalb der Pröllerswand in Micheldorf/Krems, weiters am Steinkogel und an der Sonnseite (z.B. Schwalbensteinmauer) bei Molln, an der Nordseite des Dorngrabens und am Kruckenbrettl (K. 1020) sowie am Herndleck (K. 1026) bei Trattenbach (Enns).

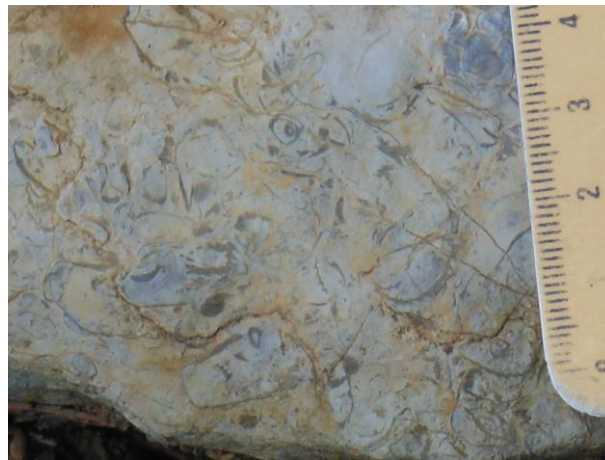


Abb. 8: Zahlreiche, durch eine Sturmflut zusammengeschwemmte Muschelschalen im Plattenkalk am Steinkogel zwischen Micheldorf/Krems und Leonstein;
Foto: Michael Moser

Die im Hangenden des Plattenkalkes folgenden Gesteine werden in die Rhätische Stufe (204 – 200 Mio. Jahre) der obersten Obertrias gestellt. Man unterscheidet im unteren Rhätium die Kössener Schichten und im oberen Rhätium den Oberrhätkalk. Die **Kössener Schichten** sind an ihren fossilreichen Mergeln und Kalken leicht zu erkennen. Auch diese Ablagerungen werden auf einzelne Sturmflutereignisse (sog. Tempestite) zurückgeführt, bei denen Muscheln, Brachiopoden („Armfüssler“) und Crinoiden in fossilreichen Lagen („Lumachellen“, engl.: coquina) zusammengeschwemmt worden sind. Dazwischen sind oft dunkelgraue Mergel eingelagert, die ebenso typisch für die Kössener Schichten sind. Ihre Mächtigkeit ist in den oberösterreichischen Kalkvorpalen leider nur sehr gering. Größere Vorkommen von Kössener Schichten existieren nur am Nordrand der Kalkalpen innerhalb der Ternberger Decke am Rieserberg (K. 840, Steyrtal), zwischen Kruckenbrettl (K. 1020) und Herndleck (K. 1026), am Windhagberg (bei Ternberg) und in Halblehnen bei Laussa. In der Ternberger Decke, der nördlichsten tektonischen Einheit der oberösterreichischen Kalkvorpalen, gehen die bis zu 100 Meter mächtigen Kössener Schichten im Hangenden direkt in die dunklen, kieseligen Kalkmergel der Allgäuschichten über.



Abb. 9: Kössener Lumachellenkalk (Tempestit aus zahlreichen Muscheln und Brachiopoden) aus dem Pechgraben/Großbraming (OÖ); Foto: Michael Moser



Abb. 10: *Lopha haidingeriana* (EMMRICH) aus den Kössener Schichten im Pechgraben/Großbraming (OÖ); Fund: Hubert Putz, Foto: Michael Moser

Im Inneren der oberösterreichischen Kalkvoralpen folgt im Hangenden der Kössener Schichten der **Oberrhätkalk**. Dieser ist zum letzten Mal in der Trias durch die Bildung einer Flachwasser-Karbonatplattform, die sich aus Riff- und Lagunensedimenten zusammensetzt, ausgezeichnet. Im Gegensatz zum Wetterstein-Riffkalk ist der obertriadische Oberrhätkalk reich an Korallenstöcken, meist von *Retiophyllia* (früher: *Thecosmilia*) und *Montlivaltia*. Andererseits können im Oberrhätkalk auch verschiedene größere Molluskenschalen (Muscheln, Schnecken, *Megalodon*) sowie Ooidkalk aufzutreten. Aus dem Oberrhätkalk im Pechgraben/Großbraming kann *Conchodon infraliasicus* STOPPANI, 1865 (det. H. Putz, Vöcklabruck) angeführt werden. Ooide wiederum sind Gesteinskomponenten, die sich nur im bewegten Flachwasser mit hohem Karbonatgehalt bilden können und stellen konzentrisch aufgebaute, runde Kügelchen von Millimetergröße dar. Ihre Bildung wird auf die Ausfällung von Kalziumkarbonat aus dem karbonatgesättigten Meerwasser zurückgeführt. Ebenso können Onkoide im Oberrhätkalk auftreten, das sind eher elliptisch-rundlich geformte, fein laminierte Sedimentpartikel, deren Entstehung auf Algenumkrustung von Fossilien durch Blau-Grünalgen zurückgeführt wird. Diese können von wenigen Millimetern bis Zentimetergröße erreichen. Natürlich sind die Algen an die lichtdurchflutete photische Zone im Meerwasser gebunden und können daher ebenso in nur geringer Wassertiefe gebildet werden. Im Gelände tritt uns der massige oder dickbankige Oberrhätkalk stets in Form von Felsrippen oder Felsstufen entgegen und verwittert daher gern zu Grobblockwerk.



Abb. 11: Hellgrauer, Korallen-führender (*Retiophyllia*) Oberrhätkalk südlich unterhalb vom Schoberstein K. 1285) auf etwa 1000m SH; Foto: Michael Moser



Abb. 12: Pachydonte Bivalve *Megalodon* aus dem Oberrhätkalk im Pechgraben/Großbraming (OÖ); Fund: Berthold Lumplecker, Foto: Michael Moser

Eine markante Wende in der Sedimentationsgeschichte der oberösterreichischen Kalkvoralpen stellt die Trias/Jura – Grenze dar. An dieser endete vor 200 Mio. Jahren endgültig die Ausbildung von aus Riff und Lagune bestehenden Karbonplattformen. Denn nach einer „kurzen“ Sedimentationsunterbrechung von etwa 1 Mio. Jahren, während der kein Sediment abgelagert wurde und sich auf diese Weise Fe- und Mn-reiche Hartgründe (engl. Hardgrounds) als schwarze, nur mm- oder cm-dicke Krusten ausbildeten, wurden auf den in größere Wassertiefen abgesenkten untermeerischen Schwellen rot gefärbte Kalke, die eine offenmarine Fauna aufweisen, abgelagert. Die rote Gesteinsfarbe dieser Kalke rührt von den noch immer vorhandenen niedrigen Sedimentationsraten zusammen, so dass genügend Zeit bestand, das im Sediment vorhandene Fe zu oxidieren (Hämatit), da auch das Meerwasser gut durchströmt und sauerstoffreich war. Diese Rotkalke sind ein ganz typisches Gestein der Jura-Periode und diese traten zu verschiedenen Zeiten (Episoden) immer wieder auf: im Unterjura sind es die **Adneter** Kalke, im Mitteljura die **Klauskalke** und im Oberjura die **Steinmühlkalke**, die allesamt rot gefärbte, sehr feinkörnige und mitunter knollige Kalke der Jura-Periode darstellen. Fossilien, die in diesen Rotkalken zu finden sind, sind an erster Stelle Ammoniten, daneben Seelilien (Crinoiden), Brachiopoden (Armfüßler), Bivalven (Posidonien), Belemniten und Aptychen. Letztere stellen den aus Kalzit bestehenden Kieferapparat der Ammoniten dar und sind aufgrund ihrer Mineralogie leichter erhaltungsfähig als das aus instabilem Aragonit bestehende Ammonitengehäuse selbst. Von den Ammoniten bleibt deswegen oft nur noch ein Abdruck des Gehäuses im Sediment übrig oder das Gehäuse wird – wie bei einem Sandkuchen – mit Sediment verfüllt. Man spricht dann von einem Steinkern. Nachdem nun aber all diese Rotkalke faziell ähnlich entwickelt sind und Ammoniten in guter Erhaltung leider nur sehr selten sind, muss man sich der Mikrofossilien und Mikrofazies, bei denen man die Gesteine in Dünnschliffen unter dem Mikroskop beobachten kann, bedienen, um die einzelnen Kalke voneinander unterscheiden zu können. Für den **Adneter-** und **Hierlatzkalk** (beide Unterjura) typisch sind die Foraminiferen der Gruppe der Involutiniden (det. M. Moser, GBA Wien und F. Schlagintweit, München)

Involutina liassica JONES

Involutina turgida KRISTAN

die von MOSER (2017, S.417) von Rotkalken an der Südseite des Koglerstein-Schobersteinzuges (1090m SH) und von MOSER (2014, S. 356) vom Hierlatzkalk der Pröllerswand bei Micheldorf/Krems beschrieben worden sind. Die roten Adneter Kalke sind nur 1-2 Meter mächtig und können daher leicht übersehen werden. Ihr Auftreten ist an die Schabenreitnerstein-Mulde (Micheldorf/Krems) gebunden. Hier kann man sie, tektonisch verdoppelt, zum Beispiel am Forstweg an der Nordseite des Schabenreitnersteines (K. 1143) in 980m SH gut beobachten. Andere Stellen befinden sich am Rieserberg (K. 870) und N^c Herndleck (K. 1026) sowie am Schieferstein (K. 1206) und im Pechgraben/Großraming (EHRENDORFER, 1987). Ihr Alter beträgt 197 Mio. Jahre.

Der **Klauskalk** des Mitteljura kann entweder an der in manchen Bänken vorkommende *Bositra buchi*-Lumachelle erkannt werden, also ausgesprochen dicht gelagerte, feine, gebogene oder stäbchenförmige, haardünne Bivalvenschälchen in großer Zahl, die das rote Sediment erfüllen und auch schon mit der Lupe oder sogar mit dem freien Auge sichtbar sind. Oder man kann die nur im Dünnschliff sichtbaren Protoglobigerinen (= planktonische Foraminiferen) erkennen, die erst ab dem Mitteljura auftreten und daher im Unterjura noch fehlen müssen. Wertvoll für die Altersfrage sind die porzellanschaligen Foraminiferen (Miliolidae), die an Ihrer dicken und im Dünnschliff dunkel erscheinenden Schale leicht zu erkennen sind.

Hier ist es vor allem die Gruppe der Ophthalmidien, die eine nähere stratigrafische Einstufung der Jura-Rotkalken ermöglichen. So können aus einem Dünnschliff aus dem Klauskalk im Kronsteiner-Steinbruch (Etage 508) in der ersten Pechgrabenenge (bei Großraming) folgende, für den Mitteljura charakteristische Foraminiferen (det. Á.GÖRÖG, Budapest) beschrieben werden:

Ophthalmidium marginatum (WISNOWSKI, 1890)

Ophthalmidium carinatum (KÜBLER & ZWINGLI, 1866)

Ophthalmidium terquemi (PAZDROWA, 1958).

Klauskalken haben in den oberösterreichischen Kalkvoralpen eine weite Verbreitung. So treten sie aber in nur schmalen Zügen am Hirschwaldstein (K. 1095) bei Micheldorf/Krems, am Großen Landsberg (K. 899) im Steyrtal und an der Südflanke des Dorngrabens sowie in sehr kleinen Vorkommen in Trattenbach/Enns zutage. Im Kronsteiner-Steinbruch in der ersten Pechgrabenenge bei Großraming stellt der Klauskalk etwa in der Steinbruchmitte einen bis zu 15 Meter mächtigen Rotkalkzug dar und überlagert hier den hellrötlich gefärbten Vilser Kalk. Das Alter des Klauskalkes beträgt etwa 163 Mio. Jahre.

Im Oberjura ab dem Kimmeridgium, bis in die tiefe Unterkreide, dem Berriasium, treten die roten und mikritischen, oft fossilreichen **Steinmühlkalken** auf. Häufig führen diese Ammoniten (*Perisphinctes*, *Lytoceras*, *Phylloceras*), Crinoidenstielglieder (u.a. *Phyllocrinus*), Brachiopoden (*Pygope*) und kleine Aptychen. Im Dünnschliff können zwei verschiedenen Mikrofaziestypen unterschieden werden: im Kimmeridgium-Unteres Tithonium treten in der Regel *Saccocomen*-Packstones auf, also mikritische Rotkalken, die erfüllt sind von zahlreichen Schwebcrinoiden-Bruchstücken. Diese treten stets schon in den untersten Bänken des Steinmühlkalkes auf. Wenn man Glück hat, können größere *Saccocomen*-Bruchstücke auch auf der Schichtfläche mit freiem Auge oder mit der Lupe beobachtet werden. Im oberen Tithonium verschwinden die Schwebcrinoiden schlagartig und es folgen vom Tithonium-Berriasium Calpionellenkalken. Calpionellen sind Einzeller mit einem kleinen, kalkigen und glockenförmigen Gehäuse (=Lorica), mit denen man das Tithonium und Berriasium feinstratigrafisch in einzelne Horizonte untergliedern kann. Sichtbar und bestimmbar werden diese nur, wenn man einen besonders dünnen Dünnschliff dazu anfertigt. Mit Hilfe von Calpionellen (det. A.Lukeneder, NHM Wien und D.Reháková, Bratislava), wie auch Dinoflagellaten (= Cysten von Nannofossilien, det. D.Reháková, Bratislava), die im höheren Abschnitt des Steinmühlkalkes auftreten, lässt sich die chronostratigrafische Reichweite (= Altersumfang) des Steinmühlkalkes auch nach oben hin biostratigrafisch gut festlegen. Nach MOSER et al (2016, S.329), ROSENBERG (1964, S.192), HOLZER (1968, S.54) und auch neueren biostratigrafischen Daten aus dem „Kronsteiner-Steinbruch“ in der ersten Pechgrabenenge bei Großraming (in Vorbereitung), können die Steinmühlkalken mit

Calpionella elliptica (CADISCH)

Remaniella colomi (POP)

Remaniella borzai POP

Tintinnopsella longa (COLOM)

Tintinnopsella subacuta (COLOM)

Tintinnopsella cadischiana (COLOM)

Tintinnopsella doliphormis (COLOM)

Schizosphaerella minutissima (COLOM)

bis mindestens in das höhere Mittel-Berriasium (*Elliptica* – Subzone) reichen. Die Steinmühlkalken umfassen also den zeitlichen Bereich von zwischen 155 bis 142 Mio. Jahren.

Steinmühlkalke sind die am weitesten verbreiteten Rotkalke in den oberösterreichischen Kalkvorbergen. Sie sind Bestandteil fast aller Juramulden (Rinnerbergmulde, Krautige Eben, Südwestflanke vom Großen Landsberg, K.899) und Kreidemulden (Dorngraben-Brettmaisal-Buchberghütte-Trattenbach). Ihre Verbreitung im Unteren Ennstal ist leider nicht erkennbar, da die Jura-Ablagerungen in den hier vorliegenden Geologischen Karten nicht stratigraphisch weiter aufgegliedert worden sind. Im Pechgraben bei Großraming gibt es mehrere Steinbrüche und Seitenentnahmen, an denen der Ammoniten-reiche Steinmühlkalk gut aufgeschlossen worden ist (Erste und Zweite Pechgrabenenge, Wolkenmauer, Seitweger-Steinbruch, Lehneralm).

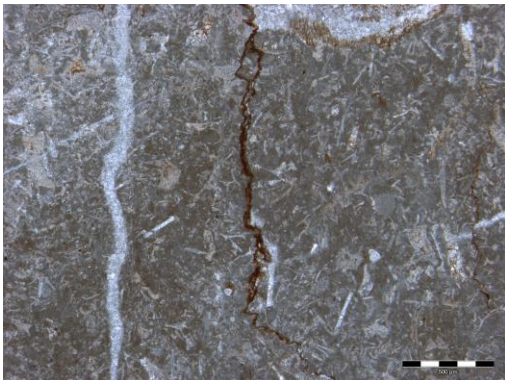


Abb. 13: Saccocomenkalk, Steinmühlkalk des Kimmeridgium (Oberjura); Lokalität: Hirschwaldstein (K.1095)

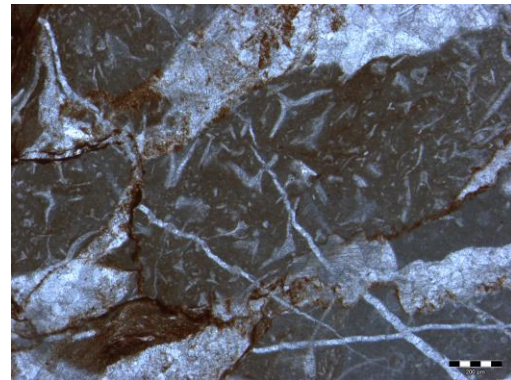


Abb. 14: Saccocomenkalk, Steinmühlkalk des Kimmeridgiums (Oberjura); Lokalität: Hirschwaldstein (K.1095)

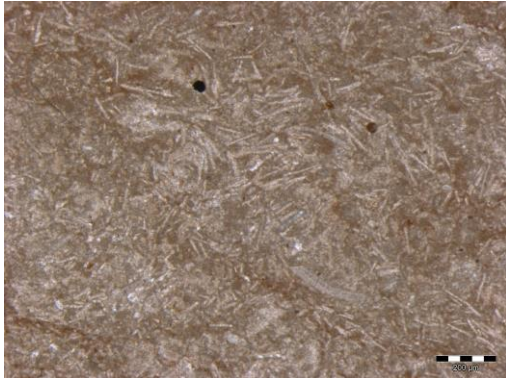


Abb. 15: *Bositra buchi*-Lumachelle, Klauskalk des Mitteljura; Lokalität: Großer Landsberg (K. 899)

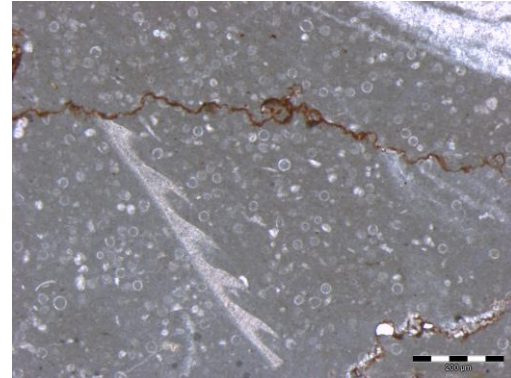


Abb. 16: Calpionellenkalk, Steinmühlkalk des Tithonium (Oberjura), mit *Aptychus*; Lokalität: Gr.Landsberg

Als weiteres Beispiel eines Rotkalkes in Schwellenfazies kann der grobspätige Crinoiden-Brachiopodenkalk des Unterjura, der **Hierlatzkalk** angeführt werden. Er ist, wie der Adneter Kalk, auch vor 190 Mio. Jahren abgelagert worden und verzahnt sich mit diesem seitlich. Der Hierlatzkalk ist ein roter, splitterig-spätig brechender, grobkörnig-sparitischer Kalk, der sich zum Großteil aus Crinoidenspat (Kalzit-Einzelkristalle der Echinodermen und Crinoiden, also das zerfallene Skelett von Seeigeln und Seelilien) zusammensetzt. Nest- und lageweise können auch Brachiopoden (= Armfüssler), mit denen man das stratigraphische Alter des Crinoidenspatkalkes bestimmen kann, angereichert sein. Deren kalzitische Schale ist widerständig gegen diagenetische Veränderungen bei der Verfestigung des Sedimentes und daher sind diese oft gut mit ihrer Gehäuseskulptur erhalten geblieben. Im Querschnitt zeigt deren zweiklappiges Gehäuse stets einen asymmetrischen Bau, sodass diese leicht von den symmetrisch angeordneten Muschelschalen unterschieden werden können.

Im Dünnschliff zeigen die Brachiopodenschalen einen deutlich laminaren Bau, der diese ebenso gut von den völlig rekristallisierten, weiss erscheinenden Muschelschalen unterscheiden lässt. Im groben kann man bei den Jura-Brachiopoden zwischen den glattschaligen Terebraten und den gerippten Schalen der Rhynchonellen unterscheiden. Mit Hilfe einer sehr reichen Brachiopoden-Fauna am Top des Hierlatzkalkes (170 m S' Mollner Hütte, 950m SH) konnte der Hierlatzkalk in das Pliensbachium (= Mittlerer Unterjura) eingestuft werden. Die gemeinsam mit MILOŠ SIBLÍK (Praha) gewonnene Brachiopoden-Fauna konnte von ihm im Detail bestimmt werden:

- Prionorhynchia ex gr. serrata* (SOWERBY, 1825)
- Prionorhynchia belemnitica* (QUENSTEDT, 1858) (juv.)
- Jakubirhynchia aff. fascicostata* (UHLIG, 1880)
- Lokutella palmaeformis* (HAAS, 1912)
- Apringia diptycha* (BÖSE, 1898)
- Gibbirhynchia aff. curviceps* (QUENSTEDT, 1858)
- Pseudogibbirhynchia sordellii* (PARONA, 1880)
- Cisnerospira meneghiniana* (CANAVARI, 1880)
- Cisnerospira aff. sylvia* (GEMMELLARO, 1878)
- Liospiriferina aff. alpina* (OPPEL, 1861)
- Liospiriferina cf. obtusa* (OPPEL, 1861)
- Liospiriferina* sp. (?juvenile)
- Dispiriferina segregata* (DI STEFANO, 1886)
- Callospiriferina cf. tumida* (BUCH, 1836)
- Cisnerospira sylvia* (GEMMELLARO, 1878)
- Buckmanithyris nimbata* (OPPEL, 1861)
- Bakonyithyris ovimontana* (BÖSE, 1898)
- Bakonyithyris ewaldi* (OPPEL, 1861)
- „*Terebratula*“ *aff. ascia* (GIRARD, 1843)
- Linguithyris aspasia* (ZITTEL, 1869)
- Zeilleria stapia* (OPPEL, 1861)
- Zeilleria aff. stapia* (OPPEL, 1861)
- Zeilleria cf. venusta* (UHLIG, 1880)
- Zeilleria* sp. (juv.)

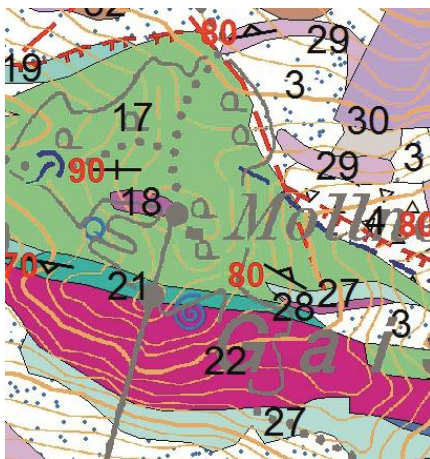


Abb. 17: Lokalität der Brachiopodenfundstelle 170 m S' Mollner Hütte (22 = Hierlatzkalk)

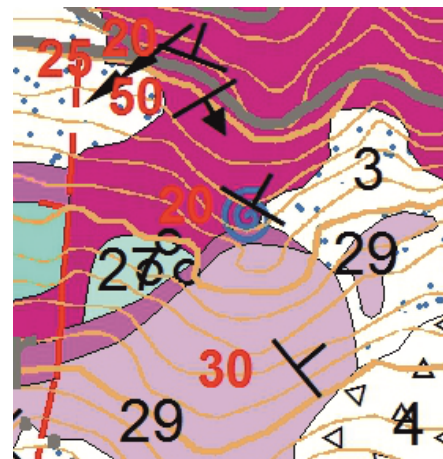


Abb. 18: Lokalität der Brachiopodenfundstelle 910 m SW' Schoberstein (blaues Symbol)

Eine weitere, kleine, von Michael Moser gewonnene und von MILOŠ SIBLÍK (Praha) bearbeitete und bestimmte Brachiopoden-Fauna von der Basis des Hierlatzkalkes (910m SW Schoberstein, 1050m SH) enthielt die Formen:

Nannirhynchia reynesi (GEMMELLARO, 1874),

?*Antitychina rothpletzi* (DI STEFANO, 1891) (juv.)

Zeilleria sp.inc.

Zeilleria sp. (juv.)

Von Bedeutung ist auch die zeitliche Einstufung des rötlichen Hierlatzkalkes an der Pröllerwand S' Atzelsdorf in den Unterjura mit Hilfe von *Involutina* sp. und *Involutina liassica* JONES (det. F. Schlagintweit) sowie, an der Fahrstraße zur Burg Altpernstern (720m SH, gleich neben dem Anwesen von Herrn Steiger), mit den von Michael Moser aufgefundenen und von MILOŠ SIBLÍK (Praha) bestimmten Brachiopoden

Liospiriferina sp

Dispiriferina segregata DI STEFANO

Der Hierlatzkalk bildet oft nur schmale und unbeständige Züge innerhalb der Jura-Schichtfolge. In etwas größerer Mächtigkeit ist dieser in dem von der Pröllerwand nach Osten ziehenden Felszug (bei Micheldorf/Krems) entwickelt, in einem schmalen Zug unmittelbar S' Krennkogel und in großer Mächtigkeit (130 Meter) in den Felswänden S' und N' des Schobersteines (K.1285), in der Schwalbensteinmauer und in den Felswänden S' der Gaisbergwiesen und der Mollner Hütte.

Im Mitteljura tritt ebenso ein gelblich-weißer, grobspätiger, Brachiopoden führender Crinoidenspatkalk, der **Vilser Kalk** auf. Seine Vorkommen dürften auf den Hirschwaldsteinzug (bei Micheldorf/Krems) und auf den Pechgraben (Erste und zweite Pechgraben-Enge) beschränkt zu sein. Im Kronsteiner-Steinbruch in der ersten Pechgraben-Enge (Großbraming) ist dieser auch von wirtschaftlicher Bedeutung, wo nämlich der bis zu 60 Meter Mächtigkeit erreichende Vilser Kalk abgebaut wird. Der feste Jurakalk wird hier für die Herstellung von Wurf- und Mauersteinen, Ziersteinen, Wasserbausteinen, Straßenbefestigungen und Bruchschotter als Straßenbaumaterial gewonnen. Im ehemaligen Steinbruch in der zweiten Pechgraben-Enge tritt ebenso 60 Meter mächtiger Vilser Kalk auf, der alte Steinbruch ist allerdings zur Zeit schon wieder zugewachsen. Ein drittes Vorkommen von Vilser Kalk stellt der Burgfelsen in Losenstein dar. Im Dünnschliff kann der Vilser Kalk als Biosparit aus Crinoidenspat, dem vereinzelt Brachiopoden-, Muschel-, Schnecken- und Bryozoenbruchstücke (Moostierchen) zwischengeschaltet sind, sowie mit einigen Foraminiferen (Nodosarien, Rotalien, Lenticulinen, Ophthalmidien, kleine Spirillinen) beschrieben werden. Weiters können die nach EBLI (1997, S.180) für den Vilser Kalk charakteristischen Mikrofaziesmerkmale angeführt werden: das Auftreten von Bryozoen (Moostierchen) und von „Foraminiferen-Onkoiden“, also Onkoide, die durch die sessile Foraminifere *Nubecularia reicheli* RAT aufgebaut werden, Als sessile Foraminiferen bezeichnet man Foraminiferen, die fest auf ein Harts substrat (z.B. Fossilshale) aufgewachsen leben und daher nicht frei beweglich oder frei im Wasser schwebend sind. Im Kronsteiner-Steinbruch in der ersten Pechgraben-Enge (Großbraming) konnte Dr. HUBERT PUTZ (FRIEDL ZT GmbH, Vöcklabruck) eine ganze Reihe von Brachiopoden aus dem dort aufgeschlossenen Vilser Kalk gewinnen. Dr. MILOŠ SIBLÍK (Prag) konnte daraus folgende Formen bestimmen, die vor allem auf höheren Mitteljura (Oberes Bathonium-Callovium, 165 Mio. Jahre) hinweisen:

Cererithyris fleischeri (OPPEL, 1857)
Perrierithyris perrieri (DESLONGCHAMPS, 1856)
Perrierithyris aff. *perrieri* (DESLONGCHAMPS, 1856)
Kallirhynchia vilsensis OPPEL, 1860
Kallirhynchia cf. *vilsensis* (OPPEL, 1861)
Prionorhynchia cf. *rubrisaxensis* (ROTHPLETZ, 1886)
aff. *Sphaeroidothyris eudesi* (OPPEL, 1858)
?"*Terebratula*" *margarita* (*Waldheimia*) OPPEL, 1860
"*Terebratula*" aff. *excavata* DESLONGCHAMPS, 1856
(? = *Dolichobrochus excavatus* (DESLONGCHAMPS 1856)
„*Rhynchonella*“ sp., „*Terebratula*“ sp.

Unter den Muscheln konnte folgende Form bestimmt werden (det. H.PUTZ, Vöcklabruck):

Chlamys cf. *textoria* (SCHLOTHEIM, 1820)

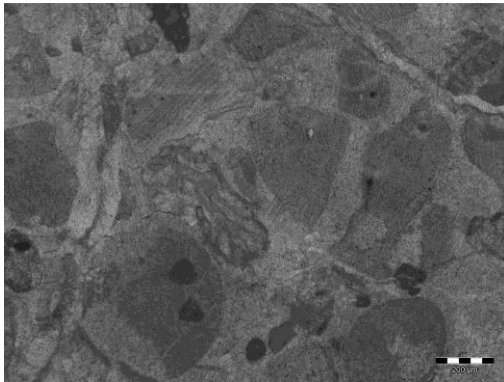


Abb. 19: Bryozoen (Moostierchen) als Bioklast im Vilser Crinoidenspatkalk (Kronsteiner-Steinbruch); Foto: Michael Moser

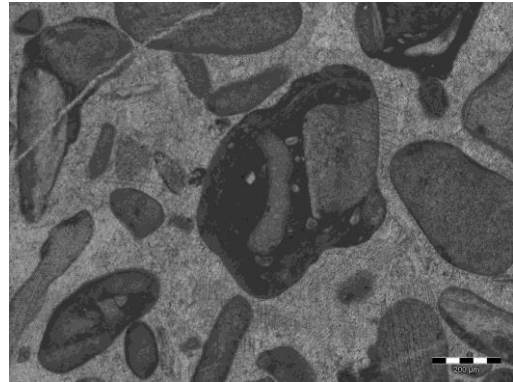


Abb. 20: Nubecularien-Onkoid im Vilser Crinoidenspatkalk mit deutlich zugerundetem Crinoidenspatkalk mit deutlich zugerundetem Crinoidenspatkalk; Foto: Michael Moser



Abb. 21: Gelblich-weißer, grobspätiger Crinoidenspatkalk (Vilser Kalk) aus dem Kronsteiner-Steinbruch in der Ersten Pechgraben-Enge (Großraming, OÖ); Foto: Michael Moser

In der Beckenfazies, mit deutlich höheren Ablagerungstiefen als auf den Rotkalkschwelen, treten im Unter- und Mitteljura (200 – 160 Mio. Jahre) relativ verbreitet, die mittel- bis dunkelgrauen Kalkmergel, Fleckenmergel, Fleckenkalke, Hornsteinkalke und Kieselkalke der **Allgäu-Schichten** auf.

Diese zeigen im Westen (Schabenreitnerstein, K. 1143) eine etwas mehr mergelige, im Osten (vom Hirschwaldstein, K. 1095 bis zur Herndleck-Hütte) eine mehr kalkig-kieselige Zusammensetzung. Lateral dürften sich die Allgäu-Schichten auch mit Hornstein-führenden Crinoidenspatkalken verzahnen bzw. im Hangenden in die hellgrauen, Hornstein-führenden Crinoidenspatkalke der **Chiemgauer Schichten** (Mitteljura) übergehen. Sowohl die Allgäu-Schichten, als auch die Chiemgauer Schichten sind relativ fossilarm. In den Chiemgauer Hornsteinspatkalken kann man gelegentlich Brachiopoden finden und in den Allgäu Schichten lassen sich oft feine Kieselschwamm-Nadeln, herausgewittert an der Gesteinsoberfläche, erkennen. Kieselschwammnadeln und Radiolarien können als Kieselsäure-Lieferanten für die Hornsteine gelten. Die zahlreichen Flecken, die man zuweilen in den Allgäu-Schichten antreffen kann, gehen natürlich auf Bioturbation, d.h. auf die wühlende Tätigkeit von im Sediment lebenden Würmern, die hier nach Nährstoffen suchen, zurück. Allgäu-Schichten zeigen eine weite Verbreitung in der Schabenreitnerstein-Mulde, entlang der Südostseite des Hirschwaldsteines (K. 1095), in der Rieserbergmulde, in der Rehböden-Mulde N^o Herndleck (K. 1026) und an der Ostflanke des Hochbuchberges (K. 1273) bis Trattenbach. Weiters treten sie am Schneeberg (K. 1244), Fahrenberg (K. 1253) und Kirchberg bei Losenstein zutage. Chiemgauer Schichten kann man im Pechgraben und an der Wolkenmauer gut beobachten und dürften lateral, also seitlich in die Schwellenfazies des Vilser Kalkes übergehen.



Abb. 22: Grauer Hornsteinknollenkalk des Unterjura (Allgäu-Schichten); Lokalität: Hirschwaldstein (K.1095), Foto: Michael Moser



Abb. 23: Fleckenkalk (durch Bioturbation) des Unterjura (Allgäu-Schichten); Lokalität: Sonnkogel (K.822), Foto: Michael Moser

Wiederum ein besonderes und in den oberösterreichischen Kalkvoralpen weit verbreitetes Gestein ist der Mikritoidkalk, für den von MOSER et al (2017) der formell gültige Begriff **Reitbauernmauer-Formation** aufgestellt worden ist. Er tritt stets als schmaler Felszug zwischen dem Klauskalk im Liegenden und dem Steinmühlkalk im Hangenden auf und kann mit Hilfe von Ammoniten (TRAUTH, 1922, S.246f und KRYSZYN, 1972, S. 198) und Foraminiferen (MOSER et al, 2017, S. 179) in das Oxfordium (= basaler Oberjura, vor 160 Mio. Jahren) eingestuft werden. Als Gestein ist dieser Kalk als massiger oder bankiger, felsiger, lichtgrau-weißer, fleischfarbig-rosagrauer, rötlicher, mittelbraungrauer oder gelblichgrauer, meist mikritischer, fossilärmer Kalkstein, der gelegentlich etwas Crinoidenstreu, kleine Muschelschalen, öfters juvenile Ammoniten, sowie sehr häufig zehntel-millimetergroße, mikritisierte Ooide oder auch „Mikro-Onkoide“ führen kann, ausgebildet. Die recht feinkörnige Matrix des Mikritoidkalkes sowie das Auftreten von nektischen (frei im Wasser schwimmenden) und planktonischen (im Wasser schwebenden) Fossilien wie planktonische Foraminiferen (z.B. Protoglobigerinen), dünnchalige, pelagische Muscheln und Ammoniten lassen für die Bildung des Mikritoidkalkes auf ein offenmarines Ablagerungsmilieu in etwas größeren Wassertiefen als auf den Rotkalkschwällen zu.

Das Charakteristikum dieses Kalkes sind die unter dem Mikroskop zu beobachtenden Ooidstrukturen, die durch eine starke Mikritisierung fast unkenntlich gemacht worden sind. Die Entstehung dieser mikritisierten Ooide dürften auf noch im Bereich der photischen, lichtdurchfluteten Zone auftretende Algentätigkeit, ähnlich wie bei Onkoiden, zurückzuführen sein. Dabei kann eine mögliche Ablagerungstiefe der „Ooide“ zwischen 125 – 200 Metern Wassertiefe angenommen werden (JENKYNS, 1972, S. 30). Neben den Ammoniten, die alle aus Mikritoidkalken in den niederösterreichischen Kalkvoralpen stammen, konnten in einem Dünnschliff vom Mikritoidkalk am Hirschwaldstein (bei Micheldorf/Krems, OÖ) von Á. GÖRÖG (Budapest) die milioliden Foraminiferen

Ophthalmidium marginatum (WISNOWSKI)

Ophthalmidium cf. *pratensis* (DANITCH)

bestimmt werden, wobei erstere Form nur zwischen spätem Callovium und unterem Oxfordium auftreten soll.

Die Verbreitung des Mikritoidkalkes (formal Reitbauernmauer-Formation) in den oberösterreichischen Kalkvoralpen ist sehr groß und kann generell in den tieferen Deckeneinheiten der Nördlichen Kalkalpen (Bajuvarikum) angetroffen werden. In unserem betrachteten Gebiet tritt der Mikritoidkalk in mehreren schmalen Felszügen an der NW-Flanke des Hirschwaldsteines (K. 1095), um die „Krautige Eben“ und Rinnerbergklamm, am Großen und besonders am Kleinen Landsberg (Gipfel), am Rieserberg-Gipfel (K. 870), am Wanderweg zur Mollner Hütte (640 – 880m SH), die Felsrippen im Dorngraben, am Krennkogel, an der Ostflanke des Hochbuchberges (K. 1273) und oberhalb der Schwalbensteinmauer sowie die schmalen Felszüge im Bereich der Gaisbergwiesen. Weiter östlich ist dieser aufgrund der mangelnden Differenzierung der Jurakalke auf den dortigen Geologischen Karten nur der Pfennigstein (K. 759) in der Nähe von Losenstein als Mikritoidkalk ausgeschieden worden.

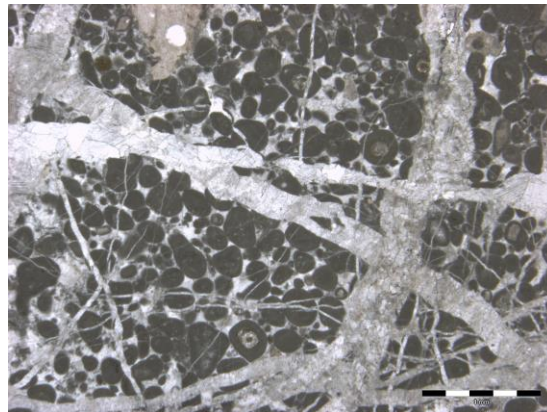


Abb. 24: Das für den Mikritoidkalk (Reitbauernmauer-Formation) charakteristische Schliffbild mit runden oder rundlich-ovalen, stark mikritisierten Ooiden mit z.T. noch erkennbarem fossilem Kern und die durch Mikritisierung dunkel gefärbte Rinde; Lokalität: Westflanke des Hirschwaldsteines bei Burg Altpernstein; Foto: Michael Moser

Mit dem roten, mikritischen Steinmühlkalk haben wir die Unterkreide-Zeit erreicht. Die Jura/Kreide – Grenze liegt innerhalb des (oberen) Steinmühlkalkes und kann nur mit Hilfe von Mikrofossilien wie Calpionellen, oder von Großfossilien wie Ammoniten, angegeben werden. Über dem Steinmühlkalk folgt in allen kalkalpinen Profilen der ausgesprochen feinkörnige, pelitische und hellgrau gefärbte **Aptychenkalk**, der vor etwa 138 Mio. Jahren abgelagert worden ist.

Nachdem es auch in anderen tektonischen Einheiten in den nördlichen Ostalpen sog. „Aptychenkalke“ gibt (z.B. in den beiden Klippenzonen), kann man die kalkalpinen Aptychenkalke, die eher in den tieferen tektonischen Einheiten der Kalkalpen (Bajuvarikum) vorkommen, zur **Ammergau-Formation** stellen. Ihre Verbreitung ist dementsprechend groß. Am mächtigsten sind die Aptychenkalke in den Kreidemulden wie im Bereich der Rinnerberger Klamm, der Brettmaisalm, der Klausriegler-Mulde bis zum Trattenbach und im Gebiet der Gaisbergwiesen. Charakteristika der Aptychenkalke sind deren oft dünne Bankung im Zentimeterbereich, deren oft flaseriges Erscheinungsbild, deren Feinkörnigkeit und gelegentlich auch deren Hornsteingehalt. Die namensgebenden Aptychen können in Einzel-exemplaren gefunden werden, im Dünnschliff sind sie allerdings fast immer anzutreffen. Das Einsetzen der Ammergau – Formation in der *Oblonga* – Subzone im oberen Ober-Berriasium konnte durch MOSER et al (2016, S. 327) und LUKENEDER et al (2004, S.233) in der Ternberger Decke (Hirschwaldstein, K. 1095 bei Micheldorf/Krems) und Reichraminger Decke (Profil Klausriegler) mit einer Calpionellenfauna, die sich aus

Calpionellopsis oblonga (CADISCH)

Calpionella minuta (HOUŠA)

Lorenziella hungarica KNAUER

zusammensetzt, belegt werden. Ein Hinaufreichen der Kalke und Mergelkalke der Ammergau – Formation („Maiolica – complex“) in das Untere Valanginium konnte von LUKENEDER (2004, S.175, 177) in der nördlichen Reichraming-Decke mit Ammoniten (LUKENEDER et al, 2004, S.234) und Brachiopoden der Art *Pygope catulloi* PICTET (LUKENEDER, 2004, S. 177), sowie von MOSER et al (2016, S. 329) mit den Nannofossilien

Biscutum dubium (NOEL, 1965) GRÜN NOEL

Percivalia fenestrata (WORSLEY, 1971) WISĚ, 1983

aus der Ternberger Decke (Hirschwaldstein, K. 1095 bei Micheldorf/Krems) belegt werden.



Abb. 25: Die weiß verwitternden, dünnbankigen, etwas Hornsteinlagen führende Aptychenschichten, Lokalität: Rinnerberger Klamm; Foto: Michael Moser



Abb. 26: Der hellgraue, feinkörnig-pelitische Aptychenkalk mit sehr dichtem, schaligem Bruch; Lokalität: am Weg zur Mollner Hütte; Foto: Michael Moser



Abb. 27: Lamellaptychus aus den Schrambachschichten in der Nähe der Seitenentnahme Seitweger, Pechgraben bei Großraming (OÖ); Fund und Foto: Michael Moser



Abb. 28: Ammonitenbruchstück *Neocomites* aus den Schrambachschichten, Langgraben bei Großraming (OÖ); Fund: Berthold Lumplecker, Foto: Michael Moser

Im Laufe der Unterkreide zeigen die Aptychenkalke einen raschen Übergang in die **Schrambachschichten** an. Diese weisen gegenüber den Aptychenkalken einen bedeutend höheren Ton-gehalt auf und sind oft als (grünlich)graue Kalkmergel oder Mergelschiefer anzusprechen. Den altersmäßigen Umfang der Schrambachschichten ist durch die zahlreichen Ammoniten-Aufsammlungen von LUKENEDER (1997, 2004) sowie LUKENEDER et al (2004) sehr gut bekannt geworden und reicht vom Oberen Valanginium der *Saynoceras-verrucosum* – Zone, mit einem Massenvorkommen von *Olcostephanus guebhardi*, bis in das Obere Barremium mit den Massenvorkommen von *Barremites* und *Karsteniceras*. Die Schrambachschichten stellen oft den Kern von enggedrängten und -gefalteten Kreidemulden (Synklinalen) in den oberösterreichischen Kalkvoralpen dar. Ihre Hauptverbreitung liegt in den Kreidemulden von Hirschwaldstein (K. 1095), Rinnerbergklamm, Trattenbach, Klausriegler, Losenstein-Pechgraben, Fahrenberg (K. 1253) und Anzenbach.

In der basalen Oberkreide (früher: Mittelkreide) kam es im Bereich der Nördlichen Kalkalpen zu ersten tektonischen Bewegungen, währenddessen derer auch der gesamte kalkalpine Deckenstapel von seinem kontinentalen Basement (= Ostalpines Kristallin) abgetrennt wurde. Gleichzeitig wurden am Nordrand der Kalkalpen bereits höhere Deckenelemente über tiefere überschoben und dabei grobklastische, synorogene Sedimente (also Sedimente, die während tektonischer Senkungs- oder Hebungsprozesse abgelagert worden sind) wie die **Losensteiner Schichten** abgelagert. Das besondere an den Losensteiner Schichten ist deren hoher Gehalt an gut zugerundeten, kalkalpenfremden Geröllen, die in den grauen Konglomeraten, Sandsteinen und Mergeln („Geröllmergel“) stecken, wie graue oder rötliche Quarzporphyrgerölle, feinkörnige Granitgerölle, weisse oder durchsichtige Quarzitgerölle (auch Jaspisgerölle) und andere kristalline Gesteine. Häufig können in den feinkörnigen, dunkelgrau gefärbten Sandsteinen auch Pflanzenhäcksel sowie durch Wellenbewegung zugerundete Tongallengerölle, die allesamt auf die Nähe eines durch tektonische Hebungsprozesse entstandenen Festlandstreifen (Inseln) hinweisen, vorgefunden werden. Das Alter der Losensteiner Schichten beträgt etwa 100 Mio. Jahre und fällt damit mit dem Höhepunkt der sog. „eozänen Orogenese“ (Gebirgsbildung), bei der die von der Basis der Kalkalpen abgetrennten kristallinen Einheiten („Ostalpines Kristallin“) bereits eine hohe, zwischen 500 – 700° C liegende Metamorphose (= Gesteinsumwandlung infolge hoher Temperaturen und Drücken) erleiden mussten, zusammen. Die bei dieser Metamorphose entstandenen Gesteine sind Glimmerschiefer (z. B. in den Wölzer Tauern), Gneise (z.B. in den Öztaler Alpen), Amphibolite und Eklogite (z.B. auf der Koralpe).

Das stratigrafische Alter der Losensteiner Schichten konnte am Nordrand der oberösterreichischen Kalkvoralpen vielfach mit Hilfe von Nannofossilien (= Fossilien, die kleiner sind als 0.05 mm) bestimmt werden. BRAUNSTINGL (1986, S.140) führt aus grauen Tonmergeln 200 m E' Trattenbach Formen des Albium – Cenomanium an:

Watznaueria barnesae (BLACK)
Cretarhabdus crenulatus (BRAMLETTE & MARTINI)
Lithravidites carniolensis DEFLANDRE
Gartnerago striatum (STRADNER)
Vekshinella angusta (STRADNER)
Cribrosphaerella ehrenbergii (ARKHANGELSKY)

MOSER et al (2016, S.328, 329) führen aus einer Einschaltung von braungrauen Mergeln in siliziklastische, karbonatfreie Feinsandsteine an einem Forststraßenanriss 350m SE' Kleiner Landsberg ebenso Formen des Albium – Cenomanium (det. St. ČORIĆ) an:

Biscutum ellipticum (GÓRKA 1957) GRÜN
Braarudosphaera hockwoldensis BLACK 1973
Braarudosphaera regularis BLACK 1973
Grantarhabdus meddii BLACK 1972
Loxolithus armilla (BLACK IN BLACK & BARNES 1959) NOËL 1965
Micrantholithus obtusus STRADNER 1963
Retecapsa surirella DEFLANDRE & FERT 1954) GRÜN
Tranolithus minimus (BUKRY 1969) PERCH-NIELSEN 1984
Watznaueria barnesae (BLACK)
Watznaueria biporta BUKRY 1969
Watznaueria fossacineta (BLACK 1971) BOWN
Watznaueria manivittiae BUKRY 1973
Zeugrhabdotus diplogrammus (DEFLANDRE IN DEFLANDRE & FERT 1954) BURNETT
Zeugrhabdotus embergeri (NOËL 1959) PERCH-NIELSEN 1984

Durch das Einsetzen von *Tranolithus minimus* (BUKRY 1969) PERCH-NIELSEN 1984 im oberen Albium und das Aussetzen von *Braarudosphaera regularis* BLACK 1973 ebenso im oberen Albium fällt diese Probe gut mit dem Einsetzen der Losenstein-Formation zusammen. Das Auftreten der Losenstein-Formation v.a. in der tiefbajuvarischen Ternberger Decke erleichtert die Zuordnung der nördlich davon gelegenen Einheiten (Kleiner Landsberg, Rieserberg, K. 870 und Krucknbrettl, K. 1020) zur Ternberger Decke. Dass jedoch die Losensteiner Schichten mit dunkelgrauen Tonmergeln und quarzreichen, siliziklastischen, geröllführenden Sandsteinen auch den nördlichsten Schuppeneinheiten der Reichraminger Decke stratigrafisch auflagern kann, konnte sowohl von LUKENEDER (1997, S.370) beim Gh. Klausriegler, als auch von MOSER (2017, S.426), am Hangfuß südlich des Ortsgebietes von Trattenbach in 720m SH, mit folgender Nannoflora, die sich auf den Zeitbereich Aptium – Cenomanium eingrenzen lässt, belegt werden:

Rhagodiscus asper (STRADNER 1963)
Rhagodiscus splendens (DEFLANDRE 1953)
Braarudosphaera bigelowii (GRAN & BRAARUD 1935) DEFLANDRE 1947

Bereits BRAUNSTINGL (1986) hat den langen Zug feinkörniger Sandsteine und feinsandig-siltiger Mergel erkannt, der von dem Sattel zwischen den beiden Landsbergen im Steyrtal über den Dorngraben, den Gscheidsattel beim Krennkogel nach Trattenbach/Enns und von dort über Losenstein/Enns in den Stiedelsbachgraben (Typlokalität für die „Losenstein-Formation“) und in den Pechgraben zieht, und der zur sogenannten „Losensteiner-Mulde“ gezählt wird. Diesen lang anhaltenden Zug hat ebenso BRAUNSTINGL (1986) als „Deckenscheider“ zwischen der Ternberger Decke im Norden, und der darauf überschobenen Reichraminger Decke im Süden verwendet, wobei die Überschiebung von „harten“ Trias- und Jura-Gesteinen, die die Deckenstirn der Reichraminger Decke bilden, auf die nachgiebigen, „weichen“ Mergel und Sandsteine der Losensteiner Schichten besonders an einem Forstweg 300 Meter N‘ Grünburger Hütte beobachtet werden kann.

Als jüngstes Kreide-Schichtglied soll ein bereits von BAUER (1953, S.117) erwähntes Vorkommen kretazischer Feinkonglomerate und Kalksandsteine im Bereich des Pernsteingrabens (bei Micheldorf/Krems) erwähnt werden, das durch MOSER (2014, S.353) mit Hilfe von Foraminiferen (det. F.Schlagintweit, München) der Form *Rotalipora cf. cushmani* (MORROW) und der Alge *Permocalculus* sp. in das höhere Cenomanium eingestuft werden konnte. Es handelt sich dabei um dunkelgraue, braun verwitternde Kalksandsteine mit Muscheln (*Ostrea* sp. = Auster), Brachiopoden, großen ästigen Bryozoen (Moostierchen), Kleinen Schnecken, umgelagerten Einzelkorallen, Crinoiden (Seelilien), Seeigelstacheln, Algen und Foraminiferen, die nach Fossilinhalt und Gesteinsausbildung am besten den flachmarin-feinklastischen **Unteren Branderfleck Schichten** zuordenbar sind. Das Vorkommen liegt hart an der Deckenstirn der Reichraminger Decke, also des Hochbajuvarikums, das zu dieser Zeit aufgrund der tektonischen Bewegungen, Senkungen und Hebungen, zum Erosions- und Ablagerungsgebiet der rein aus kalkalpinen Komponenten zusammengesetzten Brekzien und Sandsteinen der Branderfleckschichten geworden war.



Abb. 29: Kohlige Pflanzenhäcksel aus Sandstein der Losensteiner Schichten (Stiedelsbachgraben bei Losenstein); Foto: Michael Moser



Abb. 30: Quarzreiches Konglomerat mit grobsandiger Matrix und gelben Dolomitgeröllen (Stiedelsbachgraben, Losenstein); Foto: Michael Moser



Abb. 31: Rotes Jaspis-Geröll in siltigem Mergel der Losensteiner Schichten (Stiedelsbachgraben bei Losenstein); Foto: Michael Moser



Abb.32: Rotes Quarzporphyr-Geröll aus den Konglomeraten der Losensteiner Schichten (Stiedelsbachgraben, Losenstein); Foto: Michael Moser



Abb. 33: *Leymeriella tardefurcata* D'ORBIGNY aus den Tannheimer Schichten (Mittelkreide), Hölleitenbach-Lehneralm bei Großraming (OÖ); Fund: Hubert Putz, Foto: Michael Moser

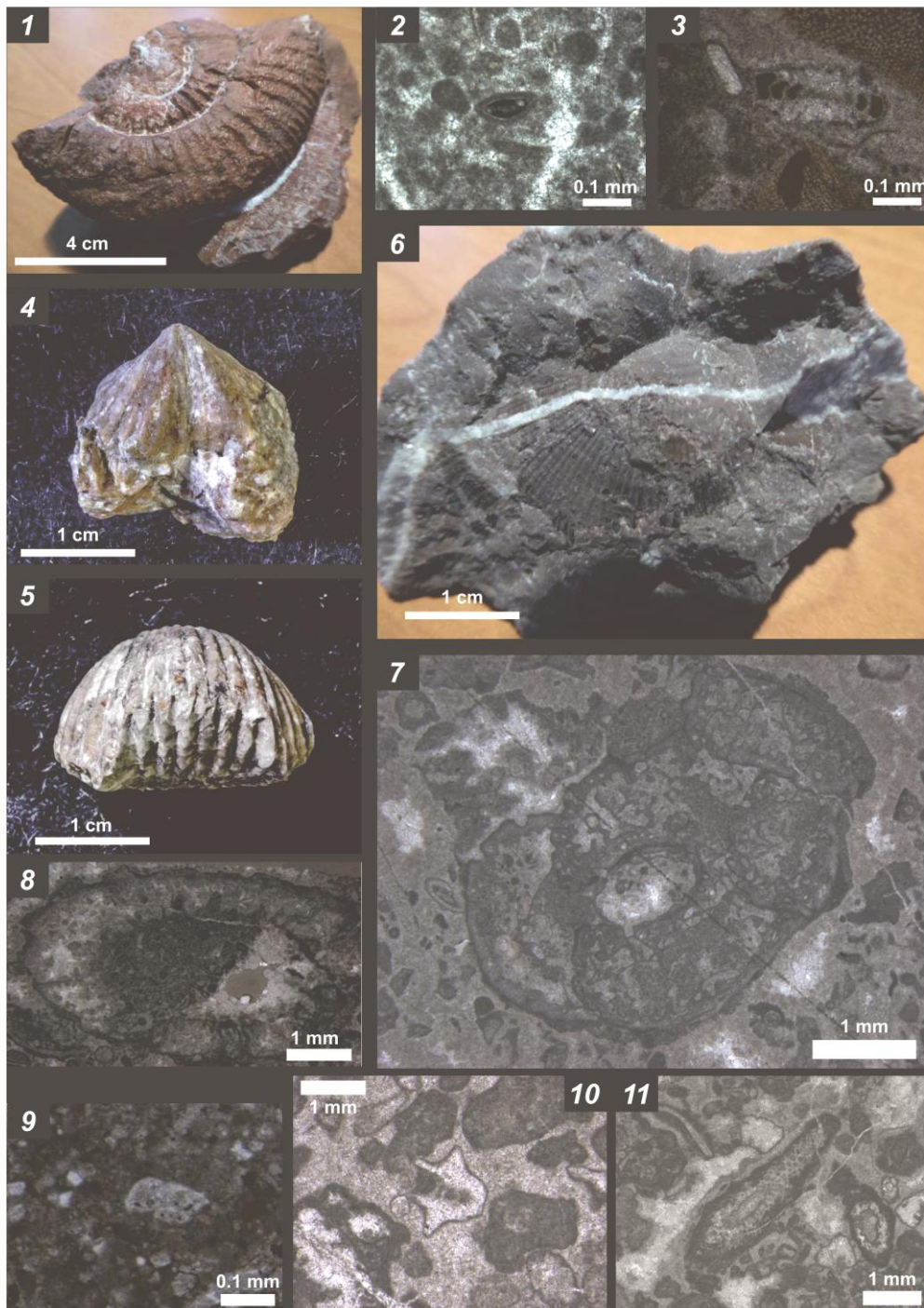


Abb. 34

- 1: *Kutekiceras pseudocolubrinum* (KILIAN, 1895) aus dem Kronsteiner-Steinbruch, 1.Pechgraben-Enge, Auffahrt in den Steinbruch (det. H.Putz, Vöcklabruck);
- 2: *Ophthalmidium marginatum* (WISNOWSKI), Hirschwaldstein (det. Á.Görög, Budapest);
- 3: *Involutina liassica* JONES, Pröllerwand (det. F.Schlagintweit, München);
- 4: *Dispiriferina segregata* (DI STEFANO, 1886), Mollner Hütte (det. M.Siblík, Prag);
- 5: *Pseudogibbirhynchia sordellii* (PARONA, 1880), Mollner Hütte (det. M.SIBLÍK, Prag);
- 6: *Halobia vixaurita* KITTL, Gaisberg-Dürres Eck (det. L.Krystyn, Wien);
- 7: *Solenolmia manon manon* MÜNSTER, Gaisberg-Pfaffenboden (det. B. Senowbari-Daryan, Erlangen);
- 8: *Teutloporella herculea* (STOPPANI) PIA, Gaisberg-Gradau (det. O.Piros, Budapest);
- 9: *Rotalipora cf. cushmani* (MORROW), Altpernstein-Pernsteingraben (det. F.Schlagintweit, München);
- 10: *Clypeina besici* PANTIĆ, Gaisberg-Pfaffenboden (det. O.Piros, Budapest);
- 11: *Poikiloporella duplicata* PIA, Gaisberg-Pfaffenboden (det. O.Piros, Budapest);

Literatur:

- ARTHOFER, P.: Die Mineralführung der Triaskalke im Bereich Gaisberg – Dürres Eck bei Molln im Steyrtal, Oberösterreich. – OÖ Geonachrichten, Jg. 10, Linz 1995
- BAUER, F.: Der Kalkalpenbau im Bereiche des Krems- und Steyrtales in Oberösterreich. – In: Skizzen zum Antlitz der Erde: Geologische Arbeiten, herausgegeben aus Anlass des 70. Geburtstages von Prof. Dr. L.Kober, Universität Wien, S.107 – 130, Wien 1953
- BRAUNSTINGL, R.: Geologie der Flyschzone und der Kalkalpen zwischen Enns- und Steyrtal (Oberösterreich). – Diss.Naturwiss.Fak.Univ.Salzburg, 162 S., 55 Abb., 1 Geol.Kt. 1:25.000, Salzburg 1986
- EBLI, O.: Sedimentation und Biofazies an passiven Kontinentalrändern: Lias und Dogger des Mittelabschnittes der Nördlichen Kalkalpen und des frühen Atlantik (DSDP site 547B, offshore Marokko). – Münchner geowiss. Abh., Jg. 32, S.1 – 255, München 1997
- EHRENDORFER, Th.: Zur Geologie der Weyerer Bögen im Gebiet von Großraming an der Enns (O.Ö.). – Diss.Univ.Wien, 84 S., Wien 1987
- FREH, W.: Der Eisenbergbau im Lande ob der Enns. – Oberösterr. Heimatblätter, Jg. 3, S.193 – 205, Linz 1949
- HOLNSTEINER, R.: Zur Geologie der Weyerer Bögen zwischen Brunnbach und Pleißbach, südlich von Großraming im Ennstal (OÖ). – Unveröff.Dipl.Arb. Formal- und Naturwiss.Fak.Univ.Wien, 158 S., Wien 1990
- HOLZER, H.-L.: Stratigrafie und Lithologie der Jura-Kreide-Folge im nördlichsten Pechgraben-Steinbruch (OÖ). – Mitt.naturwiss.Ver.Steiermark, Jg. 98, S.47-57, Graz 1968
- JANDA, Chr.: Geologisch-fazielle Untersuchungen in der Lunz - Decke südwestlich von Weyer (Oberösterreich). – Dipl.-Arb. Formal- und Naturwiss.Fak.Univ. Wien, 99 S., 18 Abb., 10 Taf., 1 Beil., Wien 2000
- JENKYNS, H.C. : Pelagic „Oolites“ from the tethyan jurassic. – The Journal of Geology, vol. 80/1, p.21 – 33, Chicago 1972
- KRYSTYN, L.: Die Oberbajocium- und Bathonium-Ammoniten der Klaus-Schichten des Steinbruches Neumühle bei Wien (Österreich). – Ann.Naturhist.Mus.Wien, Jg. 76, S.195 – 310, Wien 1972
- LUKENEDER, A.: Zur Unterkreide Stratigrafie der Schrambachschichten auf Blatt 69 Großraming. – Jb.Geol.B.-A., Jg. 140, H.3, 370 – 372, Wien 1997
- LUKENEDER, A.: Stratigrafische Erkenntnisse aus einem neuen Vorkommen von Unterkreide-Ammonoiten in der Losensteiner Mulde (Ternberger Decke, Nördliche Kalkalpen). – Jb.Geol.B.-A., Jg. 144, H.2, S.173 – 189, 6 Abb., 4 Taf., Wien 2004
- LUKENEDER, A. & REHÁKOVÁ, D.: Lower Cretaceous section of the Ternberg Nappe (Northern Calcareous Alps; Upper Austria): Facies changes, biostratigraphy and paleoecology. – Geologica Carpathica, vol. 55/3, p.227-237, Bratislava 2004
- MOSER, M.: Bericht 2014 über geologische Aufnahmen des Hirschwaldstein-Zuges der Ternberger Decke zwischen Micheldorf und Molln auf Blatt 4201 Kirchdorf an der Krems. – Jb.Geol.B.-A., Jg. 154, S.354 – 357, Wien 2014
- MOSER, M., ELSTER, D., LUKENEDER, A., REHAKOVA, D., ČORIĆ, St.: Bericht 2015 über die geologische Kartierung von Kleinem und Großem Landsberg, Schauderzinken, Rabenstein, Sonnkogel, Krautige Eben, Rinnerkogel und Plachwitz auf Blatt NL 33-02-01 Kirchdorf an der Krems. – Jb.Geol.B.-A., Jg.156, S.326 -335, Wien 2016
- MOSER, M.: 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. – Jb.Geol.B.-A., Jg. 157, S.412-423, Wien 2017
- MOSER, M. & MOSHAMMER, B. & GÖRÖG, Á.: Reitbauernmauer - Formation: Biostratigrafische und lithostratigrafische Neudefinition des „Mikritoidkalkes“ im Bajuvarischen Deckensystem (Nieder- und Oberösterreich). – Jb.Geol.B.-A., Jg. 157, S.173 – 194, 3 Abb., 5 Taf., Wien 2017
- ROSENBERG, G.: Die zweite Pechgraben-Enge bei Weyer (O.-Ö.). – Verh.Geol.B.-A., Jg. 1964, S.187 – 195, Wien 1964
- ROSENBERG, G.: Rand-Kalkalpines aus den Weyerer Bögen. – Verh.Geol.B.-A., H. 1965, S. 2 – 8, Wien 1965
- TRAUTH, F.: Über die Stellung der „penninischen Klippenzone“ und die Entwicklung des Jura in den niederösterreichischen Voralpen. – Mitt.Geol.Ges., Jg. 14, H.2, 160 S., 4 Taf., Wien 1922

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Oberösterreichische GEO-Nachrichten. Beiträge zur Geologie, Mineralogie und Paläontologie von Oberösterreich](#)

Jahr/Year: 2019

Band/Volume: [34](#)

Autor(en)/Author(s): Moser Michael

Artikel/Article: [Zur Geologie der oberösterreichischen Kalkvoralpen zwischen Kremstal und Ennstal, Oberösterreich 46-70](#)