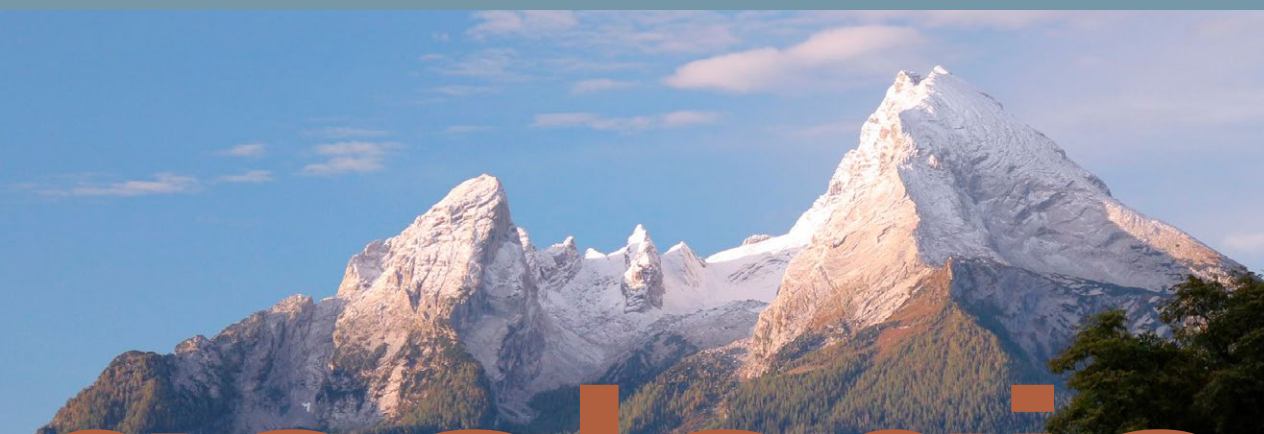




**Lithostratigraphie
der Nördlichen Kalkalpen
bayerischer Anteil:
Perm und Trias**



geologie



Lithostratigraphie der Nördlichen Kalkalpen bayerischer Anteil: Perm und Trias

Bearbeitung:
Thomas Hornung,
Ulrich Teipel

194 Seiten, 110 Abbildungen, Augsburg 2023

UmweltSpezial
Geologica Bavarica 126

Impressum

Lithostratigraphie der Nördlichen Kalkalpen, bayerischer Anteil: Perm und Trias

Herausgeber:

Bayerisches Landesamt für Umwelt (LfU)
Bürgermeister-Ulrich-Straße 160
86179 Augsburg
Tel.: 0821 9071-0
Fax.: 0821 9071-5556
E-Mail: poststelle@lfu.bayern.de
Internet: www.lfu.bayern.de

Text und Konzept:

Dr. Thomas Hornung, GWU Geologie-Wasser-Umwelt GmbH, Bayerhammerstraße 57, A-5020 Salzburg
Dr. Ulrich Teipel, LfU

Redaktion:

LfU, Dr. Ulrich Teipel & Stefan Schaefer

Bildnachweis:

LfU, Dr. Ulrich Teipel: Abb. 1, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 14, 17, 18, 19, 20, 23, 24, 25, 28, 29, 31, 32, 33, 34, 35, 40, 41, 43, 44, 46, 47, 48, 50, 51, 52, 53, 54, 55, 58, 59, 60, 61, 62, 63, 69, 70, 77, 78, 79, 81, 82, 85, 87, 88, 89, 90, 91, 93, 95, 96, 98

LfU, Urheber Dr. Thomas Hornung, GWU: Abb. 2, 3, 4, 15, 16, 21, 22, 26, 27, 30, 36, 37, 38, 39, 42, 45, 49, 56, 57, 64, 65, 66, 67, 68, 71, 72, 73, 74, 75, 76, 80, 83, 84, 86, 92, 94, 97, 99, 100, 101, 102, 103, 104, 105, 106, 107, 108, 109, 110

LfU, Dieter Plass: Abb. 11, 12, 13

Titelbild:

Der 2.713 m hohe Watzmann und sein „Zwilling“, der 2.307 m hohe Kleine Watzmann formen die wohl markantesten und bekanntesten Berggestalten der Nördlichen Kalkalpen. Die Gipfelkette bauen nordostfallende, obertriassische Dachsteinkalke der tirolischen Staufen-Höllengebirge-Decke auf, deren Schichtköpfe in den Watzmannkindern über dem gleichnamigen Kar deutlich hervortreten. (Aufnahmepunkt Maria Gern, Foto: LfU, Urheber Dr. Thomas Hornung).

Stand:

Oktober 2023

Die Publikation ist urheberrechtlich geschützt. Die publizistische Verwertung der Veröffentlichung – auch von Teilen – wird jedoch ausdrücklich begrüßt. Bitte nehmen Sie Kontakt mit dem Herausgeber auf, der Sie – wenn möglich – mit digitalen Daten der Inhalte und bei der Beschaffung der Wiedergaberechte unterstützt.

Diese Publikation wurde mit großer Sorgfalt zusammengestellt. Eine Gewähr für die Richtigkeit und Vollständigkeit kann dennoch nicht übernommen werden. Für die Inhalte fremder Internetangebote sind wir nicht verantwortlich.



BAYERN | DIREKT ist Ihr direkter Draht zur Bayerischen Staatsregierung.
Unter Tel. 089 122220 oder per E-Mail unter direkt@bayern.de erhalten Sie Informationsmaterial und Broschüren, Auskunft zu aktuellen Themen und Internetquellen sowie Hinweise zu Behörden, zuständigen Stellen und Ansprechpartnern bei der Bayerischen Staatsregierung.

Inhaltsverzeichnis

Kurzfassung	4
Abstract	4
1 Einleitung	5
2 Lithostratigraphie	8
2.1 Haselgebirge	8
2.2 Alpiner Buntsandstein	16
2.3 Werfen-Formation	20
2.4 Reichenhall-Formation	24
2.5 Gutenstein-Formation	30
2.6 Virgloria-Formation	35
2.7 Steinalm-Formation	39
2.8 Reifling-Formation	44
2.9 Partnach-Formation	49
2.10 Wetterstein-Formation	56
2.11 Ramsaudolomit	62
2.12 (Nordalpine) Raibl-Formation	67
2.13 Hauptdolomit	81
2.13.1 Seefeld-Subformation	92
2.13.2 Ziegspitz-Subformation	96
2.14 Plattenkalk	98
2.15 Karnisch-norischer Dolomit	104
2.16 Dachsteinkalk und -dolomit	108
2.17 Kössen-Formation	117
2.18 Oberrhätkalk	128
2.19 Kendlbach-Formation	134
2.20 Hallstatt-Subgruppe	138
2.20.1 Hallstattdolomit	146
2.20.2 Schreyeralmkalk und Schreyeralmdolomit	148
2.20.3 Grauvioletter Bankkalk	150
2.20.4 Bunter Massenkalk	152
2.20.5 Liegendrotkalk	154
2.20.6 Liegendgraukalk	156
2.20.7 Hangendrotkalk	158
2.20.8 Hangendgraukalk	159
2.21 Pötschen-Schichten	161
2.22 Pedata-Schichten	165
2.23 Zlambach-Formation	167
3 Literaturverzeichnis	171

Kurzfassung

Schlüsselwörter: Lithostratigraphie, Formation, Nördliche Kalkalpen, Alpen, Perm, Trias

Im bayerischen Anteil der Nördlichen Kalkalpen sind die Gesteinsabfolgen der Trias flächenmäßig am weitesten verbreitet. Insgesamt 24 lithostratigraphische Einheiten aus Oberperm und Trias, die aus dem Ablagerungsraum des Alpen Schelfs am südlichen, passiven Kontinentalrand Laurasias stammen und die prä-Rift-Entwicklung in Bezug auf die Öffnung des Penninischen Ozeans repräsentieren, werden detailliert beschrieben.

Abstract

Keywords: Lithostratigraphy, Formation, Northern Calcareous Alps, Permian, Triassic

The Bavarian part of the Northern Calcareous Alps is dominated by Triassic successions. A total of 24 lithostratigraphic units from the Upper Permian (Lopingian) and the Triassic, deposited on the Alpine shelf at the southern passive margin of Laurasia, representing the pre-rift development in relation to the opening of the Penninic Ocean are described in detail.

1 Einleitung

Während Oberperm und Trias lag der Ablagerungsraum der heute im bayerischen Alpenanteil erschlossenen geologischen Einheiten am südlichen bis südöstlichen, passiven Kontinentalrand Laurasias (nördlicher Teil von Pangäa) (Abb. 1). Die überwiegend karbonatischen Sedimente wurden auf dem Schelf Laurasias (Alpiner Schelf) und teilweise am Schelfhang abgelagert. Nach Süden bis Südosten schlossen sich das Meliata-*back arc*-Becken und der Paläotethys-Ozean an. Der dem Festland mit dem Germanischen Faziesraum am nächsten liegende Innen- oder Flachschiefbereich wird als Bajuvarischer Faziesraum bezeichnet; südlich davon schloss sich der Tirolische Faziesraum an. Der tiefermarine Außen- oder Tiefschelfbereich des Juvavischen Faziesraumes vermittelte zur pelagisch-ozeanischen Tethys (Abb. 2).

Mit dem Zerfall Pangäas und der Öffnung des Penninischen Ozeans ab dem Unterjura wurde dieser kalkalpine Ablagerungsraum von Laurasia abgetrennt und Teil der Ostalpinen Mikroplatte. Im Zuge der ab dem Mitteljura einsetzenden Einengung wurden Gesteinsabfolgen aus dem Bereich des Meliata-*back arc*-Beckens sowie des angrenzenden äußeren Alpiner Schelfs und des Schelfhangs auf die Ostalpine Mikroplatte überschoben. An den Fronten dieser Decken (Juvavikum: Hallstatt-, Meliata-Decke) kam es zur Bildung von Gleitschollen; Reste der Hallstatt-Decke sind heute in den Berchtesgadener Alpen nur in Form von Großschollen und Olistolithen erhalten (Mandl 2000; Frisch & Gawlick 2003). Im weiteren Verlauf der Gebirgsbildung kam es ab dem Oberjura zu weiteren Einengungen mit Deckenüberschiebungen, die zunächst zur Bildung der Deckensysteme des Juvavikums (distal, dem Neotethys-Ozean zugewandt) und des Tirolikums (distal, Ostalpiner Schelf) führten; ab der Unterkreide bildete sich das Deckensystem des Bajuvarikums (proximal, Ostalpiner Schelf, Kontinent zugewandt).

Die tektonische Gliederung des Oberostalpins beruht bislang im Wesentlichen auf der von Tollmann (1976b) zusammengefassten Deckengliederung. In den bayerischen Alpen wird das Bajuvarikum demnach in Kalkalpine Randschuppe, Allgäu- und Lechtal-Decke, das Tirolikum in Inntal- und Staufener-Höllengebirge-Decke gegliedert. Jüngere, lithologisch-fazielle und tektonostratigraphische Untersuchungen jedoch zeigen, dass im Oberostalpin westlich des Inns große Teile der Lechtal-Decke mit der Inntal-Decke zusammengefasst werden können (Ortner & Bitterlich 2016; Mandl et al. 2017). Im Zuge der Redefinition der bajuvarischen und tirolischen Decken wird die obere Decke aus der früheren Inntal- und Teilen der Lechtal-Decke als Karwendel-Decke (Tirolikum) und die untere Decke aus der früheren Allgäu- und Teilen der Lechtal-Decke als Tannheim-Decke (Bajuvarikum) bezeichnet (Kilian & Ortner 2019). Im Folgenden werden jeweils die Bezeichnungen beider Gliederungen verwendet: Allgäu- und Lechtal-Decke *sensu* Tollmann (1976b) sowie Tannheim- und Karwendel-Decke *sensu* Kilian & Ortner (2019).

Dem Juvavikum werden im bayerischen Alpenanteil die Berchtesgaden-Decke sowie der Göll-Lammer-Deckenkomplex zugerechnet (Mandl et al. 2017); beide leiten faziell zum Tirolikum über. Teile des Juvavikums wurden in der Unterkreide erneut mobilisiert mit einer Platznahme als Gleitdecken oder Schollen auf Tirolikum (Hallstatt-Mélange oder Hallstätter Gleitschollen).

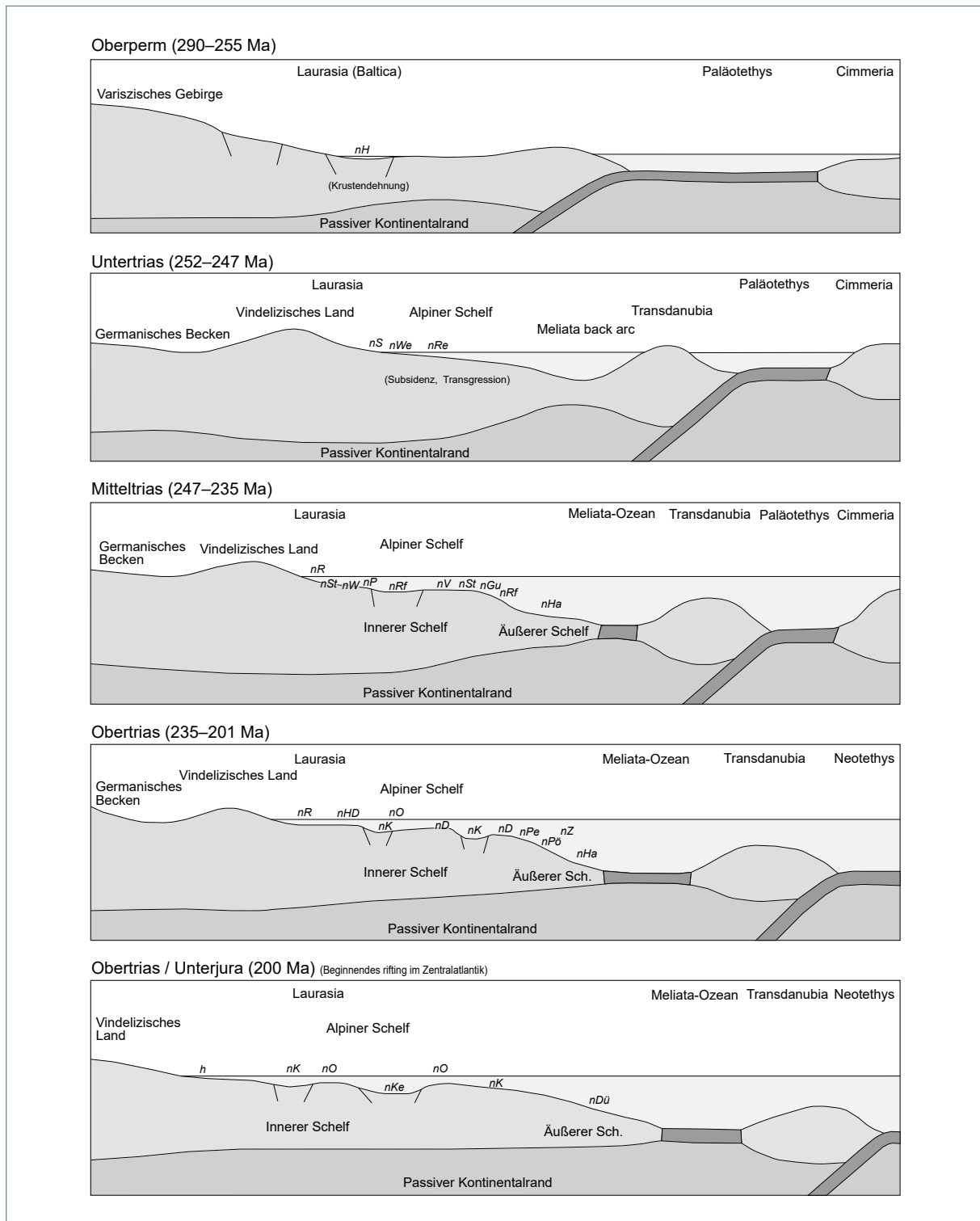


Abb. 1: Schematische Darstellung der paläogeographischen Entwicklung im bayerischen Alpenanteil sowie dessen Rahmen vom Oberperm bis zur Trias/Jura-Grenze (Teipel & Hornung 2022). Abkürzungen für die dargestellten geologischen Einheiten (Generallegende der Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000): nD: Dachsteinkalk und -dolomit; nGu: Gutenstein-Formation; nH: Haselgebirge; nHa: Hallstatt-Subgruppe; nHD: Hauptdolomit; nK: Kössen-Formation; nKe: Kendlbach-Formation; nO: Oberrhätalk; nP: Partnach-Formation; nPe: Pedata-Schichten; nPK: Plattenkalk; nPö: Pötschen-Schichten; nR: Nordalpine Raibl-Formation; nRe: Reichenhall-Formation; nRf: Reifling-Formation; nS: Alpiner Buntsandstein; nSt: Steinalm-Formation; nV: Virgloria-Formation; nW: Wetterstein-Formation; nWe: Werfen-Formation; nZ: Zlambach-Formation; h: Helvetikum.

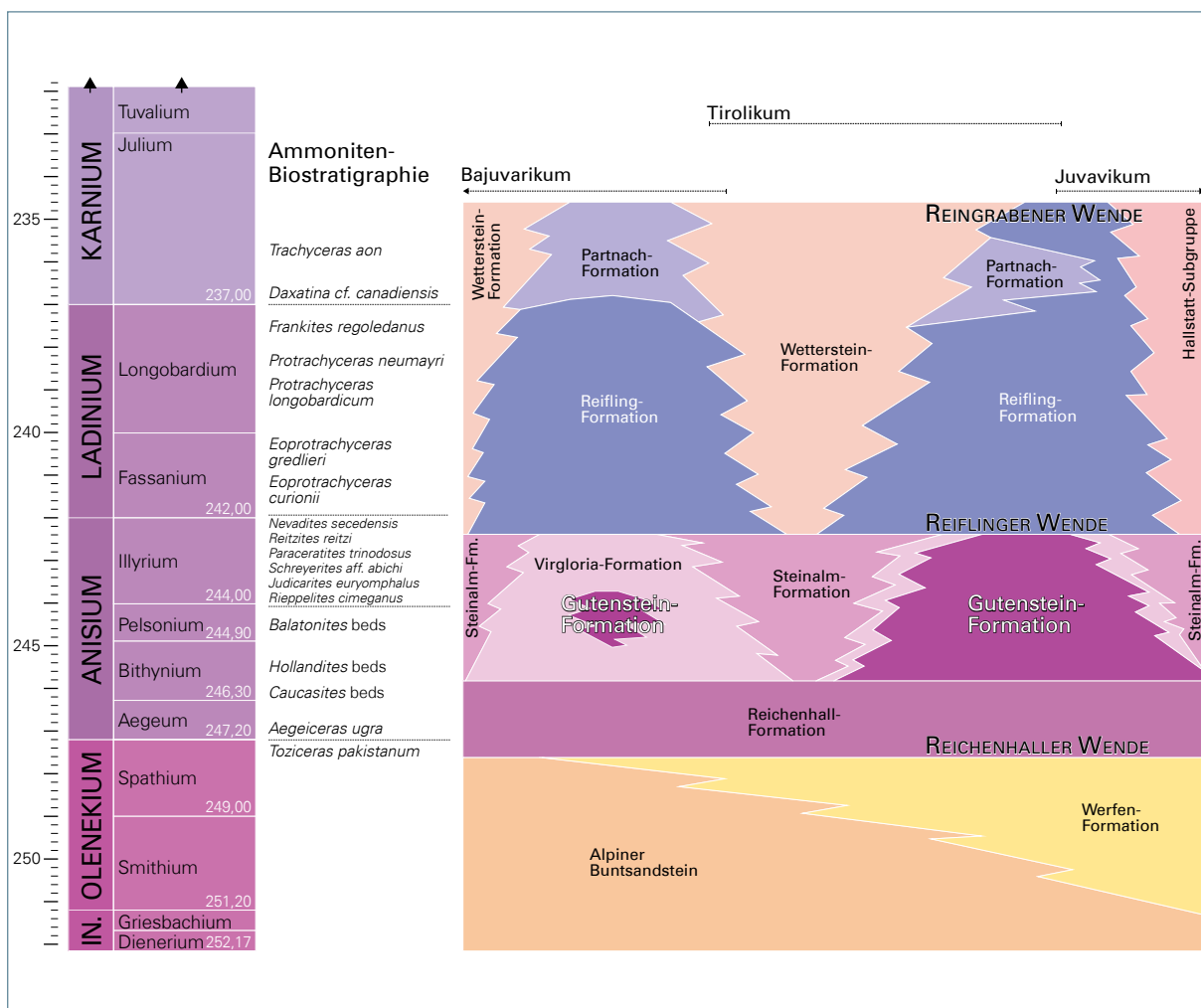


Abb. 2: Lithostratigraphische Übersicht über die Trias (Indusium bis unteres Karnium) der bayerischen Nördlichen Kalkalpen mit Zugehörigkeit der geologischen Einheiten zu Deckensystemen und einstigen Faziesräumen (Hornung & Teipel 2020).

2 Lithostratigraphie

Im Folgenden werden die im bayerischen Anteil der Nördlichen Kalkalpen vorkommenden, oberpermischen bis triassischen, lithostratigraphischen Einheiten im Rang einer Formation oder deren Äquivalent beschrieben.

2.1 Haselgebirge

Erstautoren: Buch (1802) (Erstbeschreibung)

Namensgebung: Benannt nach dem alten, bergmännischen Ausdruck „Haselgebirge“ für ein meist brecciirtes, lithologisches Gemenge von Steinsalz, Gips, Anhydrit und Ton. Diese Bezeichnung wurde als Bergmannsbegriff erstmals im Jahr 1598 in einem Visitationsakt des Haller Salzbergbaus erwähnt (siehe Spötl 1988b) und war bereits im 18. Jahrhundert bei Geologen in Gebrauch (Sterzinger 1757; Reuss 1798).

Synonyma und obsoleete Bezeichnungen: Alpine Haselgebirge-Formation (Spötl 1988b)

Lithologische Beschreibung: Beim fast ausschließlich untertägig aufgeschlossenen, Salz führenden Haselgebirge handelt es sich um ein Gemenge aus Ton- und Siltsteinen, untergeordnet Kalk-, Dolomitsteinen und Rauhwacken sowie Steinsalz (Halit), Anhydrit, Polyhalit und weiteren Evaporiten. Steinsalz und Anhydrit kommen sowohl als primäre, evaporitische Lagen und Komponenten, als auch als sekundäre, rekristallisierte oder diagenetische Bildungen vor (Kellerbauer 1996). Infolge von Salzdiapirismus und alpiner Gebirgsbildung liegt das Haselgebirge tektonisch zerwürgt und brecciirt vor.

Das im Raum Bad Reichenhall und Berchtesgaden oberflächlich aufgeschlossene, ausgelaugte Haselgebirge ist durch relativ weiche, tektonisch stark zerwürgte, gipshaltige, schwarzgraue, graugrüne, karminrote und grauviolette Tone und Tonmergel charakterisiert. In dieser Grundmasse schwimmen graue, grüngraue und rotgraue Kalk-, Dolomit-, Silt- und Sandstein-Komponenten (Risch 1993). Oberflächennah zeigt sich das ausgelaugte Haselgebirge meist als fetter, breiig-weicher, häufig grauviolett verwitternder, ungeschichteter, wasserstauer Residualton. Steinsalz-Vorkommen sind in der Regel metertief ausgelaugt, und Anhydrit ist durch Wasseraufnahme in weißlichgrauen bis rotgrauen Gips umgewandelt (Risch 1993). In die Schichtenfolge können als Anzeiger für terrigene Hintergrundsedimentation horizontweise Arkose-Schüttungen und inkohlte Pflanzenhäcksel eingeschaltet sein (Spötl 1988b).

Vor allem aus österreichischen Haselgebirge-Vorkommen werden auch Einschaltungen permischer Vulkanite beschrieben (z. B. Leitner et al. 2017). Das Haselgebirge tritt zudem oft als Gleitschollen, z. B. in der Roßfeld-Formation, auf (Kellerbauer 2011). Als tektonische Schuppen im Haselgebirge kommen triassische und jurassische Dolomit- sowie Kalksteine vor (Kellerbauer 1996).

Aufgrund seiner Verwitterungsanfälligkeit neigt das ausgelaugte Haselgebirge zur Ausbildung von oberflächennahen und teilweise tiefgründigen Hangbewegungen (z. B. Höllgraben bei Mitterbach, „Kalter Keller“ in Berchtesgaden, siehe auch Hornung 2022).

Untergeordnete Einheiten: –

Liegendgrenze: Einsetzen der charakteristischen, meist grünlichen und rötlichen Mélange aus Ton, Ton-, Silt- und Sandsteinen mit Gips, Anhydrit oder Steinsalz.

Die Liegendgrenze des Haselgebirges ist in den Berchtesgadener Alpen tektonisch aufgrund von Salzdiapirismus und Gleitschollentektonik abgeschnitten (Plöchinger 1984, 2006). Das Haselgebirge wird hier von meist jurassisch-kretazischen Einheiten des Tirolikums unterlagert (Kellerbauer 1996).

Die in der stratigraphischen Abfolge im Liegenden zu erwartenden Einheiten wurden im Zuge von nordgerichteten Deckenüberschiebungen abgeschert und disloziert; sie kommen in den bayerischen Alpen nicht vor. Als ehemals unterlagernde Einheiten werden die Präbichl- und die Mitterberg-Formation vermutet (siehe Piller et al. 2004).

Hangendgrenze: Aufgrund von Salzdiapirismus und Gleitschollentektonik (Plöchinger 1984, 2006) ist auch die Hangendgrenze des Haselgebirges in den Berchtesgadener Alpen tektonisch überprägt und sedimentär nicht vorhanden.

In der stratigraphischen Abfolge folgt über dem Haselgebirge die terrigen geprägte Untere Werfen-Formation (z. B. im Mitterberger Becken, Salzburg, Österreich; Mostler 1972b).

Mächtigkeit: Für übertägig anstehendes, ausgelaugtes Haselgebirge werden 30–100 m in der Umgebung von Berchtesgaden angegeben (Risch 1993; Kellerbauer 2011). Eine primäre, sedimentäre Mächtigkeit kann aufgrund von Salzdiapirismus und leichter plastischer Verformbarkeit der Schichtenfolge nicht mehr angegeben werden.

Als maximale Mächtigkeit werden für die Hallein–Berchtesgadener Salinarmulde im Muldenzentrum wenigstens 1.000 m Haselgebirge angenommen; das Vorkommen ist etwa 1.500 m breit (Kellerbauer 2011). Auch im Reichenhaller Becken ist eine Mächtigkeit von mehr als 1.000 m anzunehmen; die Untergrenze des Salinarlagers wurde durch entsprechende Forschungsbohrungen nicht erreicht, dürfte aber bis auf etwa 1.000 m u. NHN herunterreichen (Zankl & Risch 2011).

Chronostratigraphische Einstufung: Oberperm; Lopingium

Biostratigraphie: Pollenfunde im Bellerophon-Niveau zeigen für das Haselgebirge ein gesichert oberpermisches Alter an (Klaus 1963, 1965).

Chemostratigraphie: Schwefelisotopie (Spötl 1988b)

Typusregion: Umgebung des Hallstätter Salzbergs, Salzkammergut (Oberösterreich)

Typusprofil: Hallstätter Salzberg, Hallstatt (Oberösterreich) (Kühn 1962; Spötl 1988b)

Vorkommen in den bayerischen Alpen: Untertägig mit Salzföhrung im Salzbergwerk Berchtesgaden (Abb. 3 & 4) sowie in der „Alten Saline“ Bad Reichenhall. Abrisskante am Höllgraben, SE Mitterbach (GK25 8344 Berchtesgaden Ost, Abb. 6–10); aufgelassener Gipsbruch N Bayrisch Gmain (GK25 8243 Bad Reichenhall; Egger 2017; Abb. 5); Graben SW Schneizlreuth am Weg zum Haidhof (GK25 8342 Schneizlreuth, Froh 2010); Wimbachtal-Ausgang ESE Ramsau (GK25 8343 Berchtesgaden West, Risch 1993); Umgebung der Klingeralm und Grünsteinhütte W Königssee (GK25 8443 Königssee, Hornung 2021b); am Fahrweg zur Gotzentalm S Büchsenkopf (GK25 8444 Hoher Göll, Hornung 2021c).

Zu den bekanntesten, österreichischen Vorkommen und Salzbergbaugebieten gehören: Hallstatt, Hallein, Bad Ischl und Hall in Tirol.

Fazies, Paläogeographie: flachmarin, kontinental, sub- bis supratidal, evaporitisch

Die Sedimentabfolge wurde am südöstlichen Kontinentalrand von Laurasia im Bereich eines kontinentalen Rift-Systems, durch wiederholte Ingressionen aus der Tethys, abgelagert. Die Sedimentation erfolgte unter ariden Bedingungen in subtidalen bis subaerischen Ablagerungsräumen (Spötl 1988b). In Sabkha-Ebenen und Salzpflanzen bildeten sich Salze sowie sulfatische Ablagerungen. Umgeben war dieser Bereich von alluvialen Schwemmfächern, über die aus kontinentalen Bereichen des Hinterlandes (Alpiner Verrucano, Präbichl-Formation) tonig-siltiges Material und Feldspat führende Sande fluvial eingeschwemmt wurden (Spötl 1988b).

Im Verlauf der späteren Entwicklung im Bereich des obertriassischen Alpenen Außenschelfs wurden die Evaporite zu Salzdiapiren verformt (Plöschinger 1984).

Fossilien: Fossilien sind extrem selten. Sporenanalysen zeigen eine oberpermische Flora des Bellerophon-Niveaus der Südalpen an (Klaus 1963, 1965). Moosleitner (2019) erwähnt eine turrillide Schnecke in einem Anhydrit-Lager des ehemaligen Gipsabbaus in Abtenau (Salzburg, Österreich).

Wirtschaftliche Bedeutung: Salzgewinnung, Abbaue in Berchtesgaden und Bad Reichenhall (Bayern) sowie Dürrnberg, Hallein, Hall in Tirol und andere (Österreich). Erste urkundliche Erwähnung über Salzabbau bei Berchtesgaden 1194 (weitere historische Angaben in Kellerbauer 1996).

Verbreitung: Alpen; Berchtesgadener Alpen

Nördliche Kalkalpen; Tirolikum: Hallstatt-Mélange (Juvavikum)

Zeitgleiche lithostratigraphische Einheiten:

Ostalpin: Präbichl-Formation, Krisbergsschichten, Silberberg-Formation, Alpiner Verrucano, Mitterberg-Formation (Mitterberger Schichten), Bellerophon-Schichten, oberste Gröden-Formation (Spötl 1988b; Piller et al. 2004)

Südalpin: Bellerophon-Schichten, Gröden-Formation

Germanischer Faziesraum: unter anderem Werra-, Staßfurt-, Leine-, Fulda-Formation; Lindau-Formation (siehe Deutsche Stratigraphische Kommission 2016)



Abb. 3: Brecciirtes Haselgebirge mit schwarzen Tonstein-Klasten sowie rotem und weißem Steinsalz (Salzbergwerk Berchtesgaden)



Abb. 4: Verfalteter, feingebänderter Wechsel aus weißem Steinsalz und schwarzgrauem Ton, Haselgebirge (Salzbergwerk Berchtesgaden)



Abb. 5: Graue, graugrüne und braunrote, gipsführende Ton-Siltstein-Breccie, Haselgebirge (N Bayrisch Gmain, aufgelassener Gipsbruch Leopoldstal)



Abb. 6: Beigeweißer, feingebänderter Gips, Haselgebirge (Höllgraben, SE Mitterbach)



Abb. 7: Beigeweiß-
orangeocker gebänderter Gips,
Haselgebirge
(Höllgraben, SE Mitterbach)



Abb. 8: Hellgrüngrauer Feinsandstein mit vereinzelt, weißgrauen Tonstein-Komponenten, Haselgebirge (Höllgraben, SE Mitterbach)



Abb. 9: Dunkelgrauer, gebänderter, schwach plastischer Ton-Schluff, stellenweise Gips-führend, verwittertes Haselgebirge (Höllgraben, SE Mitterbach)



Abb. 10: Abrisskante mit roten, hellgrauen und grüngrauen Sand- und Siltsteinen, Haselgebirge (Höllgraben, SE Mitterbach)

2.2 Alpiner Buntsandstein

Erstautoren: Gümbel (1861) (Erstbeschreibung)

Namensgebung: Benannt nach dem lithologisch ähnlich ausgebildeten germanischen Buntsandstein (Gümbel 1861), ergänzt um den Verweis auf die regionale Verbreitung in den Alpen (Tollmann 1976a).

Synonyma und obsoleete Bezeichnungen: Buntsandstein der Alpen (Gümbel 1858, 1861)

Lithologische Beschreibung: Der Alpine Buntsandstein besteht aus roten, rotgrauen, grüngrauen, seltener grauweißen, dünn- bis mittelbankigen, fein- bis mittelkörnigen Quarzsandsteinen (Doben 1991; Zacher & Teipel in Bayerisches Landesamt für Umwelt, in Vorb.) (Abb. 11–13). Die in der Regel gut sortierten Quarzsandsteine haben ein eisenschüssiges (Hämatit, Limonit), oft auch kieseliges Bindemittel. Die gut gerundeten Quarzkörner verzahnen teilweise ohne scharfe Korngrenzen. Neben Quarz kommen untergeordnet Feldspäte und, schwerpunktmäßig auf Schichtflächen, Hellglimmer vor; Akzessorien sind Chlorit, Turmalin, Zirkon, Titanit, Erze und Karbonate sowie Gesteinsbruchstücke (Bauberger 1963). Lokal treten dunkelrote und grüne Tongallen auf. Die meist gute Bankung wird durch dünne, glimmerhaltige Tonfugen hervorgerufen. Kreuzschichtungsgefüge, Rippelgefüge sowie Füllungen von Wurmbauten können lokal beobachtet werden (Doben 1991).

In weiter südlich gelegenen Vorkommen (Tirol, Salzburg, Kärnten) lässt sich der Alpine Buntsandstein aufgrund mächtigerer Vorkommen in einen unteren und einen oberen Abschnitt gliedern (Stingl 1984; Krainer 1987): Der Untere Alpine Buntsandstein ist geprägt von überwiegend roten, schräg- oder horizontalgeschichteten Quarzsandsteinen, abschnittsweise im Wechsel mit roten Tonsteinen. Der Obere Alpine Buntsandstein setzt scharf mit grauweißen Konglomeraten oder Grobsandsteinen ein, darüber folgen meist hellgraue und grau-grüne, teils rote, schräggeschichtete Quarzsandsteine. Gelegentlich kommen Gips oder Magnesit vor (Stingl 1984). An Vererzungen sind neben Hämatit auch Siderit, Kupferkies, Fahlerz und oft fein verteilter Pyrit bekannt. Bereichsweise gibt es lokale Uran-Thorium-Anreicherungen in Form von Pechblende (siehe Tollmann 1976a).

Untergeordnete Einheiten: In südlicher gelegenen Vorkommen (Österreich) lässt sich der Alpine Buntsandstein in zwei Megasequenzen oder Megazyklen gliedern (Stingl 1984; Krainer 1985, 1987):

- Unterer Alpiner Buntsandstein: fluviatil bis litoral/tidal, mit basalen Grobschüttungen, *fining-upwards*, Regression,
- Oberer Alpiner Buntsandstein: fluviatil bis tidal, mit basalen Grobschüttungen, *fining-upwards*.

Liegendgrenze: Einsetzen der charakteristischen, meist roten Sandsteine über Alpinem Verrucano, der Präbichl-Formation oder der südalpinen Gröden-Formation.

Im bayerischen Anteil der Nördlichen Kalkalpen tektonisch; hier ist bisher kein Aufschluss bekannt, der die Liegendgrenze des Alpiner Buntsandsteins erschließt.

Hangendgrenze: Stellenweise Einsetzen von wenige Meter mächtigen, gelbfleckigen Dolomitsteinen und dunkelgrauen, teilweise bituminösen Kalksteinen der Reichenhall-Formation (Doben 1991; Zacher & Teipel in Bayerisches Landesamt für Umwelt, in Vorb.), meist jedoch tektonisch überprägt.

In weiter südlich gelegenen Vorkommen transgrediert die ebenfalls siliziklastisch geprägte Werfen-Formation auf den Alpenen Buntsandstein (Stingl 1984; Krainer 1987).

Mächtigkeit: meist bis 30–40 m, z. B. am Iseler und SW Roßkopf (Zacher & Teipel in Bayerisches Landesamt für Umwelt, in Vorb.) sowie am Kreuzbergköpfl (Stephan & Hesse 1966)

Maximale Mächtigkeit in bayerischen Vorkommen: 50–60 m, tektonisch begrenzt, am Iseler, E Bad Hindelang (Zacher 2014); am Südrand der Nördlichen Kalkalpen (Österreich) bis zu einige 100 m, (Tollmann 1976a); etwa 150 m im Eckersbach-Profil, Leogang (Salzburg) (Stingl 1984)

Chronostratigraphische Einstufung: Untertrias; Indusium bis Olenekium

Die Altersangabe stützt sich mangels verwendbarer Fossilfunde auf lithologische und sequenzstratigraphische Vergleiche mit der germanischen Buntsandstein-Gruppe (siehe Deutsche Stratigraphische Kommission 2016).

Typusregion: Typusregion ist das Hauptverbreitungsgebiet zwischen Schwaz und Ramsau am Dachstein, vor allem in der Umgebung von Werfen (Österreich).

Typusprofil: nicht beschrieben; wichtige Vorkommen: Eckersbach-Profil, N Leogang (Salzburg) (Stingl 1984); Drauzug, Gailtaler Alpen (Kärnten) (Krainer 1985, 1987)

Vorkommen in den bayerischen Alpen: Roßkopf, S Hinterstein (GK25 8528 Hinterstein, Zacher & Teipel in Bayerisches Landesamt für Umwelt, in Vorb.); Iseler Nordhang, E Bad Hindelang (GK25 8428 Hindelang, Zacher 2014; Abb. 11–13); am Geigerstein, E Lenggries (GK25 8335 Lenggries, Doben 1991); am Kreuzbergköpfl, E Tegernsee (GK25 8236 Tegernsee, Stephan & Hesse 1966)

Fazies, Paläogeographie: kontinental, fluviatil, bereichsweise tidal

Die Schüttungen des Alpenen Buntsandsteins erfolgten in weit verzweigten Flusssystemen und Küstenebenen mit einzelnen Rinnen, wofür Rippelmarken und Kreuzschichtungsgefüge des rot gefärbten (*red bed*)-Sandsteins sprechen. Zum Hangenden ist die Sedimentation zunehmend gezeitenbeeinflusst, so dass von einem ästuarartigen Umfeld oder einer Küstensabkha ausgegangen wird (Stingl 1984; Krainer 1987). Der Alpine Buntsandstein lässt sich anhand einer Meeresregression in zwei Megazyklen gliedern (Stingl 1984; Krainer 1985, 1987).

Fossilien: –

Wirtschaftliche Bedeutung: –

Verbreitung: Alpen; in Bayern vereinzelte Vorkommen von den Allgäuer Alpen im Westen bis zu den Berchtesgadener Alpen im Osten. Das Hauptverbreitungsgebiet liegt in Österreich zwischen Schwaz (Tirol) und Ramsau am Dachstein (Oberösterreich), Drauzug, Gailtaler Alpen

Nördliche Kalkalpen; Allgäu- oder Tannheim-Decke; Lechtal- oder Karwendel-Decke

Zeitgleiche lithostratigraphische Einheiten:

Ostalpin: Werfen-Formation (im Ostteil, Verzahnungsbereich liegt im Bereich des Unterinntals)

Südalpin: Werfen-Formation

Germanischer Faziesraum: Buntsandstein-Gruppe, Calvörde- bis Hardeggen-Formation, Grafenwöhr-Formation (siehe Deutsche Stratigraphische Kommission 2016)



Abb. 11: Geklüftete, mittel- bis dickbankige, rote Sandsteine, Alpiner Buntsandstein (Iseler-Nordhang, E Bad Hindelang)



Abb. 12: Blöcke aus roten Sandsteinen,
Alpiner Buntsandstein (Iseler-Nordhang, E Bad Hindelang)



Abb. 13: Roter und hellbeiger Mittelsandstein,
Alpiner Buntsandstein (Iseler-Nordhang, E Bad Hindelang)

2.3 Werfen-Formation

Erstautoren: Lill von Lilienbach (1830); Gümbel (1861) (Erstbeschreibungen)

Namensgebung: Benannt nach der Typusregion bei Werfen (Salzburg, Österreich) (Neri & Posenato 1985; Ruffer 1999)

Synonyma und obsolebe Bezeichnungen: Rothe Schiefer von Werfen (Lill von Lilienbach 1830); bunte Sandsteine (Pichler 1856); Werfener Schichten (Gümbel 1858; Tollmann 1976a; Risch 1993)

Lithologische Beschreibung: Bei der Werfen-Formation der Berchtesgadener Alpen handelt es sich um grüne bis graugrüne und rote, glimmerreiche Ton- und Tonmergelsteine sowie graue Kalksand-, Kalk- und Mergel(kalk)steine. Die Abfolge ist in zwei Abschnitte gliederbar:

Die Gesteine der **Unteren Werfen-Formation** sind gut gebankt, blättrig bis dünnbankig, selten mittelbankig und bestehen aus roten und grünen, Glimmer führenden, sandigen Tonmergelsteinen, Siltsteinen und mergeligen Sandsteinen (Risch 1993; Kellerbauer 2011) (Abb. 14 & 15). Die Glimmerplättchen liegen oft eingeregelt auf den Schichtflächen. Teilweise sind Rippelmarken und Kreuzschichtung neben gelegentlichen Muschelschalen und Echinodermaten-Fragmenten erkennbar. Lokal durchziehen zahlreiche, weiße und ockerfarbene, mit Calcit verheilte Klüfte das Gestein (Kellerbauer 2011). Der untere Abschnitt der Werfen-Formation geht ohne scharf ausgebildete Grenze in den oberen Abschnitt über.

Die **Obere Werfen-Formation** ist durch deutlich höhere Karbonatgehalte gekennzeichnet (Abb. 16). Sie besteht aus überwiegend gut gebankten, mittel- bis schwarzgrauen, seltener auch rot- oder violettgrauen, sandigen und Echinodermaten-reichen Kalksteinen (Risch 1993). Diese Abfolge kann lokal von dünnen Ton- und Siltsteinlagen unterbrochen werden.

Von weiter südöstlich gelegenen Vorkommen (Salzburg, Kärnten) werden bereichsweise Rippel-, Flaser- und *herringbone*-Schichtung, teils deutliche Bioturbation, Sturmlagen (Tempestite), Pflanzenreste sowie selten Trockenrisse und Gipsführung beschrieben; in den hangendsten Abschnitten können Dolomitmergelsteine auftreten (Stingl 1984; Krainer 1985).

Vor allem die Untere Werfen-Formation ist verwitterungsanfällig und verwittert aufgrund ihres hohen Mergelanteils zu tiefgründigen, braunen, oft wasserstauenden Böden; sie bildet gerundete morphologische Formen (Risch 1993; Kellerbauer 2011).

Untergeordnete Einheiten: Im Ostalpin wird die Werfen-Formation in Untere Werfen-Formation (Indusium bis Olenekium) und Obere Werfen-Formation (Olenekium) gegliedert.

Im Südalpin wird die dort definierte Werfen-Formation gegliedert in: Tesero-Oolith, Mazzin-Member, Andraz-Member, Seis-Member, Campill-Member, Gastropoden-Oolith, Val Badia-Member, Cencenighe-Schichten, San Lucano-Member (z. B. Neri & Posenato 1985; Geyer 1993).

Liegendgrenze: Im bayerischen Anteil der Nördlichen Kalkalpen tektonisch überprägt; sie wird meist mit Einsetzen roter, sandiger Tonmergelsteine über Alpinem Buntsandstein (Stingl 1984) oder über Evaporit führendem Haselgebirge gesetzt. Ein sedimentärer Übergang ist aufgrund der tektonischen Zerschering und plastischen Verformung des oberpermischen Haselgebirges bislang nicht bekannt.

Hangendgrenze: Über sandigen Kalksteinen setzen bis mehrere Meter mächtige, gelbgraue bis braungraue, bituminöse, teils kalkige Dolomitsteine der Reichenhall-Formation ein (Risch 1993).

Mächtigkeit: meist 20–100 m (GK25 8342 Schneizlreuth, Froh 2010; GK25 8243 Bad Reichenhall, Zankl & Risch 2011; GK25 8244/8344 Berchtesgaden Ost, Kellerbauer 2011): Untere Werfen-Formation: 30– > 100 m, Obere Werfen-Formation: 20–50 m.

Maximale Mächtigkeit: bis etwa 300 m mit tektonisch bedingten Schichtverdoppelungen (GK25 8343 Berchtesgaden West, Risch 1993)

Chronostratigraphische Einstufung: Untertrias; Indusium bis Olenekium

Fossilien zur gesicherten Altersdatierung sind sehr selten, vor allem in der Unteren Werfen-Formation. Nahe Ramsau bei Berchtesgaden wurden die für das Indusium charakteristischen Foraminiferen-Spezies *Meandrospira cheni* sowie *M. iulia* gefunden (Barthel 1987; Merz 1987). Conodonten-Datierungen belegen die Obergrenze der Werfen-Formation im oberen Olenekium (Krystyn 1974a; Mostler & Roßner 1977).

Typusregion: Umgebung von Werfen, etwa 40 km S Salzburg (Salzburg, Österreich).

Typusprofil: Gut und vollständig aufgeschlossen ist die Werfen-Formation in der Lammerschlucht, SE Abtenau (Salzburg, Österreich) (Mostler & Roßner 1977).

Vorkommen in den bayerischen Alpen: Die Hangendgrenze ist in der Gartenau zwischen Berchtesgaden und Marktschellenberg an der Flankenbasis der Kneifelspitze gut aufgeschlossen, die dort von der Berchtesgadener Ache angeschnitten wird (GK25 8344 Berchtesgaden Ost, Kellerbauer 2011); NW-Flanke des Kirchholzes bei St. Zeno E Bad Reichenhall (GK25 8243 Bad Reichenhall, Zankl & Risch 2011); Ostufer der Saalach entlang des Weges von Schneizlreuth zum Haiderhof (GK25 8342 Schneizlreuth, Froh 2010); N Ramsauer Ache, Lehenmühlengraben, SW-Fuß des Untersbergs bei der Kastensteinalm (GK25 8343 Berchtesgaden West, Risch 1993); Wanderweg Königsbachalm zum Schneibstein, S Königsbergalm und Schneibsteinhaus (GK25 8444 Hoher Göll, Hornung 2021c).

Fazies, Paläogeographie: flachmarin, tidal, terrigen, teils evaporitisch

Die siliziklastisch-karbonatische, flachmarine, terrigen geprägte Werfen-Formation wurde auf einer weiträumigen, flach nach SE geneigten Karbonatrampe (Mostler & Roßner 1984; Brandner et al. 2014) auf dem Alpinen Schelf am SE-Rand Laurasias abgelagert. Die Transgression erfolgte etwa von SE nach NW (Krainer 1985). Im küstennahen Ablagerungsbereich herrschte ein intertidales bis supratidales Ablagerungsmilieu mit kleinräumig wechselndem Relief aus Barren und flachen Becken mit gelegentlichem Trockenfallen vor (Lagunen–Sabkha-Entwicklung), dem sich nach SE ein flachmarin-subtidaler Bereich anschloss (Mostler & Roßner 1984; Stingl 1984). Sturmlagen (Tempestite) (z. B. Mostler & Roßner 1984) dokumentieren großräumige Umlagerungen durch Tropenstürme mit *shallowing-upward*- und *deepening-upward*-Zyklen, die durch Meeresspiegelschwankungen gesteuert wurden (Brandner et al. 2014). In der Oberen Werfen-Formation ist der terrigene Einfluss aufgrund beginnender Karbonatbildung im Vergleich zur Unteren Werfen-Formation geringer. Vorkommen von Conodonten zeigen ein vollmarines, normal salinares Milieu an (Mostler & Roßner 1977, 1984).

Fossilien: Makrofossilien sind relativ selten, vor allem in der Unteren Werfen-Formation: Schichtweise angereichert finden sich Muscheln (z. B. Kellerbauer 2011), Cephalopoden (selten Ammoniten der Gattung *Tirolites*), Gastropoden, teilweise massenhafte Vorkommen von Seelilien-Stielgliedern. Mikrofossilien: Foraminiferen, Kleingastropoden, Ostrakoden, Ophiuren, Conodonten, Fischreste, Spirorben (Mostler & Roßner 1984; Krainer 1985).

Wirtschaftliche Bedeutung: Abbau von feuerfestem Sandstein für Ofenbau und Kugelmühlen im Raum Berchtesgaden – Marktschellenberg (Weinig et al. 1984: 228).

Verbreitung: Alpen; Berchtesgadener Alpen; Hauptverbreitungsgebiete zwischen Schwaz (Tirol) und Ramsau a. D. (Oberösterreich) sowie im Drauzug (Österreich)

Nördliche Kalkalpen; Berchtesgaden-Decke, Göll-Lammer-Deckenkomplex, Hallstatt-Mélange

Zeitgleiche lithostratigraphische Einheiten:

Ostalpin: Alpiner Buntsandstein
(im Westteil, Verzahnungsbereich liegt im Bereich des Unterinntals)

Südalpin: Werfen-Formation

Germanischer Faziesraum: Buntsandstein-Gruppe, Calvörde- bis Hardeggen-Formation, Grafenwöhr-Formation (siehe Deutsche Stratigraphische Kommission 2016)



Abb. 14: Wechselfolge aus graugrünen, dünnbankigen Feinsandsteinen, mit Sohlmarken, grünen, dünn- bis mittelbankigen Mergelsteinen sowie roten und grauen, dünnbankigen Siltsteinen, Untere Werfen-Formation (Berchtesgadener Ache, Ladler, Unterau)



Abb. 15: Wechselfolge aus roten, grauen und grüngrauen Tonmergelsteinen, Untere Werfen-Formation, überlagert von rotem Verwitterungsmaterial (Ramsauer Ache, Wimbachbrücke)



Abb. 16: Wechselfolge aus grauen und blassroten Tonmergel- und Kalkmergelsteinen, Obere Werfen-Formation (Prallhang der Berchtesgadener Ache, Unterau)

2.4 Reichenhall-Formation

Erstautoren: Mojsisovics (1869); Ampferer & Hammer (1898) (Erstbeschreibungen)

Namensgebung: gültig (Hornung & Teipel 2018d)

Die Formation ist benannt nach der Typusregion bei Bad Reichenhall (Oberbayern). Die Namensgebung wird oft fälschlicherweise auf die Alpen-Monographie von Gümbel (1861) zurückgeführt, der unter dem „Reichenhaller Salzgebirge“ allerdings die oberpermischen, salinaren Abfolgen des Haselgebirges rund um die Salinenstadt Bad Reichenhall und nicht die über der untertriassischen Werfen-Formation lagernde, karbonatisch-dolomitische Abfolge verstand (Hornung & Teipel 2020).

Synonyma und obsoleete Bezeichnungen: Guttensteiner-Schichten, dunkler Muschelkalk (Gümbel 1861), Reichenhaller Kalke (Mojsisovics 1869); Reichenhällerschichten (Ampferer & Hammer 1898); Reichenhaller Dolomit (Böse 1898); Gutensteiner Basisschichten (Tollmann 1976a); Skythisch-anisische Karbonatserie (Mostler & Roßner 1977; Risch 1993); Reichenhaller Formation (Spötl 1988a)

Lithologische Beschreibung: Die Reichenhall-Formation beinhaltet ein lithologisch heterogenes Spektrum von fossilarmen, hell- bis dunkelgrauen Kalksteinen, dunkelgrauen, lokal Gips oder Anhydrit führenden Dolomitsteinen, Rauhwacken und intraformationellen Breccien sowie lokal bunten Schiefertönen. Darin eingeschaltet finden sich Dezimeter mächtige, siliziklastische, terrigene Einschaltungen aus Sand- und sandigen Dolomitsteinen (siehe Hornung & Teipel 2020).

Die meist dunkel- bis schwarzgrauen oder schwarzbraunen, gut gebankten, feinschichtigen, bituminösen, mikritischen Kalksteine sind oft von mit Calcit verheilten Klüften durchzogen (Jerz & Ulrich 1966; Doben 1970; Zankl & Risch 2011) (Abb. 17 & 18). Hell- bis dunkelgraue, teils feinschichtige, teils bituminöse Dolomitsteine sowie grau- und rotbraune, dolomitische Kalksteine, die häufig im Hangenden der Kalksteine folgen, verwittern oft mürbe, teils mit porösem, zellig-löchrigem Erscheinungsbild (Rauhwacke) (Jerz & Ulrich 1966) (Abb. 20). Die Dolomitsteine zeigen gelegentlich Lösungshohlräume und Gips-Pseudomorphosen. Die oft als linsenförmige Einlagerungen auftretenden, gelbrötlichen Rauhwacken zeigen gelegentlich randlich Übergänge zu feingeschichteten Dolomitsteinen mit Fließ- und Rutschfalten (Frisch 1975; Zankl & Risch 2011). Lokal erscheint die Schichtenfolge massig, mit undeutlich geschichteten Dolomitsteinen sowie gelblichbraunen, dolomitischen Kalksteinen und dünnbankigen, rötlichen Kalksteinen (Zugspitz-Region, Ohlenschläger 1984).

Karbonat-Breccien kommen in verschiedenen Niveaus der Reichenhall-Formation vor: an der Basis auftretende, meist polymikte Breccien werden als tektonische Breccien aufgrund von Überschiebungen gedeutet (z. B. Jerz & Ulrich 1966), während in höheren Niveaus auftretende Breccien als sedimentäre Breccien aufgrund von subaquatischen Rutschungen angesehen werden (z. B. Frisch 1975) (Abb. 19). Tollmann (1976a) fasst zusammen, dass die Breccien (Rauhwacken) der Reichenhall-Formation überwiegend sedimentär entstanden, aber oft tektonisch überprägt wurden und an Störungen tektonisch bedingt sind.

Untergeordnete Einheiten: Eine Untergliederung ist in den Nördlichen Kalkalpen Bayerns unüblich, aus anderen Regionen teilweise bekannt: z. B. Punt-La-Drossa-Schichten im Rätikon Vorarlbergs (unterer Abschnitt der Reichenhall-Formation, Hirsch 1966).

Liegendgrenze: Markantes, diachrones Einsetzen von karbonatisch-siliklastisch-bituminösen Sedimentserien mit dunkelgrauen, bituminösen Kalksteinen und Rauhdecken. Unterlagernde Einheiten sind die teils siliklastische, teils karbonatische Werfen-Formation sowie der siliklastische Alpine Buntsandstein.

Hangendgrenze: Die diachron verlaufende Hangendgrenze der Reichenhall-Formation zur Gutenstein-, Virgloria- und Steinalm-Formation ist nur undeutlich ausgebildet und meist fließend: Der evaporitische Charakter tritt in den Hintergrund, die offenmarine, karbonatische Sedimentation verstärkt sich. Bei Überlagerung durch die Steinalm-Formation wird die Grenze mit dem verstärkten Auftreten fossilführender, hellgrauer Kalksteinbänke ohne erkennbaren Eintrag von Siliziklastika gezogen.

Mächtigkeit: meist etwa 10 m (z. B. Sonnersbach E Lenggries, Doben 1991), bis 50 m (z. B. E Inzell, Doben 1973)

Maximale Mächtigkeit: bis über 100 m (z. B. Sulzleklamm SE Mittenwald, Jerz & Ulrich 1966); außerhalb Bayerns im Mieminger Gebirge bis 220 m, im östlichen Karwendel bis 480 m, vermutlich tektonisch bedingt (Tollmann 1976a)

Chronostratigraphische Einstufung: Unter- bis Mitteltrias; Olenekium bis mittleres Anisium

Biostratigraphie: Ammoniten: *Pakistanum*-Zone (oberstes Spathium, Untertrias) bis *Kokaelia*-Zone (Bithynium, mittleres Anisium) (z. B. Krystyn 1974a)

Aufgrund seltener und lokal fehlender Leitfossilien basiert die Alterseinstufung der Reichenhall-Formation in weiten Gebieten auf sequenzstratigraphischen Korrelationen sowie den Alterseinstufungen unter- und überlagernder Einheiten.

Typusregion: Umgebung von Bad Reichenhall (Oberbayern)

Typusprofil: nicht beschrieben

Vorkommen in den bayerischen Alpen: Sulzleklamm, Kirchl-Kar (GK25 8533/8633 Mittenwald, Jerz & Ulrich 1966); Stützpfiler an der österreichischen Zugspitz-Bahn (GK25 8531/8631 Zugspitze, Hornung & Haas in Bayerisches Landesamt für Umwelt 2017); Gartenau zwischen Marktschellenberg und Berchtesgaden (Hornung & Teipel 2020); rund um den „Kalten Keller“ in Berchtesgaden (GK25 8244/8344 Berchtesgaden Ost, Hornung 2022); W Kienberg (SE Schneizlreuth, GK25-Nr. 8342 Schneizlreuth, Froh 2010); gut zugänglich ist die Abfolge entlang der Straße B 305 Ramsau – Berchtesgaden im Bereich der Preissenklamm (GK25 8343 Berchtesgaden West, Risch 1993); E Maieralm und im Kareinschnitt der Hockeralm E Hochstaufer (GK25 8243 Bad Reichenhall; Zankl & Risch 2011)

Fazies, Paläogeographie: flachmarin, inter- bis supratidal

Die artenarme kleinwüchsige Fauna spricht, zusammen mit den evaporitischen Einschaltungen, für inter- bis supratidale, teils hypersalinare Bedingungen unter semiariden, shabkhaartigen Bedingungen (z. B. Spötl & Burns 1991).

Fossilien: selten; örtlich tritt eine euryhaline, artenarme und kleinwüchsige Fauna mit Gastropoden (*Neritaria stanensis*), Bivalven (*Costatoria costata*) sowie Crinoiden (*Dadocrinus gracilis*) auf; außerdem kleinwüchsige Crustaceen, Ostrakoden und Kieselschwämme (Spötl 1988a)

Wirtschaftliche Bedeutung: –

Verbreitung: Alpen; Berchtesgadener Alpen bis Wettersteingebirge, vereinzelt bis Allgäuer Alpen

Hauptverbreitungsgebiet sind die Nordtiroler Kalkalpen (Österreich); in den östlichen Nördlichen Kalkalpen tritt die Reichenhall-Formation deutlich zurück (Tollmann 1976a).

Nördliche Kalkalpen; Lechtal- oder Karwendel-Decke, schwerpunktmäßig in deren westlichen Abschnitten; Inntal- oder Karwendel-Decke, Staufener-Höllengebirge-Decke, Hallstatt-Mélange

Zeitgleiche lithostratigraphische Einheiten:

Südalpin: Uggowitzer Breccie

Germanischer Faziesraum: Röt-Formation (Oberer Buntsandstein), Grafenwöhr-Formation (siehe Deutsche Stratigraphische Kommission 2016)



Abb. 17: Hellgrau anwitternde, meist mittelbankige Kalksteine, stellenweise brecciiert, Reichenhall-Formation (N Angerstein, E Inzell)



Abb. 18: Plattige bis mittelbankige Kalksteine, Reichenhall-Formation (N Angerstein, E Inzell)



Abb. 19: Hellgraue
Dolomit-Breccie,
Reichenhall-Formation
(Hinterstaufer-Nordhang, E Inzell)



Abb. 20: Hellgraue Rauhacke,
Reichenhall-Formation (Rauschberg-Nordhang, SE Ruhpolding)

2.5 Gutenstein-Formation

Erstautoren: Hauer (1853) (Erstbeschreibung); Summesberger & Wagner (1971) (Stratotypus-Definition)

Namensgebung: gültig (Hornung & Teipel 2018a)

Die Formation ist benannt nach ihrer Typlokalität nahe Gutenstein im Piestingtal (Niederösterreich).

Wie Tollmann (1976a) zusammenfassend bemerkt, ist ihre Abgrenzung in der älteren Literatur oft mit Missverständnissen behaftet, da viele Autoren alle nordalpinen anisichen Karbonatgesteinsabfolgen ungeachtet ihrer Gesteinsfarbe und sonstiger lithologischer Merkmale zu den Gutensteiner Schichten rechneten.

Synonyma und obsoleete Bezeichnungen: Guttensteiner Kalk (Hauer 1853); Virgloriakalk, Gastropoden-Horizont (Rothpletz 1888); Unterer Alpiner Muschelkalk (Ampferer & Hammer 1898); Hell- und dunkelgrauer anisicher Kalk der Göllserie (Plöchinginger 1955); Wurstelkalk-Bankserie (Sarntheim 1965); Gutensteiner Kalk (Bechstädt & Mostler 1974); Gutensteiner Schichten (Tollmann 1976a); Steinalmkalk und -dolomit (Gawlick et al. 1999); Dunkle, gebankte Hallstätter Dolomite (Kellerbauer 2011)

Lithologische Beschreibung: Die Gutenstein-Formation besteht aus einer oftmals monotonen Abfolge dunkelgrauer, bituminöser Kalksteine mit gelegentlichen Dolomitstein-Einschaltungen.

Charakteristisch sind dünn- bis mittelbankige, dunkel- bis schwarzgraue oder schwarzbraune bis braune Mikrite mit ebenen Bankungsflächen (Summesberger & Wagner 1971). Der frische Anschlag riecht anfänglich stark bituminös; der Geruch verflüchtigt sich jedoch nach kurzer Zeit. Bankinterne Laminite können gelegentlich vorkommen. In die oftmals monotone Abfolge dunkler, bituminöser Kalksteine können sich mittelbankige Dolomitsteinhorizonte und „Wurstelkalke“ vom Typ der Virgloria-Formation einschalten, bisweilen mit in Lagen angereicherten, Millimeter großen Hornsteinkügelchen („Kugelkalk“). Die allgemeine Dünnbankigkeit wird durch häufige Wechsellagerung mit feinen Tonschichten und -häutchen hervorgerufen und neigt bei tektonischer Beanspruchung zu einer ausgesprochen intensiven, zum Teil isoklinalen Verfaltung. Diese bankweise Wechsellagerung zwischen Gutenstein- und Virgloria-Formation wird z. B. aus dem Gebiet von Bad Reichenhall beschrieben (Zankl & Risch 2011).

Die von Kellerbauer (2011) aus dem juvavischen Faziesbereich beschriebenen „dunklen, gebankten Hallstätter Dolomite“ werden aufgrund biostratigraphischer Datierungen (Hornung 2009) als Äquivalente der Gutenstein-Formation vor der eigentlichen Entwicklung der Hallstatt-Subgruppe angesehen. Hier ist das Typgestein ein dunkelgrauer, bisweilen schwarzgrauer bis fast schwarzer, dolomitischer Mudstone, der eine braungraue, stumpf wirkende Verwitterungsfarbe annimmt. Zwischen die feinspätigen, lokal stark bitumenhaltigen Dolomit- und dolomitischen Kalksteine können siltige Glanzschieferlagen eingeschaltet sein (Plöchinginger 1955).

In typischer lithologischer Ausprägung tritt die Gutenstein-Formation in den östlichen Nördlichen Kalkalpen Ober- und Niederösterreichs sowie um den Hochstufen bei Bad Reichenhall auf. Gegen Westen kommt sie meist in enger Verzahnung mit der der terrigen geprägten Virgloria-Formation vor oder wird von dieser abgelöst.

Untergeordnete Einheiten: Eine Unterteilung der Gutenstein-Formation ist im bayerischen Anteil der Nördlichen Kalkalpen nicht üblich.

Im Karwendel gliedert Chamanara (1994) die Gutenstein-Formation in zwei Untereinheiten:

- Plattenkalk-Member: unterer Abschnitt, dunkle Kalk- und Dolomitsteine, seltener in Wechsellagerung mit Rauhwacken. Hier kommen lokal auch „Wurstelkalke“ vor, die vermutlich verzahnende Fazies-Spitzen der proximalen, terrigen geprägten Virgloria-Formation darstellen,
- Bankkalk-Member: oberer Abschnitt, graue bis dunkelgraue, dünn- bis dickbankige monotone Kalkmikrite, die vermutlich verzahnende Fazies-Spitzen der synchron abgelagerten, riffogenen und beckenwärts progradierenden Steinalm-Formation darstellen.

Liegendgrenze: Die diachrone Grenze zur liegenden Reichenhall-Formation macht sich durch ein Ausbleiben evaporitischer und rauhwackenartiger Kalk- und Dolomitsteine bemerkbar. Das Einsetzen der ersten dunkelgrauen, bituminösen Kalkstein-Horizonte ohne Einschaltungen von Rauhwacken definiert die Untergrenze der Gutenstein-Formation.

Hangendgrenze: Die Hangendgrenze ist infolge der Faziesverzahnungen mit der Steinalm- und seltener der Virgloria-Formation ebenfalls diachron und wird durch die im Laufe des Anisiums beckenwärts progradierende Steinalm-Karbonatrampe gesteuert. Die Gutenstein-Formation wird von hellen, biogenreichen Kalksteinen der Steinalm-Formation oder seltener von farblich deutlich helleren „Wurstelkalk“-Bankfolgen der Virgloria-Formation überlagert. Auch die Reifling-Formation mit dem Ersteinsetzen mächtiger Hornstein führender Kalksteine gehört zu den überlagernden Einheiten (Zugspitz-Massiv, Hornung & Haas in Bayerisches Landesamt für Umwelt 2017).

Mächtigkeit: meist wenige Meter bis Zehnermeter (Eisgraben, NW Hirschwieskopf, Hornung 2021b)

Maximale Mächtigkeit: bis 150 m (in der Typusregion Großreifling, Tollmann 1976a; bei Bad Reichenhall, mit verzahnender Virgloria-Formation, Zankl & Risch 2011)

Chronostratigraphische Einstufung: Mitteltrias; mittleres bis oberes Anisium

Biostratigraphie: Ammoniten: *Balatonicus*-Zone (Pelsonium, mittleres Anisium) bis *Secendensis*-Zone (oberes Illyrium, oberes Anisium); Conodonten: *Gondolella bifurcata*, *Paragondolella bifurcata* (Gessner 1966; Tollmann 1976a; Gawlick et al. 1999; Egger 2007)

Infolge nur selten auftretender Leitfossilien wird im tirolischen und bajuvarischen Faziesraum auch auf eine sequenzstratigraphische Korrelation mit Virgloria- und Steinalm-Formation zurückgegriffen.

Typusregion: Umgebung von Gutenstein (Niederösterreich)

Typusprofil: Gutenstein im Piestingtal (Niederösterreich) (Summesberger & Wagner 1971)

Vorkommen in den bayerischen Alpen: Wanderweg von der Wimbachgrieshütte zur Trischübelalm zwischen Schönfeldschneid und Hirschwieskopf (GK25 8443 Königssee, Hornung 2021b); Aufstieg zum Hochstaufen nahe der Bartlmahd (GK25 8243 Bad Reichenhall, Zankl & Risch 2011; Abb. 21 & 22). Durchgehende Profile der Gutenstein-Formation sind in Bayern bislang nicht bekannt geworden.

Fazies, Paläogeographie: tiefermarin, neritisch bis subtidal, zum Hangenden verflachend

Die Gutenstein-Formation wurde in einem relativ ruhigen, im Gegensatz zur Virgloria-Formation etwas offenermarinen und etwas tieferen Ablagerungsraum eines terrigen beeinflussten Becken-Rampen-Bereichs mit leichten Meeresströmungen abgelagert. Der hohe Bitumengehalt deutet auf ein reduzierendes Ablagerungsmilieu mit geringem Sauerstoffanteil und zersetzenden Organismen knapp unter der Sediment/Wasser-Grenze hin. Hang- und plattformwärts verzahnt sich die Gutenstein-Formation mit der Virgloria-Formation, lokal auch mit der riffogenen Steinalm-Formation (Bechstädt & Mostler 1974; Ruffer 1995).

Fossilien: In der Regel arten- und individuenarme Makrofauna mit Ammoniten (*Balatonites*, *Acrochordiceras*, *Norites*, *Beyrichites*), Gastropoden (*Neritaria stanensis*), Bivalven (*Costatoria costata*), Crinoiden (*Dadocrinus gracilis*) und Brachiopoden (*Decurtella decurtata*). Die Mikrofauna besteht – abgesehen von den biostratigraphisch wertvollen Conodonten – im Wesentlichen aus Foraminiferen, Ostrakoden sowie gelegentlichen Dasycladaceen-Resten (z. B. Tollmann 1976a).

Wirtschaftliche Bedeutung: –

Verbreitung: Alpen; Berchtesgadener Alpen, östliche Chiemgauer Alpen

Nördliche Kalkalpen; Staufen-Höllengebirge-Decke; Hallstatt-Decke

Zeitgleiche lithostratigraphische Einheiten:

Ostalpin: Virgloria-, Steinalm-Formation (Bajuvarikum, Tirolikum)

Südalpin: Moena-, Contrin-Formation, Oberer Sarldolomit

Helvetikum: Mels-Sandstein

Germanischer Faziesraum: Jena-, Freudenstadt-, Karlstadt-, Trochitenkalk-Formation, Wellenkalk-Folge, Grafenwöhr-Formation



Abb. 21: Steilstehende, dünn- bis mittelbankige Kalksteine, Gutenstein-Formation (Hochstaufen-Südseite, NW Bad Reichenhall)



Abb. 22: Dünnbankige, geklüftete Kalksteine mit sparitisch gefülltem, unregelmäßigem Kluftnetz, Gutenstein-Formation (Hochstaufen-Südseite, NW Bad Reichenhall)

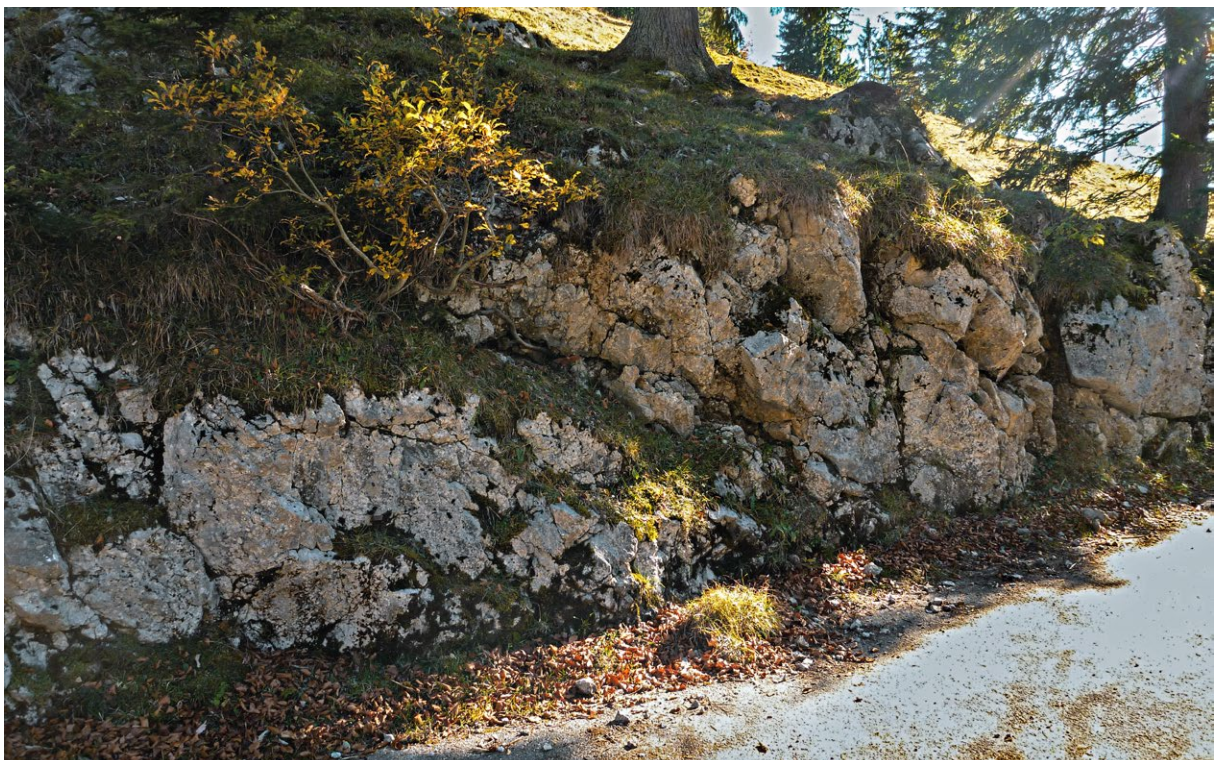


Abb. 23: Dickbankige bis massige Kalksteine, mit unregelmäßigen Schichtflächen, Gutenstein-Formation (NW Schweinsteigeralm, SE Wendelstein)

2.6 Virgloria-Formation

Erstautoren: Richthofen (1859) (Erstbeschreibung); Ruffer (1995) (Formationsdefinition)

Namensgebung: gültig (Hornung & Teipel 2018g)

Benannt nach ihrer Typlokalität am Amatschonjoch oberhalb des Virgloriatobels im Rätikon (Vorarlberg)

Oft werden und wurden Gutenstein-Formation und Virgloria-Formation synonym verwendet; dem Vorschlag von Ruffer (1995) folgend wird die Virgloria-Formation auf die charakteristischen flaserig-knolligen Kalksteine („Wurstelkalke“) beschränkt.

Synonyma und obsoleete Bezeichnungen: Virgloriakalk (Gümbel 1858; Richthofen 1859); Gastropoden-Horizont, Wurstelbänke (Rothpletz 1888); Rhizocorallium-Gastropoden-Kalke (Miller 1962); Wechselfolge der „Wurstl“-Kalke (Sarntheim 1965); Gutensteiner Kalk (Hirsch 1966); Untere Gesteinsserie des Alpinen Muschelkalkes (Frisch 1968)

Lithologische Beschreibung: Die Virgloria-Formation besteht aus einer Wechselfolge aus dunkelgrauen Mikriten und fossilführenden Kalksteinen; charakteristisch sind wellige Schichtflächen („Wurstelkalke“).

Die plattigen bis dünnbankigen, dunkelgrauen, schwach bituminösen Mikrite (Mudstones) haben einen stets erkennbaren siliziklastischen Anteil. Sie wechsellagern mit mittelbankigen, bioturbaten und allgemein makrofossilführenden Bankkalksteinen (Bioklast-Wacke- und Packstones mit Brachiopoden, Crinoiden, Gastropoden, seltener Kalkalgen) (Hornung & Teipel 2020). Gelegentlich vorhandene Intraklasten zeugen von bankinterner Aufarbeitung. Zwischen den Kalksteinhorizonten liegen meist dünne Tonhäutchen, die durch bankinterne Drucklösungsprozesse entstanden sind. Dabei wurden die nicht lösbaren tonigen Bestandteile der Kalksteine angereichert. Das Zusammenspiel von solchen Vertikalstylolithen (Drucklösungsbahnen) sowie häufig auftretenden Spurenfossilien (*Rhizocorallium*) geben der Schichtenfolge einen flaserigen bis knolligen Habitus (z. B. Bechstädter & Mostler 1974; Petschik 1983). Im oberen Bereich der Virgloria-Formation können zudem in großer Menge dunkelgraue und braunschwarze, unregelmäßige Kieselknollen auftreten, die lithologisch wie faziell zur stratigraphisch hangenden Reifling-Formation überleiten.

Untergeordnete Einheiten: –

Liegendgrenze: Einsetzen charakteristischer flaserig-knolliger Kalksteinbänke der Virgloria-Formation; diachron. Ausbleiben evaporitischer und rauhwackenartiger Kalk- und Dolomitfazies bei unterlagernder Reichenhall-Formation; bei Faziesverzahnung mit Gutenstein-Formation deutlicher Wechsel von Dunkelgrau zu Mittelgrau und Einsetzen welliger Schichtung (Hornung & Teipel 2020).

Hangendgrenze: Die Virgloria-Formation kann einerseits von hellen, biogenreichen Kalksteinen der Steinalm-Formation überlagert werden, verursacht durch ein beckenwärtiges Progradieren der Steinalm-Karbonatrampe, andererseits kann die Hangendgrenze mit dem Ersteinsetzen mächtiger Hornstein führender Kalksteine der Reifling-Formation gezogen werden (Zugspitz-Region, Hornung & Haas in Bayerisches Landesamt für Umwelt 2017).

Mächtigkeit: wenige Meter bis 100 m (Zugspitz-Massiv, Hornung & Haas in Bayerisches Landesamt für Umwelt 2017)

Maximale Mächtigkeit: bis 160 m (Brunnstein-Profil, Karwendel, Ruffer 1995)

Chronostratigraphische Einstufung: Mitteltrias; Anisium

Biostratigraphie: *Balatonicus*-Zone (Pelsonium, mittleres Anisium) bis *Secendensis*-Zone (oberes Illyrium, oberes Anisium)

Aufgrund mangelnder biostratigraphischer Marker kann die Virgloria-Formation durch Sequenzstratigraphie nur indirekt datiert werden.

Typusregion: Rätikon (Vorarlberg)

Typusprofil: Amatschonjoch oberhalb des Virgloriatobels am Virgloriapass, SSE Feldkirch (Vorarlberg) (Richthofen 1859)

Vorkommen in den bayerischen Alpen: unzugänglich, aber einsehbar in der Zugspitz-Wand unterhalb des Bayerischen Schneekars vom Haltepunkt Riffliß (GK25 8531/8631 Zugspitze, Hornung & Haas in Bayerisches Landesamt für Umwelt 2017); W Schärffen (GK25 8336 Rottach-Egern; Abb. 24 & 25). Aufgrund der engen Faziesverzahnung zur Gutenstein-Formation sind aus Bayern keine durchgehenden Profile bekannt.

Fazies, Paläogeographie: flachmarin, Schelf

Die schwach siliziklastisch geprägte Virgloria-Formation vermittelt zwischen einer nicht erhaltenen, terrigenen Fazies und der karbonatischen Fazies der Steinalm-Formation (R. Brandner, Innsbruck, freundl. mündl. Mitt. 2016); sie wird als eine zeitgleich zur Gutenstein-Formation abgelagerte, festlandnähere Beckenfazies angesehen. Zur Ablagerung kam die Virgloria-Formation in einem flachmarinen, der Steinalm-Karbonatrampe landwärts vorgelagerten Becken, das weitgehend durch Flüsse eingeschwemmte Siliziklastika aufnahm. Häufige Bioturbationsspuren (epibenthische Weidspuren) zeugen von einer relativ guten Durchlüftung der bodennahen Wassersäule, der geringe Bitumengehalt dagegen von einem leicht reduzierenden Milieu knapp unter der Sediment/Wassergrenze (Hornung & Haas in Bayerisches Landesamt für Umwelt 2017).

Fossilien: sehr geringe Fossilführung, abgesehen von Wühlspuren häufig fossilfrei, selten Gastropoden, Crinoiden und Dasycladaceen-Reste (Rüffer 1995; siehe Hornung & Teipel 2020)

Wirtschaftliche Bedeutung: –

Verbreitung: Alpen; Wettersteingebirge, Allgäuer Alpen

Nördliche Kalkalpen; Lechtal- oder Karwendel-Decke

Zeitgleiche lithostratigraphische Einheiten:

Ostalpin: Gutenstein-, Steinalm-Formation (Bajuvarikum, Tirolikum), Zillkalk, Schreyeralmkalk, Hallstattdolomit (Juvavikum)

Südalpin: Contrin-, Dont-, Agordo-, Lusnizza-Formation (Unteranisium), Oberer Sarldolomit, Spitzkalk

Germanischer Faziesraum: Jena-, Freudenstadt-, Karlstadt-, Trochitenkalk-Formation, Grafenwöhr-Formation (siehe Deutsche Stratigraphische Kommission 2016)



Abb. 24: Kalksteine mit charakteristischen, welligen Schichtflächen („Wurstelkalke“), Virgloria-Formation (W Schärffen, SW Rottach-Egern)



Abb. 25: Kalksteine mit charakteristischen, welligen Schichtflächen („Wurstelkalke“), Virgloria-Formation (W Schärfer, SW Rottach-Egern)

2.7 Steinalm-Formation

Erstautoren: Pia (1930) (Erstbeschreibung); Ruffer (1995) (Formationsdefinition)

Namensgebung: gültig (Hornung & Teipel 2018f)

Benannt nach der Typlokalität nahe der Steinalm (Steinernes Meer, Saalfelden, Österreich)

Synonyma und obsolebe Bezeichnungen: Brachiopodenkalke (Rothpletz 1888); Hellgrauer Ramsaudolomit (Böse 1895); Steinalmkalk (Pia 1923); Steinalm-Dolomit (Rosenberg 1952); Diploporen-Riffkalk (Plöchinger 1955); Kalkarenite, Stromatolithrasen und Massenkalk (Sarntheim 1965); Wettersteinkalk (Summesberger 1965); Mittlere Gesteinsserie des Alpinen Muschelkalkes (Frisch 1968); Gutensteiner Kalk (Hirsch 1966; Kobel 1969); Zilldolomit (Kellerbauer 2011)

Lithologische Beschreibung: Die Kalk- und untergeordnet auch Dolomitsteine der Steinalm-Formation fallen im Gelände einerseits durch ihre Dickbankigkeit (Bankdicke bis zu 2 m) und lokal fehlende Bankung, andererseits durch ihre meist hellgraue bis weißgraue Verwitterungsfarbe auf. Im frischen, splittrig brechenden Anschlag handelt es sich um zumeist hell- bis mittelgraue, lokal bituminöse Algenmikrite, oft mit einem stark verzweigten, sparitverheilten Klufnetz. Bankweise können fossilreiche, Dasycladaceen führende Lagen und zwischengeschaltete, bitumenhaltige Knollenkalk- und Dolomitsteine auftreten (Tollmann 1976a; Zankl & Risch 2011). Selten kommen auch reine Grain-, Rud- und Bindstones vor (Ruffer 1995).

Untergeordnete Einheiten: –

Liegendgrenze: Einsetzen dickbankiger Kalk- und Dolomitsteine der Steinalm-Formation.

Infolge der diachron laufenden Liegendgrenze sowie Faziesverzahnungen konnte sich die progradierende Karbonatrampe der Steinalm-Formation über der Reichenhall-, Gutenstein- und Virgloria-Formation entwickeln. Im Fall der Reichenhall-Formation treten die evaporitisch-rauhwackenartigen Lagen allmählich zugunsten von biogenreichen, dickbankiger werdenden Kalksteinen zurück, begleitet von einem Farbumschlag von dunkelgrau zu hellgrau. Im Falle der Virgloria-Formation entwickelt sich die Steinalm-Formation allmählich aus den typischen „Wurstelkalken“; im Fall der Gutenstein-Formation besteht meist ein schärferer lithologischer Kontakt mit einem Farbumschlag von dunkel- zu hellgrau und eine rasche Abnahme des Bitumengehaltes.

Hangendgrenze: Die Hangendgrenze ist mit dem Einsetzen Hornstein führender, dunkelgrauer Kalksteine der Reifling-Formation meist scharf ausgebildet und stellt eine Transgressionsfläche dar (Ruffer 1995).

An wenigen Stellen setzt sich die Entwicklung der Steinalm-Karbonatrampe ohne Überlagerung der Reifling-Formation direkt in die Wetterstein-Karbonatplattform fort. Hier ist die Abgrenzung zwischen Steinalm- und Wetterstein-Formation problematisch, da makroskopische Kriterien wie Lithologie- und Farbunterschiede fehlen. Die entsprechende Transgressionsfläche innerhalb der massigen Riffkalksteine (Übergang von einer homoklinalen zu einer sich versteilenden Plattform-Rampe) ist im Gelände oft schwierig zu identifizieren und deswegen als Formationsgrenze ungeeignet (Ruffer 1995).

Mächtigkeit: 20–70 m (Wettersteingebirge, Karwendel, Ruffer 1995)

Maximale Mächtigkeit: bis etwa 100 m (Steinernes Meer, Pia 1930; Wettersteingebirge, Hornung & Haas in Bayerisches Landesamt für Umwelt 2017)

Chronostratigraphische Einstufung: Mitteltrias; mittleres bis oberes Anisium, z. T. bis basales Ladinium

Biostratigraphie: Ammoniten: *Balatonicus*-Zone (Pelsonium, mittleres Anisium) bis *Avisianus*-Zone (oberes Illyrium, oberes Anisium), bis in das basale Ladinium: unter anderem belegt durch *Paraceratites trinodosus* (Plöchinger 1980; Zerbes & Ott 2000)

Wegen der Seltenheit biostratigraphisch verwendbarer Leitfossilien wird auf sequenzstratigraphische Methoden zurückgegriffen. Wurde die Obergrenze der Steinalm-Formation früher mit der Anisium/Ladinium-Grenze gleichgesetzt (z. B. Pia 1930), deuten jüngere Untersuchungen aus dem Bereich des Wettersteingebirges auf eine Reichweite der Steinalm-Formation bis zur *Avisianus*-Zone des obersten Anisiums (Rüffer 1995) oder bis ins basale Ladinium (Zerbes & Ott 2000).

Typusregion: Steinernes Meer, Berchtesgadener Alpen (Bayern, Salzburg)

Typusprofil: Clessinsperre am Steig vom Bachwinkel zur Steinalm, 3 km NE Saalfelden (Salzburg/Österreich) (Pia 1930).

Vorkommen in den bayerischen Alpen: In kleinräumigen Aufschlüssen verteilt über die gesamten bayerischen Nördlichen Kalkalpen, mit Schwerpunkt im westlichen Abschnitt. Wichtig sind: Fahrstraße von Schneizreuth zur Haidermühle (Abb. 28); Nordabfall Staufen-Massiv gegen Inzell; Weißbachschlucht (GK25 8342 Schneizreuth, Froh 2010); „Kalter Keller“ E Berchtesgaden (GK25 8244/8344 Berchtesgaden Ost); „Klamm“ zwischen Engedey und Ramsau sowie am Westabfall des Grünstein-Massivs (GK25 8343 Berchtesgaden West, Risch 1993); Partnachklamm, am Forstweg Eibsee – Alplebach unterhalb Zwölferkopf (GK25 8532 Garmisch-Partenkirchen, Hornung & Haas in Bayerisches Landesamt für Umwelt 2017; Abb. 26)

Fazies, Paläogeographie: flachmarin, tidal, Karbonatrampe

Die Steinalm-Formation markiert den Beginn der triassischen Karbonatplattform-Entwicklung nach dem Perm/Trias-Aussterbeereignis mit dem ersten, terrigen weitgehend unbeeinflussten Karbonatrampen-Ökosystem der alpinen Trias. Die mit Abstand wichtigsten Karbonatproduzenten der im relativ flachen Wasser (Tidalbereich) gebildeten Sedimente sind Kalkalgen (Dasycladaceen). Die Steinalm-Karbonatrampe stellt kein Riff im herkömmlichen Sinn dar, sondern eine Zone mit erhöhter Karbonat-Primärproduktion, dessen Akkumulationsmassen über beckenwärts progradierende Schüttungen verteilt werden. Der hohe Gehalt von Fossildetritus in den Kalkstein-Abfolgen zeigt eine Bildung in höherenergetischem, flacherem Wasser an (siehe Hornung & Teipel 2020).

Beim Ablagerungsraum handelte es sich vermutlich um einen im Westen gelegenen Flachwasserbereich, der entlang einer Rampe in eine Senke mit Wassertiefen bis zu 80 m im Osten überging. Insgesamt führten Meeresspiegelanstiege schließlich zum Ertrinken der Karbonatrampe (Mostler 1972a; Nittel 2006).

Fossilien: Neben den allgegenwärtigen Grünalgen-Resten (vorwiegend *Physoporella dissita*, *P. pauciforata*, *Teutloporella peniculiformis*, ferner Dasycladaceen wie *Diploporella*, *Oligoporella*) gibt es auch biostratigraphisch wichtige Foraminiferenfaunen (Nittel 2006). Makrofossilien sind relativ selten: Crinoiden, Brachiopoden, Gastropoden, Bivalven, Kalkschwämme sowie als Mikrofauna-Elemente Reste von Holothurien und Biogenklasten wie Koprolithen, Onkoide und Peloide (Bechstädt & Mostler 1974).

Wirtschaftliche Bedeutung: –

Verbreitung: Alpen; Berchtesgadener Alpen, Wettersteingebirge

Nördliche Kalkalpen; Lechtal- oder Karwendel-Decke; Staufen-Höllengebirge-Decke; Hallstatt-Mé-
lange; Berchtesgaden-Decke

Zeitgleiche lithostratigraphische Einheiten:

Ostalpin: Gutenstein-, Virgloria-Formation (Bajuvarikum, Tirolikum), Zillkalk (Juvavikum) (Abb. 27)

Südalpin: Contrin-Formation, Oberer Sarldolomit, Spitzkalk

Germanischer Faziesraum: Jena-, Freudenstadt-, Karlstadt-, Trochitenkalk-Formation, Grafenwöhr-
Formation (siehe Deutsche Stratigraphische Kommission 2016)



Abb. 26: In der Steinalm-Formation kommen neben den charakteristischen dickbankigen, stellenweise geklüfteten, hellgrauen Kalksteinen (links; Forststraße Eibsee-Alplehütte, W Garmisch-Partenkirchen) auch massige, riffogene Kalksteine vor (rechts; Zuggasse unterhalb des Bärenheimatkopfes, SW Garmisch-Partenkirchen).



Abb. 27: Mittel- bis dickbankiger, hellgrauer Kalkstein in einem aufgelassenen Steinbruch nahe Schnitzhof bei Marktschellenberg. Dieser sogenannte „Zillkalk“ des Hallstätter Faziesraumes entspricht lithofaziell den Kalksteinen der Steinalm-Formation und wird als deren juvavisches Äquivalent angesehen.



Abb. 28: Weißbeiger, dickbankig-massiger Dolomitstein, Steinalm-Formation (Felsfreistellung an der Saalach, SW Schneizreuth)

2.8 Reifling-Formation

Erstautoren: Hauer (1853) (Erstbeschreibung); Ruffer (1995) (Formationsdefinition)

Namensgebung: gültig (Hornung & Teipel 2018e)

Benannt nach der Typlokalität Großreifling an der Enns (Steiermark)

Synonyma und obsolebe Bezeichnungen: Reiflinger Kalksteine (Hauer 1853); Reiflinger Kalk (Stur 1871; Arthaber 1896; Pia 1930; Klebelsberg 1935; Summesberger & Wagner 1972); Ammoniten-Horizont (Rothpletz 1888); Schusterbergkalk (Pia 1923); Hangende Bankkalk-Serie & Hornstein-Knollenkalk-Serie (Sarntheim 1965); Raminger Kalk (Tollmann 1966; Lein 1989); Obere Gesteinsserie des Alpenen Muschelkalkes (Frisch 1968); Knollenkalk-Serie (Kubaneek 1969); Grafensteigkalk (Hohenegger & Lein 1977); Reiflinger Dolomit (Kellerbauer 2011)

Lithologische Beschreibung: Die Reifling-Formation besteht überwiegend aus dünn- bis seltener mittelbankigen, grauen, stellenweise schwarz- bis blaugrauen und graubraunen, zumeist hellgrau anwitternden, mikritischen Kalksteinen (z. B. Hornung & Haas in Bayerisches Landesamt für Umwelt 2017). Im Gegensatz zur unterlagernden Gutenstein-Formation ist die Gesteinsfärbung heller und der Bitumengehalt deutlich geringer. Die Internstruktur ist oft schlierig-knollig. Die Bankoberseiten können wellig bis unregelmäßig sein („Reiflinger Knollenkalke“ mit eingearbeiteten schwarzen Tonhäutchen an den Bankfugen), daneben aber auch ebenflächlich auftreten („Reiflinger Bankkalk“). Die Horizonte enthalten oft nodulare, (gelb)bräunliche bis dunkelgraue Hornstein-Einlagerungen. Auffallend ist eine Häufigkeits- und Mächtigkeitszunahme von Hornsteinlagen im Bereich verstärkt auftretender pyroklastischer Lagen (Hornung & Haas in Bayerisches Landesamt für Umwelt 2017).

Stellenweise treten markante, 0,2–2 m mächtige, graugrüne Tufflagen, die unter der Bezeichnung *pietra verde* („grüner Stein“) einem andesitischen bis rhyodacitischen Vulkanismus zugeordnet werden, auf (z. B. Vidal 1953; Jerz & Ulrich 1966; Petschik 1983). Diese bilden ein chronostratigraphisch beständiges Niveau und können als Markerhorizonte verwendet werden. Einerseits können Kristalltuffe mit reichlich Biotit und Plagioklas vorkommen, andererseits grünlichgraue bis hellockerfarbene Aschentuffe, die zu scharfkantigen, porzellanartigen Scherben mit grüngrauer bis blaugrüner Färbung verwittern. Sie reagieren mit verdünnter Salzsäure, was auf einen geringen Karbonatgehalt und eingeschmolzene sedimentäre Komponenten hindeutet. Im Hangenden einer *pietra verde*-Lage finden sich tuffitische Gesteine aus olivgrünen, stellenweise dunkelgrünen, lokal schwarzen, quarzreichen Ton- und Tonmergelsteinen (Hornung & Haas in Bayerisches Landesamt für Umwelt 2017).

Untergeordnete Einheiten: Die Reifling-Formation lässt sich faziell meistens in den flaserig-nodularen „Reiflinger Knollenkalk“ sowie den ebenflächigen, dünn- bis dickbankigen „Reiflinger Bankkalk“ gliedern (Bechstädt & Mostler 1974). Die Unterteilung basiert weitgehend auf dem diagenetischen Gefüge, weniger auf der stratigraphischen Abfolge, wenngleich Knollenkalke im Fassanium und basalen Longobardium am häufigsten erscheinen (Ruffer 1995). Daneben existiert mit dem „Grenzhorizont-Member“ (Ruffer 1995) eine Leitbank, die die Basisgrenze der Reifling-Formation mit einer fossilreichen und stark bituminösen Transgressionsfazies markiert.

Liegendgrenze: Die Liegendgrenze zur unterlagernden Virgloria-, Gutenstein- oder Steinalm-Formation bildet nach Ruffer (1995) die Transgressionsfläche im obersten Anisium (oberes Illyrium) mit crinoidenreichen Bankkalksteinen („Crinoidenspatkalke“, Kubanek 1969 oder „Encrinitenbank“), dunkelbraunen bis schwarzen, bituminösen Kalksteinen („Anisischer Fossilhorizont“, Wagner 1970; „Grenzhorizont“, Müller et al. 1964) und/oder dem Einsetzen Hornstein führender Bankkalksteine mit teilweise knolligen Schichtflächen. Diese Liegendgrenze definiert eine wichtige stratigraphische Zäsur in der alpinen Sedimentationsgeschichte („Reiflinger Wende“, Schlager & Schöllnberger 1974).

Hangendgrenze: Die Hangendgrenze der Reifling-Formation zur überlagernden Wetterstein-Formation ist aufgrund der diachronen Faziesverzahnung zur progradierenden Wetterstein-Karbonatplattform weitaus weniger scharf als ihre Basis. Sarnheim (1965) zieht sie mit dem Überwiegen von Plattform- oder Riffdetritus („Raminger Kalk“ *sensu* Lein 1989). Eine ähnliche Sichtweise vertreten Bechstädt & Mostler (1974), die die Formationsobergrenze mit dem Einsetzen allodapischer Kalksteine definieren. Kubanek (1969) bemerkt, dass auch das Aussetzen der Tufflagen, die sich in der überlagernden Wetterstein-Formation nicht mehr finden, bei lithologisch schwierigen Bedingungen ein wichtiges Abgrenzungskriterium sei.

Die Grenze zur überlagernden, feinklastischen Partnach-Formation ist durch das erste Auftreten von mächtigeren, braun- bis schwarzgrauen, Karbonat führenden Ton- und Mergelsteinen oder von dickbankigen, hornsteinfreien und zumeist dunkelgrauen Kalkmergel- und Kalksteinen definiert.

Mächtigkeit: meist bis 100 m, z. B. 40–50 m im Wendelstein-Gebiet (Wolff 1973), etwa 80 m an der Typlokalität Großreifling (Summesberger & Wagner 1972)

Maximale Mächtigkeit: 150 m (z. B. Zugspitz-Region, Petschik 1983)

Chronostratigraphische Einstufung: Mitteltrias bis Obertrias; oberes Anisium bis oberes Karnium

Biostratigraphie: Ammoniten, Conodonten; *Secedensis*-Zone (oberes Illyrium, oberstes Anisium) bis *Aonoides*-Zone (Julium 1, unteres Karnium, Ruffer 1995; Hornung 2008)

An der Typlokalität belegen die Ammoniten *Paraceratites trinodosus*, *Flexoptychus studeri*, *F. flexuosus* in den liegenden Bereichen oberes Illyrium (Kühn 1962; Assereto 1971; Zapfe 1971). Dunkle Dolomitsteine der Reifling-Formation des juvavischen Faziesraumes nördlich von Berchtesgaden verweisen mit *Neogondolella aff. haslachensis* auf ein oberfassanisches Alter (Hornung 2009). Eine detaillierte Aufstellung über Conodontenfaunen mit ihren Fundorten gibt Tollmann (1976a), taxonomisch revidiert in Chen et al. (2015). Die vulkanoklastischen Tufflagen werden in das Fassanium und Longobardium eingestuft (Bechstädt & Mostler 1974), das Top der Formation reicht bis ins frühe Karnium (Conodonten: *Gladigondolella malayensis*, *Gl. tethydis*, *Quadralella polygnathiformis*; Tollmann 1976a; Hornung 2008).

Radiometrisch: $241,2 \pm 0,8$ Ma, U/Pb-Einzelzirkon-Datierungen an Tuffen, nahe der Liegendgrenze (Monte San Giorgio, Tessin, Schweiz) (Brack & Rieber 1996; Mundil et al. 1996); $239,3 \pm 0,2$ Ma, U/Pb-Einzelzirkon-Datierungen an Tuffen, oberer Teil der Reifling-Formation (Flexenpass, Vorarlberg, Österreich) (Brühwiler et al. 2007).

Typusregion: Umgebung von Großreifling (Steiermark, Österreich)

Typusprofil: nahe Großreifling im Ennstal (Steiermark); Definition des Stratotypus durch Summesberger & Wagner (1972)

Vorkommen in den bayerischen Alpen: Burgberg-Steinbruch SW Lenggries (GK25 8335 Lenggries, Doben 1991); Steinbrüche Schärfer SW Rottach-Egern (GK25 8336 Rottach-Egern); Partnachklamm S Garmisch-Partenkirchen (GK25 8532 Garmisch-Partenkirchen, Hornung & Haas in Bayerisches Landesamt für Umwelt 2017; Abb. 29 & 30)

Fazies, Paläogeographie: tiefmarin, tiefneritisch bis hemipelagisch (oberes Bathyal); Intra-Schelf-Beckenfazies

Die Kalke der Reifling-Formation wurden in Intra-Schelf-Becken im tieferen Schelf bis oberen Bathyal mit Wassertiefen von vermutlich 200–500 m abgelagert (Bechstädt & Mostler 1974; Mette et al. 2015).

Das Einsetzen der Reifling-Formation dokumentiert die erste Karbonatproduktionskrise in der Trias und zeigt ein abruptes Ende der Steinalm-Karbonatplattform („Reiflinger Wende“, Schlager & Schöllnberger 1974). Die Transgression, die das Absinken (*drowning*) der meisten Karbonatplattform-Bereiche markiert, und das Auftreten von Vulkanoklastika stehen im Zusammenhang mit dem beginnenden Rifting im Tethys-Bereich.

Fossilien: Zur Anisium-Fauna der Reifling-Formation zählen Ammoniten (*Paraceratites trinodosus*, *Flexoptychites flexuosus*, *F. studeri*, *Reitzites reitzi*), Brachiopoden (*Mentzelia mentzeli*), zur Ladinium-Fauna die Bivalven *Daonella indica* und *D. lommeli* sowie der Ammonit *Protrachyceras steinmanni* (Tollmann 1976a). An Mikrofaunen-Elementen wurden Foraminiferen (*Arenovidalina*, *Trochammina*, *Agathammina*, *Calcitornella*, siehe Tollmann 1976a; Nittel 2006), Conodonten (z. B. Hornung 2008) sowie Ostrakoden (neritische und paläopsychrospherische Formen, Mette et al. 2015) beschrieben. Des Weiteren finden sich Radiolarien sowie gelegentlich Holothurien-Sklerite, Peloide, Filamente, Kieselschwamm-Spiculae, Echinodermaten-Detritus sowie Lithoklasten (Bechstädt & Mostler 1974).

Wirtschaftliche Bedeutung: Splitt- und Schotterherstellung, Wasserbausteine (Weinig et al. 1984)

Verbreitung: Alpen; östliche Chiemgauer Alpen, Wettersteingebirge

Nördliche Kalkalpen; Allgäu- oder Tannheim-Decke, Lechtal- oder Karwendel-Decke, Staufen-Höllengebirge-Decke

Zeitgleiche lithostratigraphische Einheiten:

Ostalpin: Teile von Wetterstein- und Partnach-Formation (Bajuvarikum, Tirolikum), Schreyeralmkalk (Juvavikum)

Südalpin: Buchenstein-Formation (mit der basalen Reifling-Formation), Schlern-Dolomit, Cassian-Formation

Germanischer Faziesraum: Meißner-, Erfurt-, Grabfeld-, Eschenbach-Formation, Grafenwöhr-Formation (siehe Deutsche Stratigraphische Kommission 2016)



Abb. 29: Verfaltete, dünnbankige Kalksteine, Reifling-Formation (Partnachklamm, S Garmisch-Partenkirchen)



Abb. 30: Verfaltete, dünnbankige Kalksteine,
Reifling-Formation (Partnachklamm, S Garmisch-Partenkirchen)

2.9 Partnach-Formation

Erstautoren: Gümbel (1861) (Erstbeschreibung); Ruffer (1995) (Formationsdefinition)

Namensgebung: gültig (Hornung & Teipel 2018b)

Benannt nach der Typuslokalität in der Partnachklamm, SE Garmisch-Partenkirchen (Oberbayern).

Synonyma und obsoleete Bezeichnungen: Reingrabener Schiefer (Hauer 1853); Partnachschichten (Gümbel 1858, 1861); Maierckmergel (Plöching 1963, aufgrund falscher Datierungen als anisichsches Äquivalent der Partnachmergel bezeichnet);

Lithologische Beschreibung: Die Partnach-Formation besteht aus grauschwarzen Mergelsteinen („Partnachmergel“) mit Einschaltungen hell- bis mittelgrauer Kalksteine („Partnachkalke“) (Abb. 31 & 32).

Die fossilarmen, grauschwarzen Mergelsteine verwittern grau- bis schwarzbraun und zerfallen stengelig (Abb. 34 & 35). Die dunkle Färbung rührt von dispers im Sediment enthaltenen Pyrit und/oder Bitumen her (Wolff 1973). Die Mergelsteine sind Karbonat führend und weitgehend makrofossilfrei. Die Verschneidung von Schichtung und Schieferung führt zu stiftähnlichen Verwitterungsprodukten; charakteristisch sind stahlblaue Anlauffarben und Eisenhydroxid-Krusten auf Klüften (Zacher 1966). Lokal können auch papierschieferähnliche, pelitische Mergelsteine und grüngelbe Tonschiefer auftreten. In die grauschwarzen Mergelsteine sind oft brotlaibförmige, braungelb verwitternde, im frischen Zustand graue bis dunkelgraue, meist fossilfreie, lokal auch fossilführende Mergelkalk-Konkretionen zwischengeschaltet (Zacher 1966). In der Nähe größerer Störungszonen zerfallen die „Partnachmergel“ mit schwarzgrauer bis schwarzer Färbung zu einem sehr feinkörnigen Grus und bilden teilweise schwere, lehmreiche Böden.

Die in die Mergelsteinpakete eingeschalteten, oft rasch auskeilenden oder sich teilenden, bis zu 30 m mächtigen, hell- bis mittelgrauen, teils schwach rosa gefleckten und braungräulich anwitternden, mittel- bis dickbankigen, mikritischen Kalksteine (Abb. 33) ähneln faziell denen der Reifling-Formation (Zacher 1964; Hornung & Haas in Bayerisches Landesamt für Umwelt 2017). Die grauen bis dunkelgrauen, lokal auch schwarzgrauen Mikrite sind weitgehend makrofossilfrei und von einem feinen Netz sparitverheilte Klüfte durchzogen. Innerhalb der Partnach-Formation nehmen die Mächtigkeiten der Kalksteinbänke vom stratigraphisch Liegenden zum Hangenden im Allgemeinen zu. Aufgrund der Horizont-Unbeständigkeit und des raschen Auskeilens der „Partnachkalke“ lassen sich die einzelnen Kalksteinbank-Gruppen nicht korrelieren. Während im Osten der bayerischen Nördlichen Kalkalpen Hornsteinlagen und -knollen fehlen, treten sie im Westen als etwa 10–30 cm mächtige Horizonte mit gelb-schwarzen Hornsteinen und welligen Bankungsflächen auf (Zacher 1966). Die „Partnachkalke“ zeigen meist einen glatten Bruch.

Untergeordnete Einheiten: Lediglich lokal ist eine Gliederung in drei bis vier ton- und zwei bis drei karbonatreiche Horizonte möglich; gelegentlich auftretende feinplattige, dichte Mudstones mit geringem Tonanteil werden teilweise als eigene Untereinheit („Plattenkalk-Member“, Ruffer 1995) ausgliedert. Von der Verwendung des Begriffes ist allerdings abzusehen, da der Plattenkalk in den Nördlichen Kalkalpen eine eigenständige obertriassische lithostratigraphische Einheit darstellt. Da überdies die „Partnachkalke“ als distale Sedimentationsspitzen der progradierenden Wetterstein-Karbonatplattform und oberen Reifling-Formation lateral schnell auskeilen und so die lokalen Profile der Formation äußerst heterogen ausfallen, sollte auf eine allgemeine Untergliederung verzichtet werden (Hornung & Teipel 2020).

Liegendgrenze: Die Liegendgrenze ist durch das erste Auftreten von mächtigeren Ton- und Mergelsteinen definiert. Die Partnach-Formation wird im Beckenbereich von der Reifling-Formation unterlagert; im Verzahnungsbereich zur Wetterstein-Karbonatplattform kann die Partnach-Formation lokal auch der Wetterstein-Formation auflagern.

Hangendgrenze: Die Hangendgrenze zur Wetterstein-Formation ist oft scharf ausgebildet, vor allem beim Übergang von „Partnachmergeln“ zu hellen, dickbankigen „Wettersteinkalken“. Beim Übergang von „Partnachkalken“ zur Wetterstein-Formation ist ein schwacher Farbwechsel von dünn- bis mittelbankigen, braungrauen zu hellgrauen, meist dickbankigen Kalksteinlagen zu beobachten. Der Übergang zur Raibl-Formation, der in der Typusregion Wettersteingebirge häufig zu sehen ist, ist im Gelände durch den schwachen Farbumschlag von dunkelgraubraun (Partnach-Formation) zu schwarz bis schwarzgrau (Reingraben-Subformation der Raibl-Formation) zu erkennen. Bei Überdeckung mit Hangablagerungen wird dieser Farbwechsel verwischt. Da die basale Raibl-Formation karbonatfrei ist, sollte die Grenze zur Raibl-Formation mit dem Fehlen von Karbonat gezogen werden (z. B. Jerz & Ulrich 1966). Diese Grenze markiert eine der wichtigsten triassischen ökologischen Zäsuren („Reingrabener Wende“, Schlager & Schöllnberger 1974; siehe Hornung 2008).

Mächtigkeit: wenige Meter bis über 200 m (z. B. Zacher 1966); am Nordrand der bayerischen Kalkalpen nimmt die Mächtigkeit von W nach E von über 200 m zwischen Vils und Loisach auf wenige Meter in den Chiemgauer Alpen östlich des Inns ab (Tollmann 1976a).

Maximale Mächtigkeit: bis 400 m im Werdenfelser Land (Vaché 1960; Jerz & Ulrich 1966)

Chronostratigraphische Einstufung: Mittel- bis Obertrias; oberstes Ladinium bis unteres Karnium

Biostratigraphie: *Regoledanus*-Zone (oberes Longobardium) bis *Aonoides*-Zone (Julium 1) (Rüffer 1995; Hornung 2008)

Die biostratigraphische Datierung der Partnach-Formation erfolgt meistens nach sequenzstratigraphischen Methoden, da entsprechende Leitfossilien der Makro- und Mikrofauna selten sind. Für den ladinischen Abschnitt beschreibt Krystyn (in Rüffer 1995) Conodontenfaunen aus dem späten Longobardium (oberstes Ladinium). Die Partnach-Formation setzt demzufolge als Intraplattform-Beckenfazies erst nach der Reifling-Formation ein und korreliert nur mit deren oberen Abschnitten. Aus Kalksteinen der Partnach-Formation des Werdenfelser Landes wird *Gladigondolella tethydis* zusammen mit *Quadraella auriformis* beschrieben (Hornung 2008); da letztere ausschließlich im Julium 1 vorkommt, wird damit unterkarnisches Alter für den oberen Abschnitt der Partnach-Formation belegt. Dies vermutete bereits Tollmann (1976a), der seltene Makrofossilfunde von Brachiopoden (*Koninckina leonhardi*, „*Isocrinus*“ *propinquus*) aus dem Cordevolium (= Julium 1) beschreibt.

Typusregion: Wamberger Wald, E Garmisch-Partenkirchen (Oberbayern)

Typusprofil: Partnachklamm, SE Garmisch-Partenkirchen (Abb. 31)

Vorkommen in den bayerischen Alpen: Weg von Birkenstein zur Kesselalm (GK25 8237 Miesbach, Pflaumann & Stephan 1968); S Solngipfel, N-Flanke Haidwand sowie im Einschnitt zwischen Hochsalwand und Lechner-Köpf (GK25 8238 Neubauern, Wolff 1973); Kesselgraben auf der SE-Seite der Gedererwand (GK25 8240 Marquartstein, Ganss 1967); N Staudacher Alm (GK25 8241 Ruhpolding, Doben 1970); Zwing & Weißbachfall N Weißbach a. d. Alpenstraße (GK25 8242 Inzell, Doben 1973); NE Vordere Scharnitzalm sowie zwischen Beigenstein und Katzenkopf, S Beigenstein (GK25 8334 Kochel a. See, Doben 1985); Unteres Reintal S Achsel, Flankenstein-Zug sowie Joch zwischen Geh-

ren- und Schneidspitze (GK25 8429 Pfronten, Zacher 1966); Falkensteinzug zwischen Hohenschwangau und Pfronten, Roßschläg und Gabelschrofen (GK25 8430 Füssen, Zacher 1964); Vordertörle bis Kälber-Alp, W Hochplatte, N Nebel-Alp, Kleckelalm (GK25 8431 Linderhof, Kuhnert 1967a); Ferchenbach (GK25 8532 Garmisch-Partenkirchen, Hornung & Haas in Bayerisches Landesamt für Umwelt 2017); Gerold und Köchelgraben SW Klais (GK25 8533/8633 Mittenwald, Jerz & Ulrich 1966)

Fazies, Paläogeographie: tiefmarin; hemipelagisch; Intraplattform-Beckenfazies

Der hohe Tongehalt, die dunkle Gesteinsfarbe sowie fein verteilter Pyrit in den „Partnachmergeln“ deuten auf reduzierende, terrigen geprägte Ablagerungsbedingungen in stagnierenden Intraplattform-Beckenbereichen hin (*interreef basins* in Bechstädt & Mostler 1974; siehe Wolff 1973; Donofrio et al. 2003) mit Wassertiefen um 100 m (50–200 m, Sarntheim 1967). Bereichsweise fehlender Riffschutt verweist auf rifferne Intraplattform-Beckenbereiche (Bechstädt & Mostler 1976).

In den Intraplattform-Becken des bajuvarischen Faziesraums verdrängt die Partnach-Formation weitgehend die Reifling-Formation; im tirolischen Faziesraum hingegen zeigen die hier Riffdetritus führenden „Partnachkalke“ den Verzahnungsbereich zwischen dem tieferen Beckenbereich der oberen Reifling-Formation und der proximalen Wetterstein-Vorriffhalde an. Die „Partnachkalke“ stellen eine enge fazielle Verbindung zu der zeitgleich abgelagerten oberen Reifling- und der Wetterstein-Formation dar, mit denen sie lateral verzahnen. Diese enge fazielle Entwicklung wird wenig später durch die endgültige Progradation der Wetterstein-Karbonatplattform unterbrochen (Hornung & Teipel 2020).

Fossilien: Makrofossilien sind ausgesprochen selten, finden sich allerdings etwas häufiger im unterkarnischen Anteil der Schichtenfolge. Hin und wieder finden sich im obersten Abschnitt der Partnach-Formation Brachiopoden-Steinkerne (*Rhynchonella bajuvarica*), Muscheln (*Daonella lommeli*, *D. parthanensis*) und Crinoidenreste. Insbesondere die Brachiopoden *Koninckina leonardi* sowie *Isocrinus propinquus* belegen ein cordevolisches Alter (unteres Julium, unteres Karnium). Mikrofaunen wie Conodonten sind etwas häufiger, bleiben jedoch meist eine Ausnahme (Hornung 2008).

Wirtschaftliche Bedeutung: Splitt- und Schotterherstellung (Weinig et al. 1984)

Verbreitung: Alpen; Tannheimer Berge bis Chiemgauer Alpen

Nördliche Kalkalpen; Allgäu- oder Tannheim-Decke, Lechtal- oder Karwendel-Decke, Staufengebirge-Decke

Die Vorkommen der Partnach-Formation liegen schwerpunktmäßig im westlichen Abschnitt der Nördlichen Kalkalpen, von Pfronten im W bis Lenggries im E. Östlich der Isar tritt die Formation oft in isolierten, kleinräumigen Vorkommen bis in die Chiemgauer Alpen auf. Häufiger erscheint sie wieder am Hochstaufen N Bad Reichenhall.

Zeitgleiche lithostratigraphische Einheiten:

Ostalpin: Obere Wetterstein-Formation, obere Reifling-Formation (Bajuvarikum, Tirolikum), untere Hallstatt-Subgruppe (Juvavikum)

Südalpin: St. Cassian-, Wengen-Formation

Germanischer Faziesraum: Erfurt-, Grabfeld-, Benk-Formation (siehe Deutsche Stratigraphische Kommission 2016)



Abb. 31: Wechselfolge aus dickbankigen, schwarzgrauen Tonmergelsteinen und mittel- bis dickbankigen, hellgrau anwitternden Kalksteinen, Partnach-Formation (Prallhang der Partnach, S Garmisch-Partenkirchen)



Abb. 32: Wechselfolge aus hellgrauen, mittel- bis dickbankigen Kalksteinen und schwarzgrauen Tonmergelsteinen, Partnach-Formation (Kienberg-Südhang, W Hohenschwangau)

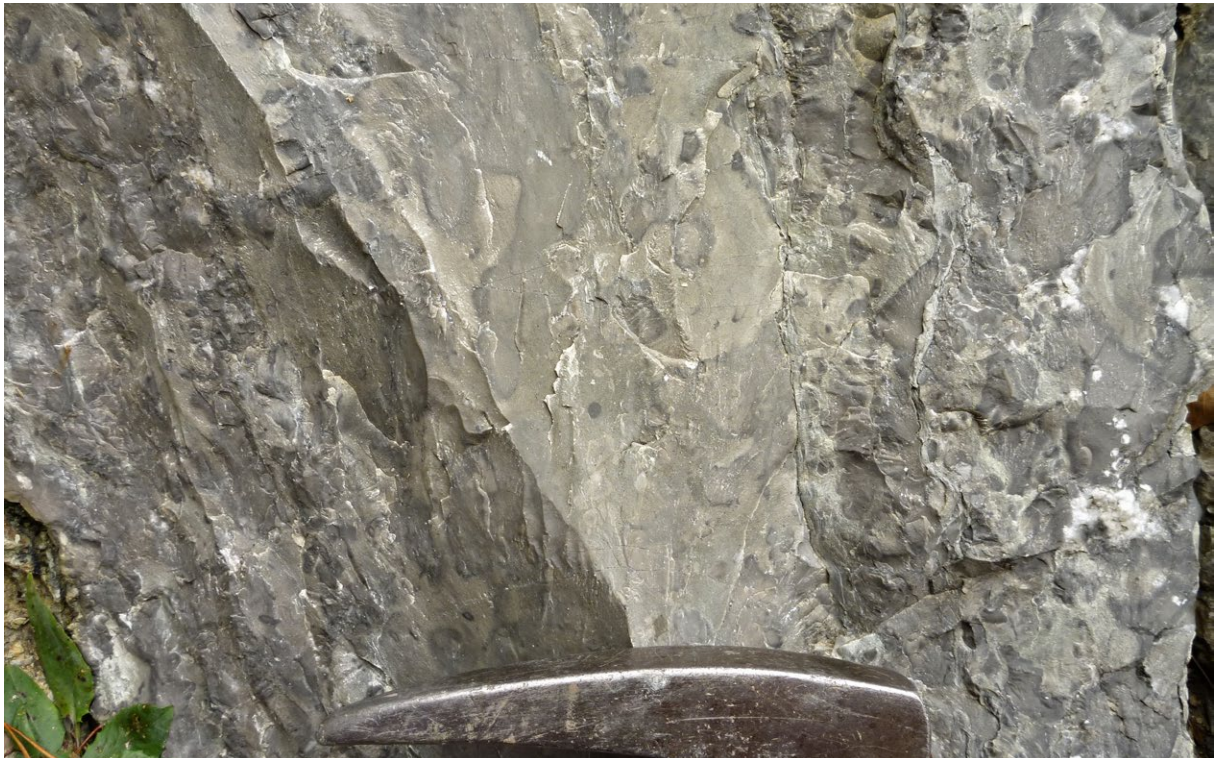


Abb. 33: Dichter, mikritischer, hellgrauer Kalkstein mit dunkelgrauen Bioturbationsflecken, Partnach-Formation (Hutlersberg, Klettergarten, S Füssen)



Abb. 34: Grauschwarze, dickbankige Tonmergelsteine, Partnach-Formation (Hutlersberg, Klettergarten, S Füssen)



Abb. 35: Die schwarzgrauen Tonmergelsteine zerfallen leicht zu blättrigem Grus, Partnach-Formation (Ferchenbach, SE Garmisch-Partenkirchen)

2.10 Wetterstein-Formation

Erstautoren: Gümbel (1861) (Erstbeschreibung); Ruffer (1995) (Formationsdefinition)

Namensgebung: gültig (Hornung & Teipel 2018h)

Benannt nach dem Wettersteingebirge S Garmisch-Partenkirchen (Oberbayern)

Synonyma und obsoleete Bezeichnungen: Oberer Alpenkalk (Pichler 1856); Weißer Hallstätter Kalk (Gümbel 1857); Unterer Keuperkalk, Wettersteinkalk und -dolomit (Gümbel 1861); Ramsaudolomit und -kalk (Böse 1895); Partnachkalk (Ampferer & Hammer 1898; Klebelsberg 1935; Schneider 1953a); Steinalm-Wettersteinkalk (Pia 1930; Rosenberg 1952)

Lithologische Beschreibung: Das Typgestein der Wetterstein-Formation ist ein hell- bis weißgrauer, dickbankiger bis massiger, grau anwitternder Kalkstein mit körniger Beschaffenheit und ebener, oft rhythmischer Bankung.

Daneben kommen weitere Lithotypen vor: An der Basis treten bis zu 100 m mächtige, dunkelgraue, dünn- bis mittelbankige, detritusreiche Kalksteine ähnlich der oberen Reifling-Formation auf („Wetterstein-Übergangskalk“, Kraus & Schmidt-Thomé 1967; Petschik 1983). Es handelt sich um relativ grobkörnige, allodapische Rudstones (teilweise mit typischen Großoolith- oder Stromatolith-Strukturen, z. B. Brandner 1978) aus Riffschutt-Detritus und seltenen autochthonen Algenmikriten. Darin finden sich lokal aufgearbeitete Tuffit-Lagen. Diese Übergangsfazies, auch als „Raminger Kalk“ bezeichnet (Tollmann 1966; Lein 1989), entstand zeitgleich zu einer progradierenden Karbonatplattform und stellt eine Vorrifffazies der Wetterstein-Formation dar. Zum Hangenden nehmen die Anteile von Bioklasten und Riffbildnern (im Wesentlichen *Tubiphytes*-Bind- und Bafflestones) zu. Gleichzeitig werden die einzelnen Bänke dickbankiger bis massig. In den Tannheimer Bergen zeigt der untere Abschnitt der Wetterstein-Formation als lokale Besonderheit dunkle Kalkstein-Sequenzen (Zacher 1966): Die bis zu 50 m mächtige Abfolge setzt sich aus gut gebankten, meist braungrauen Kalksteinen zusammen, in deren mikritischer Matrix oft zahlreiche Intraklasten sowie Biogene (zerfallene Kalkalgenreste) „schwimmen“.

Der über den Basis-Riffschuttkalksteinen folgende Hauptanteil der Wetterstein-Formation besteht aus den typischen dickbankigen Kalksteinen der Vor- und Rückrifffazies (Lagunen- oder gebankte Fazies), und ungebankten Riffkalksteinen (Riff- oder massige Fazies). Die gebankte Fazies besteht einerseits aus mächtigen, teils sehr dickbankigen Schutt-Kalksteinen der proximalen Halde des Vorriiffs (allodapische Rudstones), andererseits aus dickbankigen, detritus- und kalkalgenreichen Lagunen-Kalksteinen des Rückriiffs (Wacke-, Pack-, Bindstones). Entlang von Drucklösungsbahnen bildeten sich oft sekundäre Dolomitisationshöfe. Die gelblichweißen bis hellgrauen, oftmals schichtungslosen Karbonatgesteine zeigen Millimeter- bis Dezimeter-große Intraklasten aus aufgearbeiteten Komponenten des bereits verfestigten Riffs (*Tubiphytes*, Kalkschwämme, Rotalgen, Korallen, Crinoiden). Die Hohlräume des oft komponentengestützten Gefüges sind mit Sparit gefüllt („Großoolith-Fazies“). Die massige Fazies setzt sich vorwiegend aus zerfallenen Resten von Riffbildnern zusammen (Bind-, Bafflestones).

Am Top der Formation können sowohl in Lagunen- als auch Rifffazies im Grenzbereich zur überlagernden Raibl-Formation neben Millimeter-geschichteten Rhythmiten vielerorts auch Blei-Zink-Vererzungen (Bleiglanz, Zinkblende) auftreten, meistens in Form rostroter, irregulär geformter, Zentimeter bis Dezimeter großer Flecken, die sich sehr gut vom hell- bis weißlichgrau anwitternden Kalkstein der Wetterstein-Formation abheben. Damit vergesellschaftet sind lokale Kondensations- und Lösungshorizonte, die teilweise Mikrokarst-Erscheinungen zeigen.

Bereichsweise gibt es in der Wetterstein-Formation eine dolomitische Fazies (sekundäre Dolomitisierung), die in den Berchtesgadener Alpen meist als „Ramsaudolomit“, in anderen Teilen der Kalkalpen Bayerns als „Wettersteindolomit“ bezeichnet wird (z. B. Zacher 1964, 1966; Kuhnert 1967a, 1967b). Außerhalb Bayerns kann der „Wettersteindolomit“ auch größere Gebiete einnehmen.

Untergeordnete Einheiten: Die bereits von Reis (1911) festgestellte Dreigliederung in den unteren massigen, den mittleren gebankten und den oberen feingeschichteten „Wettersteinkalk“ stellt eine lithofazielle Gliederung dar (Rüffer 1995), mit

- massigen Kalksteinen des Plattformhangs und des Plattformrands mit Riffen,
- Bankkalksteinen der plattformrandnahen, inneren Plattform und des Vorriffs,
- feingeschichteten, lagunären Bankkalksteinen der inneren Plattform und des Rückriffs.

Diese Unterteilungen haben keinen biostratigraphischen oder niveaubeständigen Charakter und lassen sich im Gelände oft nicht eindeutig zuordnen.

Liegendgrenze: Einsetzen meist dickbankiger, heller Kalksteine oder dünn- bis mittelbankiger Riffschuttkalksteine („Riffschuttlagen“, Sarntheim 1965; „allodapische Kalksteine“ Bechstädt & Mostler 1974)

An wenigen Stellen setzt sich die Entwicklung der Steinalm-Karbonatplattform direkt in die Wetterstein-Karbonatplattform fort. Für die Abgrenzung zwischen Steinalm- und Wetterstein-Formation fehlen makroskopische Kriterien wie Lithologie- und Farbunterschiede. Die Liegendgrenze der Wetterstein- zur Steinalm-Formation dokumentiert den nahezu ununterbrochenen Fortbestand der mitteltriassischen Karbonatplattform-Entwicklung; sie bildet die Transgressionsfläche einer sich versteilenden Karbonatplattform für deren Abgrenzung jedoch mikro- und makroskopische Kriterien fehlen (Rüffer 1995).

Bei Unterlagerung durch Reifling- oder Partnach-Formation setzt die Wetterstein-Formation mit dem Überwiegen von Plattformdetritus gegenüber Hornstein führenden, dünnbankigen Becken- oder mergeldominierten Beckenrand- und Intraplattformbecken-Sedimenten ein. Des Weiteren fehlen in der basalen Wetterstein-Formation *pietra verde*-Lagen; allerdings können *pietra verde*-Komponenten in aufgearbeiteter Form vorkommen (Hornung & Teipel 2020).

Hangendgrenze: Meist abruptes Einsetzen von braun- und schwarzgefärbten, Siliziklastika dominierten Mergel- und Sandsteinen der basalen Raibl-Formation, oft mit Blei-Zink-Vererzungen am Top der Wetterstein-Formation verbunden (Hornung & Teipel 2020).

Mächtigkeit: 50–500 m, stark schwankend (z. B. Zacher 1966; Doben 1985)

Maximale Mächtigkeit: 800–1.000 m (Zugspitz-Massiv, Hornung & Haas in Bayerisches Landesamt für Umwelt 2017); in Österreich über 1.500 m (z. B. Mieminger Berge; Miller 1965)

Chronostratigraphische Einstufung: Mittel- bis Obertrias; oberstes Anisium bis unterstes Karnium

Bio-, Sequenzstratigraphie: *Secedensis*-Zone (Illyrium, oberstes Anisium) bis *Aonoides*-Zone (Julium 1, unteres Karnium (z. B. Rüffer 1995; Hornung 2008))

Die Datierung der zeitgleich zur Beckenfazies der Reifling-Formation abgelagerten Wetterstein-Formation als Karbonatplattform-Fazies erweist sich als schwierig, da biostratigraphisch verwendbare Leitfossilien (Ammoniten, Conodonten) bis auf wenige Ausnahmen nicht vorkommen. Der Ammonit *Paraceratites trinodosus* aus dem basalen Abschnitt der Wetterstein-Formation verweist auf oberanisiches Alter (Reis 1900). Die Obergrenze wurde lange Zeit mit der Ladinium/Karnium-Grenze gleichgesetzt, wobei unteres Karnium nicht auszuschließen ist (z. B. Plöchinger 1980). Multistratigraphische und Faziesraum-übergreifende Arbeiten deuten darauf hin, dass die Wetterstein-Formation mit einem abrupten Absterben der ausgedehnten Karbonatplattformen („Reingrabener Wende“, Schlager & Schöllnberger 1974) im unteren Julium in der *Aonoides*-Zone endet (Rüffer 1995; Hornung 2008).

Typusregion: Wettersteingebirge (Bayern)

Typusprofil: nicht definiert

Vorkommen in den bayerischen Alpen: Die Wetterstein-Formation ist nach dem Hauptdolomit die flächenmäßig am weitesten verbreitete Einheit des bayerischen Anteils der Nördlichen Kalkalpen. Alle regionalen Aufschlüsse aufzuzählen, würde den Rahmen dieser Publikation sprengen. Einige gut zugängliche Aufschlüsse seien aus dem weiteren Umfeld der Typusregion genannt: Falkenstein (GK25 8429 Pfronten, Zacher 1966); Steig vom Zugspitz-Gipfel zum Zugspitzplatt, Steig vom Frauenalpl zur Meilerhütte (GK25 8531 Zugspitze & 8532 Garmisch-Partenkirchen, Hornung & Haas in Bayerisches Landesamt für Umwelt 2017) (Abb. 36 & 37); Halsköpfl (GK25 8343 Berchtesgaden West, Risch 1993). Weitere Aufschlüsse finden sich auf den Kartenblättern GK25 8430 Füssen (Zacher 1964), GK25 8431 Linderhof (Kuhnert 1967a), GK25 8432 Oberammergau (Kuhnert 1967b), GK25 8333 Murnau (Doben & Frank 1983), GK25 8434 Vorderriß (Doben 1993), GK25 8334 Kochel am See (Doben 1985), GK25 8335 Lenggries (Doben 1991), GK25 8338 Bayerischzell (Wolff 1985), GK25 8236 Tegernsee (Stephan & Hesse 1966), GK25 8237 Miesbach (Pflaumann & Stephan 1968), GK25 8238 Neubeuern (Wolff 1973), GK25 8239 Aschau im Chiemgau (Ganss 1980), GK25 8240 Marquartstein (Ganss 1967), GK25 8241 Ruhpolding (Doben 1970), GK25 8242 Inzell (Doben 1973), GK8342 Schneizlreuth (Froh 2010), GK25 8243 Bad Reichenhall (Zankl & Risch 2011).

Fazies, Paläogeographie: flachmarin, sub- bis intertidal

Faziesabfolge von gegen die Beckenbereiche progradierenden Schwamm-Algen-Riffen unter subtropischen Bedingungen, mit Vorriff-Blockhalde (basale Riffschuttkalksteine), Riffkern (massige Kalksteine) und Rückriff (gebankte Lagunenfazies).

Blei-Zink-Vererzungen und Paläokarst-Erscheinungen werden auf subaerische Exposition aufgrund einer bedeutsamen Regression, die zu einem überregionalen Riffsterben führte, zurückgeführt („Reingrabener Wende“, Schlager & Schöllnberger 1974; siehe Hornung 2008).

Fossilien: Fossilien sind selten, abgesehen von umgelagerten und autochthonen Riffbildnern. Im Bereich des Vorriffs finden sich Crinoiden und Rotalgen (*Solenopora*), im Riffkern Kalkschwämme, Hydrozoen, Korallen sowie *Tubiphytes*. Im lagunären Rückriff treten organogene Klasten (Peloide, PISOIDE) neben partiell dolomitisierten Stromatolith-Algen-Rasen, zerfallenen Schwamm-Populationen sowie Grünalgen (Dasycladaceen) auf (z. B. Reis 1900; Ott 1972; Henrich 1984; Nittel 2006). Aus dem österreichischen Anteil des Karwendels beschreibt Kendler (2012) eine gut erhaltene Ammonitenfauna mit *Eoprotrachyceras*, *Epigymnites*, *Proarcestes*, *Parasturia* sowie *Sageceras*. Diese Ammoniten lassen auf einen Zeitbereich zwischen oberem Anisium und Ladinium schließen.

Wirtschaftliche Bedeutung: als Branntkalk, Zuschlagstoff bei der Zement- und Papierherstellung, als Steinmehl für die Keramik-Industrie und als Düngekalk, Verwendung als Straßenbaumaterial (Schotter, Splitt) sowie als Wasserbaustein, gelegentlich als Werkstein (Weinig et al. 1984).

Bis Anfang des 20. Jahrhunderts wurden mit wechselnder wirtschaftlicher Bedeutung meist kleinere Erzvorkommen in der Wetterstein-Formation abgebaut (Zusammenfassungen in Schneider 1953b; Taupitz 1954; Schneider & Waldvogel 1964): Der vermutlich älteste Abbau von Eisenerzen wurde bereits 629 n. Chr. in der Umgebung von Füssen erwähnt; möglicherweise gab es hier bereits Abbaue in vorrömischer Zeit. Seit Mitte des 15. Jahrhunderts entwickelte sich der Bergbau auf Eisenerz, Blei, Zink und Silber, zunächst im Tagebau, später in untertägigen Bergwerken (z. B. Rauschberg, SW Inzell; Höllental, SW Garmisch-Partenkirchen; Lafatsch, N Innsbruck). So wurde zum Beispiel im aufgelassenen Bergwerk im Höllental (SW Garmisch-Partenkirchen) im „Wettersteinkalk“ der sekundär aus Bleiglanz gebildete Wulfenit (Gelbbleierz) zur Molybdän-Gewinnung abgebaut (z. B. Schmidt 1915); die Förderung dort wurde 1918 eingestellt.

Verbreitung: Alpen; Allgäuer bis Berchtesgadener Alpen

Nördliche Kalkalpen: Allgäu- oder Tannheim-Decke; Lechtal- oder Karwendel-Decke; Berchtesgadener-Decke

Zeitgleiche lithostratigraphische Einheiten:

Ostalpin: Teile von Reifling- und Partnach-Formation, Arlberg-Schichten (Bajuvarikum, Tirolikum), Schreyeralmkalk (Juvavikum)

Südalpin: „Prävolkanisch“: Buchenstein-, Rosengarten-Formation; vulkanoklastische Fernazza-Gruppe; „Postvolkanisch“: St. Cassian-Formation, Schlern-Gruppe, Wengen-, Pordoi-Formation

Helvetikum: Röti-Dolomit

Germanischer Faziesraum: Meißner-, Erfurt-, Grabfeld-Formation, Grafenwöhr-Formation (siehe Deutsche Stratigraphische Kommission 2016)



Abb. 36: Am Gipfel der Zugspitze sind hellgraue, meist gut gebankte, teils massige Kalksteine der Wetterstein-Formation aufgeschlossen:

A Blick vom Schneefernerkopf über das nordwestliche Zugspitzplatt zur Zugspitze. Eine Störungszone (durchgezogene Linie), die oberhalb der Forschungsstation Schneefernerhaus bis in den Gipfelbereich zieht, durchschneidet und versetzt die dickbankigen Kalksteine der Riffhang-Fazies; massige Bereiche, die den eigentlichen Riffkern darstellen, sind mit Übersignatur dargestellt.

B Die Kalksteine der Riffhang-Fazies zeigen am Schneefernerkopf bankinterne Lamination.

C Wettersteinkalk mit gut erhaltenen herausgewitterten Großoolithen und stromatolithischen Strukturen stehen am Zugspitz-Ostgrat nahe der Grenzwachhütte an.



Abb. 37: Dickbankige Kalksteine der Wetterstein-Formation stehen in der Umgebung des Frauenalps an:

A Lagunärer Wettersteinkalk an der Meilerhütte;

B Limonitschwarte am Top der Wetterstein-Formation am Frauenalpl

2.11 Ramsaudolomit

Erstautoren: Böse (1895) (Erstbeschreibung)

Namensgebung: Benannt nach der Ortschaft Ramsau nahe Berchtesgaden in der Typusregion.

Ursprünglich war der Begriff „Ramsaudolomit“ eine lithologische Sammelbezeichnung für „die Dolomitfazies aller zwischen Werfener Schichten und Dachsteinkalk liegenden Schichten“ (Böse 1895). In den Berchtesgadener Alpen lässt sich diese Schichtfolge durch das schmale Band der Raibl-Formation in einen liegenden und einen hangenden Teil gliedern („Unterer und Oberer Ramsaudolomit“, Böse 1895). Die Bezeichnung Ramsaudolomit wird jetzt nur mehr für den Teil im Liegenden der Raibl-Formation verwendet (Risch 1993). Die informelle Einheit Ramsaudolomit ist in den Berchtesgadener Alpen weiterhin in Gebrauch, da deren neuerdings der Wetterstein- sowie stellenweise der Steinalm-Formation zugeordneten Dolomitsteine (Missoni & Gawlick 2010) bisher nur in geringem Umfang differenziert werden konnten.

Synonyma und obsoleete Bezeichnungen: Unterer Alpenkalk und Dolomit (Pichler 1856); Wettersteindolomit (Gümbel 1861); Unterer Ramsaudolomit (Böse 1895)

Lithologische Beschreibung: Das Typgestein des Ramsaudolomits ist ein hellgrauer, teils weißgrauer bis rein weißer, zuckrig-feinkörniger, massiger bis undeutlich gebankter, teils kalkiger Dolomitstein (Abb. 38 & 39). Gelegentlich treten blasse Schlieren auf. Örtlich sind weißgraue bis hellgraubraune Kalksteine mit wechselnden Dolomitgehalten, die den Kalksteinen der Wetterstein-Formation ähneln, eingeschaltet (Risch 1993). Charakteristisch für den Ramsaudolomit sind seine intensive, meist engständige Klüftung und seine starke Tektonisierung (Abb. 40 & 41). Er ist teilweise von Millimeter großen Hohlräumen, die durch Auswitterung von Kalkalgen (Diploporen) entstanden, durchsetzt (Froh 2010; Hornung 2021b). Stellenweise finden sich tektonische Breccien, in denen oft leicht gerundete, Millimeter große Dolomitmörner in einem weißen, ebenfalls dolomitischen Bindemittel zementiert sind (Froh 2010).

Der Ramsaudolomit verwittert aufgrund seines dichten Kluftnetzes zu charakteristischem würfeligem und sandigem Grus (Abb. 40), der oft Hangschutthalden bildet (Risch 1993; Froh 2010).

Untergeordnete Einheiten: Vier Faziestypen können unterschieden werden (Barthel 1987):

- Grapestone-Fazies
- Algenkrusten-Dasycladaceen-Fazies
- Loferit-Fazies
- Bioarenit-Fazies

Diese Faziestypen sind im Gelände aufgrund der oft starken Tektonisierung und vermutlich sekundärer Dolomitisierung nur schwer kartierbar.

Liegendgrenze: Einsetzen der charakteristischen hellgrauen, brüchig-spröden Dolomitsteine über teils zellig-porösen, rauhwackenartigen Dolomitsteinen der Reichenhall-Formation; teilweise entwickelt sich der Ramsaudolomit allmählich aus den Dolomitsteinen der Reichenhall-Formation (Risch 1993). In den Berchtesgadener Alpen wird das stratigraphisch Liegende des Ramsaudolomits als „Skythisch-Anisische Karbonatserie“ (zur Reichenhall-Formation gestellt) bezeichnet.

Hangendgrenze: Die Hangendgrenze des Ramsaudolomits wird mit dem Einsetzen von braunen und schwarzen Mergel-, Ton- und Sandsteinen der Raibl-Formation gezogen, oft verbunden mit einer Blei-Zink-Vererzung am Top des Ramsaudolomits (analog zur Wetterstein-Formation, siehe Zankl 1961; Schang 1983) als Zeichen einer subaerischen Omissionsfläche (siehe Hornung 2008) und dem weitgehenden Absterben der Wetterstein-Karbonatplattform („Reingrabener Wende“, Schlager & Schöllnberger 1974).

Mächtigkeit: 300–400 m (z. B. am Grünstein, NE Königssee, Hornung 2021b)

Maximale Mächtigkeit: bis 600 m im Lattengebirge (Risch 1993), bis 1.000 m im Wimbachtal an der Ostseite des Hinterbergkopfes (Hornung 2021b). Primäre Mächtigkeiten sind aufgrund des meist nicht erkennbaren Schichtgefüges und Tektonik kaum abschätzbar.

Chronostratigraphische Einstufung: Mitteltrias bis Obertrias; oberes Anisium bis unteres Karnium

Biostratigraphie: *Secedensis*-Zone (Illyrium, oberstes Anisium) bis *Aonoides*-Zone (Julium 1, unteres Karnium) (basierend auf Fossildatierungen aus der zeitgleich abgelagerten Wetterstein-Formation, z. B. Risch 1993; Ruffer 1995; Hornung 2008)

Typusregion: Umgebung von Ramsau bei Berchtesgaden (Oberbayern)

Typusprofil: nicht bekannt

Vorkommen in den bayerischen Alpen: Steilufer der Berchtesgadener Ache am Kiliansberg, W Unterau; E Maria Gern, S Lauch (GK25 8244/8344 Berchtesgaden Ost, Kellerbauer 2011); Saalachtal, am Weg von Schneizlreuth zum Haiderhof; S Unterjettenberg an der Straße nach Oberjettenberg (GK25 8342 Schneizlreuth, Froh 2010); Loferer Seilergraben, W Wimbachgries-Hütte (GK25 8443 Königssee, Hornung 2021b)

Fazies, Paläogeographie: flachmarin, sub- bis intertidal

Die von Barthel (1987) unterschiedenen Faziestypen deuten auf einen flachstmarinen, teilweise trockenfallenden, intertidalen Ablagerungsbereich vermutlich im Vorfeld der ausgedehnten Wetterstein-Karbonatplattformen hin (Siegwarth 1989b).

Fossilien: relativ selten; teilweise finden sich neben vereinzelt Großgastropoden und anderen Mollusken- und Echinodermatenresten vor allem für die Datierung wichtige Algen wie *Diploporella*, *Poikiloporella*; daneben treten Foraminiferen sowie das Mikroproblematikum *Tubiphytes* auf (Risch 1993).

Wirtschaftliche Bedeutung: Verwendung als Straßenbaumaterial, überwiegend jedoch in aufbereiteter Form in der Baustoff-, Kunststoff-, Glas-, Putzmittel-, Düngemittel-, Papier-, chemischen und pharmazeutischen Industrie (Weinig et al. 1984). Bei Unterjettenberg wird ein reiner, weißer Dolomitstein für technische Verwendungen abgebaut (Froh 2010).

Verbreitung: Alpen; Berchtesgadener Alpen

Nördliche Kalkalpen; Berchtesgaden-Decke

Zeitgleiche lithostratigraphische Einheiten:

Ostalpin: Teile von Wetterstein- und Partnach-Formation (Bajuvarikum, Tirolikum), Schreyeralmkalk (Juvavikum)

Südalpin: „Prävolkanisch“: Buchenstein- und Rosengarten-Formation; vulkanoklastische Fernazza-Gruppe; „Postvolkanisch“: St. Cassian-Formation und Schlern-Gruppe („Schlerndolomit“)

Helvetikum: Röti-Dolomit

Germanischer Faziesraum: Meißner-, Erfurt-, Grabfeld-Formation, Grafenwöhr-Formation (siehe Deutsche Stratigraphische Kommission 2016)



Abb. 38: Massige Dolomitsteine des Ramsaudolomits am Weg zum Hirschbichlkopf (Reiteralm)



Abb. 39: Massige Dolomitsteine des Ramsaudolomits am Weg zum Sulzenstein (Reiteralm)



Abb. 40: Weißgrauer, massiger Dolomitstein, brecciiert und intensiv geklüftet, zerfällt in kantigen Grus, Ramsaudolomit (Maiswandgraben, N Bischofswiesen)



Abb. 41: Weißgrauer, massiger Dolomitstein, stellenweise mit unregelmäßigen Hohlräumen, brecciiert und unregelmäßig geklüftet, Ramsaudolomit (Maiswandgraben, N Bischofswiesen)

2.12 (Nordalpine) Raibl-Formation

Erstautoren: Wöhrmann (1889) (Erstbeschreibung)

Namensgebung: gültig (Hornung & Teipel 2018c)

Benannt nach der Typuslokalität Raibl (Cave del Predil, Italien). Die ursprünglich aus dem Südalpin stammende Bezeichnung „Raibler Schichten“ (Foetterle 1856) wurde von Hauer (1857) aufgrund lithologischer Ähnlichkeiten auf Vorkommen in den Nördlichen Kalkalpen übertragen.

Synonyma und obsoleete Bezeichnungen: Raibler Schichten (Foetterle 1856; Hauer 1857); Carditaschichten (Pichler 1856, 1857); Unterer Muschelkeuper in den Alpen (Gümbel 1861); Torer Schichten (Suess & Mojsisovics 1867); Nordalpine Raibler Schichten, Zirler Schichten (Tollmann 1976a)

Lithologische Beschreibung: Die (Nordalpine) Raibl-Formation zeichnet sich durch abwechslungsreiche, meist zyklisch auftretende Lithologien aus (Abb. 46). Während im zentralen und südlichen Verbreitungsgebiet drei bis fünf Zyklen aus basalen Sand-/Tonstein-Wechselfolgen mit Kalk-/Dolomitstein-(Rauhwacke-)Folgen (Zyklotheme) auftreten, ist im nördlichen Verbreitungsgebiet (z. B. Ammergauer Alpen) oft nur die untere klastische Abfolge mit Sandsteinen entwickelt; häufig werden die klastischen Anteile der oberen Zyklotheme durch dünne Mergelsteinhorizonte vertreten (Jerz 1966).

Stellenweise besteht der basale Anteil der Raibl-Formation (über Partnach-Formation) aus wenige Dezimeter mächtigen, bituminösen, laminierten Tonsteinen (Ferchenbach-Subformation) und/oder schwarzen, zähen, nicht laminierten Tonsteinen, die bis zum Einsetzen der ersten Sandsteinlage reichen (Reingraben-Subformation, siehe Hornung 2008).

Im Normalprofil der Raibl-Formation treten im unteren Teil klastische Wechselfolgen mit unterschiedlichen Anteilen an dunkelgrauen bis grauschwarzen, selten grüngrauen, meist sandigen, teils mergeligen, oft bituminösen Tonsteinen auf. Diese führen Glimmer, Quarz, Pyrit sowie gelegentlich Glaukonit; als überwiegende Tonkomponente kommt Illit vor, untergeordnet tritt Kaolinit auf (Jerz 1966). Nach oben schalten sich zunehmend grünlich-, bräunlich- oder dunkelgraue, plattige bis dünnbankige Sandsteine mit meist karbonatischem, gelegentlich limonitischem oder kieseligem Bindemittel ein (Abb. 42–44). Dabei variieren die Anteile und Mächtigkeiten von Sand- und Tonsteinen. Bei den auffällig ockergelb bis rostrot verwitternden Sandsteinen handelt es sich um Silt-, Fein- und Mittelsandsteine, Arkosen und Grauwacken, teils mit Fein- und Kreuzschichtung; sie enthalten unter anderem Glimmer, Pyrit, Glaukonit, Feldspäte, Gesteinsbruchstücke sowie inkohlte Pflanzenhäcksels; selten treten bis zu 25 cm mächtige Kohleflözchen auf (Jerz 1966). In den Tonstein-Serien kommen vor allem im zentralen und südlichen Verbreitungsgebiet der Raibl-Formation charakteristische Leitbänke aus Kalksteinen vor. Diese werden aus Sphaerocodien-Bänken mit wenige Millimeter bis 1,3 cm großen Onkoiden (*Sphaerocodium bornemanni*) und Lumachellen-Bänken aufgebaut (Jerz 1966).

Den größten Anteil an der Raibl-Formation haben Dolomit- und Kalksteine, die jeweils in mächtigen Schichtpaketen oder als Wechselfolgen auftreten (Abb. 45). Über der klastischen Abfolge setzen sie stellenweise mit einem gelblichen, bioturbaten, mürbe verwitternden Kalk-/Dolomitstein-Horizont („Gelbkalk“) ein. Darüber folgen Dolomit- und Kalksteine, teils im Wechsel. Die weiß- bis blaugrauen oder gelbbraunen, meist schlecht gebankten, oft löchrig verwitternden Dolomitsteine („Zellendolomit“) überwiegen im unteren Teil der Dolomit-/Kalkstein-Folgen. Zum Hangenden treten hell- bis dunkelgraue, blau- oder braungraue, plattige bis mittelbankige, feinkörnige bis dichte, oft laminierte, teils fossilführende Kalksteine, die mürbe verwittern („Mürbkalk“), hinzu.

Verbreitet treten monomikte, syn- bis frühdiagenetische Karbonat-Breccien auf. Während die Dolomitsteine fast ausschließlich fossilfrei sind, ist der Fossilgehalt in den Kalksteinen unterschiedlich: einige Bänke führen Makrofossilien wie Lamellibranchiaten, Gastropoden und Echinodermen; häufiger kommen Foraminiferen, Ostrakoden und Kalkalgen-Krusten vor (Abb. 47 & 48). Weiterhin treten hellgraue bis grauschwarze Echinodermenspatkalksteine auf (Jerz 1966). Mergel- und Tonmergelsteine mit unterschiedlicher Graufärbung können mit bis zu einigen Metern Mächtigkeit in die Dolomit-/Kalkstein-Wechselfolgen eingeschaltet sein oder aus den Ton- und Sandsteinen in die karbonatische Folge überleiten. Bereichsweise vertreten Mergelstein-Folgen die höheren klastischen Folgen.

In den hangenden Partien der Raibl-Formation kommen bereichsweise Anhydrit/Gips-Tonstein- oder Anhydrit/Gips-Mergelstein-Wechselfolgen, die in, oft bituminöse, mittel- bis dunkelgraue Dolomitsteine oder Rauhacken eingeschaltet sind, vor (Abb. 53–55). Hierbei wechseln blättrig-plattige, weißgraue, teils rötliche Gips- oder dunkel- bis schwarzgraue Anhydritlagen mit plattigen, grauen, teils bituminösen Ton- oder Mergelsteinen, untergeordnet auch Kalk-, Dolomit- oder Sandmergelsteinen ab (Jerz 1966; Bachmann & Müller 1981).

Als Rauhacken werden meist ungeschichtete Dolomit- und Kalksteine zusammengefasst, die sich durch löchrig-poröse Verwitterungsstrukturen auszeichnen und bevorzugt im oberen Teil der Raibl-Formation, vor allem an der Grenze zum überlagernden Hauptdolomit, vorkommen (Abb. 49–52). Sie sind hell-, gelb- oder braungrau, gelegentlich bituminös oder tonig; selten enthalten sie Gipsreste, meist sind sie brecciiert mit eckigen Dolomitstein-Bruchstücken. Die Rauhacken am Top der Raibl-Formation bilden die Grenze zum Hauptdolomit, teilweise sind sie tektonisch reduziert und können über brecciierte Dolomitsteine in den Hauptdolomit überleiten. Im Untergrund wurden Rauhacken mit Porositäten bis 13 % erbohrt (Bachmann & Müller 1981).

Untergeordnete Einheiten: Gliederung nach Wöhrmann (1889, 1893), erweitert durch Angermeier et al. (1963), Jerz (1966) und Hornung (2008):

- Untere Abteilung „Carditaschichten“:
 - Ferchenbach-Subformation (nur lokal: etwa 0,5 m)
 - Reingraben-Subformation (nur lokal: bis zu 5 m)
 - Untere Schiefertonsserie (Horizont 1a) (meist < 30 m; bis 140 m)
 - Untere Karbonatgesteinsserie (Horizont 1b) (bis 60 m)
 - Mittlere Schiefertonsserie (Horizont 1c) (20–25 m)
- Obere Abteilung „Toror Schichten“:
 - Mittlere Karbonatgesteinsserie (Horizont 2a) (15–20 m)
 - Obere Schiefertonsserie (Horizont 2b) (20–35 m)
 - Obere Karbonatgesteinsserie (Horizont 2c)

Diese Gliederung, lokal mit bis zu fünf Zyklen, findet sich im zentralen und südlichen Verbreitungsgebiet der Raibl-Formation wieder, so etwa auch in den westlichen und zentralen Nördlichen Kalkalpen bis zum Inntal zwischen Kufstein und Kiefersfelden. In den Teilbereichen östlich davon (Chiemgauer und Berchtesgadener Alpen mit Ausnahme der Ruhpoldinger Gegend) ist meist nur ein Zyklus mit der „Unteren Schiefertonserie“ mit Sandsteinen ausgebildet.

Liegendgrenze: Auftreten von lokal laminierten, karbonatfreien Tonsteinen (Ferchenbach-Subformation und Reingraben-Subformation) oder Mergel- und Sandsteinen mit scharfer lithologischer Grenze über den Kalksteinen der Wetterstein-Formation. Bei Übergang aus Ton- und Tonmergelsteinen der Partnach-Formation kann die Grenze mit dem abruptem Wegfall der Karbonatführung (Grenze oberste Partnach-Formation zu Ferchenbach- oder Reingraben-Subformation) gezogen werden (Hornung 2008).

Hangendgrenze: Ausbleiben der Rauhwacken; oft fließender Übergang von Rauhwacken der Raibl-Formation unter Zunahme von Dolomitsteinen zum Hauptdolomit (Jerz 1966).

Mächtigkeit: Mehrere Meter bis mehrere 100 m; oft verfaltet oder tektonisch reduziert

Maximale Mächtigkeit: bis 550 m übertage, im zentralen Verbreitungsgebiet (Wamberger Sattelzone, Wettersteingebirge); nach N und S abnehmend (Jerz 1966). In der Bohrung Vorderriß 1, die ebenfalls im zentralen Verbreitungsgebiet mit den höchsten Mächtigkeiten steht, wurden in zwei benachbarten Teildecken Mächtigkeiten von 950 m für den oberen, überwiegend karbonatischen Teil der Raibl-Formation und 400 m für den unteren, überwiegend siliziklastischen Teil erbohrt. Die Bohrergebnisse lassen auf eine sedimentäre Gesamtmächtigkeit der Raibl-Formation von über 1.300 m schließen (Bachmann & Müller 1981). Die übertägig festzustellenden, deutlich geringeren Mächtigkeiten der Raibl-Formation sind vor allem auf die Auslaugung von Anhydrit zurückzuführen.

Chronostratigraphische Einstufung: Obertrias; Karnium

Biostratigraphie: Ammoniten-Zonen *Austrotrachyceras austriacum* (Julium 2) bis *Tropites subbullatus* (Tuvalium 2); Conodonten-Zonen: *tethydis* I.Z. bis *carpathicus* I.Z. (z. B. Hornung 2008). Untersuchungen an Dinoflagellaten und Palynomorphen belegen mit *Lagenella martini* Julium (Hochuli & Frank 2000). Eine Zusammenstellung älterer Daten bietet Tollmann (1976a).

Neuere multistratigraphische Ansätze mit biostratigraphisch und sequenzstratigraphisch gestützter, überregionaler Korrelation zwischen unterschiedlichen Faziesräumen der Tethysregion (terrigen-klastischer Germanischer Faziesbereich, Südalpin und Tethys–Himalaya) finden sich bei Keim et al. (2001; 2006) sowie Hornung (2008).

Typusregion: Zentrales Verbreitungsgebiet der nordalpinen Raibl-Formation im Werdenfelser Land, SE Garmisch-Partenkirchen (Jerz 1966)

Typusprofil: Raibl (Cave del Predil, Region Friaul - Julisch Venetien, Italien). In der Zirler Klamm (Zirl, Tirol) beschreibt Jerz (1966) detaillierte Profile, die als Referenzprofile für die nordalpine Raibl-Formation gelten können.

Vorkommen in den bayerischen Alpen: N Zirbelkopf und NW Predigtstuhl weitgehend vollständige Profile mit Liegend- und Hangendgrenze sowie Köchelgraben (GK25 8533 Mittenwald, Jerz & Ulrich 1966); Hennenkopf (GK25 8334 Kochel a. S., Doben 1985); N Brauneck (GK25 8335 Lenggries, Doben 1991); Wamberger Wald, Ferchenbach, Frauenalpl (GK25 8532 Garmisch-Partenkirchen, Hornung 2008); sowie weitere in Jerz (1966): z. B. Baumgarten-Alm, E Tegernsee (GK25 8336 Rottach-Egern); Tennenalm, Benediktenwand (GK25 8335 Lenggries); Zirbelkopf, Wetterstein (GK25 8532 Garmisch-Partenkirchen); Schlossanger und Faulenbach, Falkenstein (GK25 8429 Pfronten);

außerdem: Mühlberger Kessel, Lehnbach bei Pflach und Weg zur Niederstraußberg-Alm (GK25 8430 Füssen, Zacher 1964); Gebiet der Hochplatte, Baumgarten- und Teufelsstätt-Kopf (GK25 8431 Linderhof, Kuhnert 1967a); diverse Aufschlüsse am Nordhang des Ammergebirges, Oberauer Sattel zwischen Oberau und Hasen-Jöchl (GK25 8432 Oberammergau, Kuhnert 1967b); Steckenberg Nordhang (GK25 8332 Unterammergau, Teipel & Hahn in Bayerisches Landesamt für Umwelt 2018a); Bereich zwischen Prinzenweg und Baumgartenalm (GK25 8236 Tegernsee, Stephan & Hesse 1966); Hirschgröhrkopf, S Birkenstein („Auf der Wand“), Harhamer Kopf und rund um den Schweinsberg (GK25 8237 Miesbach, Pflaumann & Stephan 1968); schmale Ausbisse nördlich Soinwand und Schortenkopf, Falkenberg (GK25 8238 Neubeuern, Wolff 1973); Steinbachtal, Heuberg, Duftbräu und Nordseite Hochries, besonders gut an der Wimmeralm (GK25 8239 Aschau im Chiemgau, Ganss 1980); Kampenwand, NW und E Schleching (GK25 8240 Marquartstein, Ganss 1967); Oberes Weiße-Achental, Kaumgraben und Thoraukopf, Staudacher Alpe, Hochkienberg-Alpe und Westbasis des Rauschberges (GK25 8241 Ruhpolding, Doben 1970); am Rauschberg, Hintere Schwarzenache, Rauschberg-Alm (GK25 8242 Inzell, Doben 1973); Südabdachung Zwieselmassiv, Gipfelbereich zwischen Zwiesel und Zenokopf, E Thumsee (GK25 8243 Bad Reichenhall, Zankl & Risch 2011); zwischen Schneizlreuth und Ulrichsholz, Schwarzbach SE Unterjettenberg (GK25 8342 Schneizlreuth, Froh 2010); Steig vom Scheibenkaser zum „Leiterl“ (GK25 8343 Berchtesgaden West, Risch 1993)

Fazies, Paläogeographie: flachmarin, subtidal

Ablagerung in flachen Becken am Nordrand der Tethys; mit wiederholtem, siliziklastischem Eintrag vom Festland. Die Raibl-Formation stellt eine mehrfache, zyklische Abfolge aus Regression (tonig-sandige, festländisch beeinflusste Sedimentation) und Transgression (karbonatische Sedimentation) mit teilweise hypersalinaren Bedingungen (Evaporite) (z. B. Jerz 1966) und mit Tempest-Einschaltungen (Hornung 2008) dar. Die tonig-mergelig-sandigen Anteile kamen im küstenferneren, neritischen Schelfbereich (Wassertiefe 50–200 m) zur Ablagerung (z. B. Reingrabens-Subformation), die kalkigen Partien eher in einem tidal-evaporitischen Milieu in Küstennähe (Rüffer & Bechstädt 1995).

Fossilien: Bivalven, Ammonoideen (umfassende Auflistungen und Zusammenfassungen in Wöhrmann 1889, 1893; Tollmann 1976a; Hornung 2008). Die „Untere Abteilung“ ist charakterisiert durch *Cardita crenata guembeli*, die „Obere Abteilung“ durch *Ostrea* und *Alectryonia montiscaprilis* (Wöhrmann 1889). Krainer et al. (2011) beschreiben aus dem Karwendel und dem Mieminger Gebirge Vertebratenreste (Fischzähne, Reptilienfragmente).

Wirtschaftliche Bedeutung: Gips wurde früher für Bauzwecke, als Stuckgips und als Düngegips abgebaut (z. B. bei Weißenbach, Nassereith (Fernpaß), Reutte, Oberau und Kochel); außerdem haben einige Heil- und Mineralquellen ihren geologischen Ursprung im Raibler Gips (z. B. Bad Faulenbach bei Füssen, Bad Oberdorf bei Bad Hindelang, Wildbad Kreuth und Schwaighof bei Tegernsee) (siehe Jerz 1966).

Gelegentlich Verwendung als Lockermaterial für den Wegebau. Früher wurden Kalksteine als Zuschlagstoff für Fahrbahnbefestigungen und Beton, als Gleisschotter sowie als Wasserbau- und Mauerstein, und Rauwacken als Naturwerk- und Baustein verwendet (Weinig et al. 1984).

Verbreitung: Alpen; Allgäuer bis Berchtesgadener Alpen

Nördliche Kalkalpen; Allgäu- oder Tannheim-Decke, Lechtal- oder Karwendel-Decke, Inntal- oder Karwendel-Decke, Staufen-Höllengebirge-Decke; Walsertal-Zone

Zeitgleiche lithostratigraphische Einheiten:

Ostalpin: Lunz-, Opponitz-Formation (küstennahe Fazies; Österreich), „Manganoxid-Schicht“ innerhalb der bunten julischen Bankkalke (Hallstatt-Subgruppe)

Südalpin: Heiligkreuz-, Travenanzes-Formation (Dolomiten, Italien) (Keim et al. 2006)

Germanischer Faziesraum: Stuttgart-Formation („Schilfsandstein“), Weser-, Steigerwald-Formation („Lehrberg-Schichten“) (epikontinental; Schichtstufenland), Hassberge-, Mainhardt-Formation (siehe Deutsche Stratigraphische Kommission 2016)



Abb. 42: Plattige, geschieferte Tonsteine („Raibler Schiefertone“) der basalen Raibl-Formation (Kämitor)



Abb. 43: Schwarzgraue, karbonatisch gebundene Feinsandsteine, mit feinem Muskovit und inkohlten Pflanzenhäckseln auf den Schichtflächen, Raibl-Formation (Steinbruch, S Fischbach am Inn)



Abb. 44: Schwarzgraue, karbonatisch gebundene Feinsandsteine, mit kräftig ockerfarbenen Verwitterungsfarben, Raibl-Formation (Steinbruch, S Fischbach am Inn)



Abb. 45: Dünn- bis mittelbankige, bituminöse Kalksteine der unteren Kalksteinfolge, Raibl-Formation (Steig vom Kämitor zum Kämitorkopf)



Abb. 46: Wechselfolge aus Kalk-, Tonmergel- und Dolomitsteinen, Raibl-Formation (Steinbruch, S Fischbach am Inn)



Abb. 47: Dünnbankiger, bioklastischer Kalkstein (Schillkalk, Oncolithenbank) mit dunkelgraugrünen Tonmergelsteinen, Raibl-Formation (Seekopf, SW Ruhpolding)



Abb. 48: Ocker anwitternder Kalkstein mit laminierten, verfalteten Algenkrusten, Raibl-Formation (Seekopf, SW Ruhpolding)



Abb. 49: Raibler Rauhacke am Wanderweg vom Kreuzeck zur Bernadein-Diensthütte



Abb. 50: Plattige Dolomitsteine über massiger Rauhacke, Raibl-Formation (E Thumsee, W Bad Reichenhall)



Abb. 51: Weißgrauer Kalkstein, löchrig verwitternd ähnlich einer Rauhwanke, Raibl-Formation (Rauschberg, SE Ruhpolding)



Abb. 52: Beigeweiße,
löchrig verwitterte Rauhwanke,
Raibl-Formation
(Gruben, Oybach, SSE Oberstdorf)



Abb. 53: Undeutlich gebänderter, weißgrauer Gips mit dunkelgrauem Tonstein, Raibler Gips, Raibl-Formation (Oberau)



Abb. 54: Feinlaminierte, verfaltete Wechselfolge aus weißem Gips und grauem Tonstein, Raibler Gips, Raibl-Formation (Oberau)



Abb. 55: Gips-Tonstein-Breccie, mit schwarzgrauen eckigen Tonstein-Komponenten in weißer Gips-Matrix, Raibler Gips, Raibl-Formation (Oberau)

2.13 Hauptdolomit

Erstautoren: Gümbel (1857) (Erstbeschreibung)

Namensgebung: Die Bezeichnung „Hauptdolomit“ wurde, vermutlich aufgrund der großen Mächtigkeit und Verbreitung dieser Einheit, von Gümbel (1857) eingeführt. Im südalpinen Bereich verwendete Lepsius (1876) die Bezeichnung „Dolomia principale“.

Synonyma und obsoleete Bezeichnungen: Dolomia principale (Lepsius 1876); Dachsteindolomit (Plöschinger 1984)

Lithologische Beschreibung: Die typische Ausbildung des Hauptdolomits ist ein hellgrauer bis milchig-bräunlicher, teilweise auch weißlichgrauer, feinkörniger, teils zuckerkörniger, mehr oder weniger stark absandender Dolomitstein. Er ist meist im Dezimeter-Bereich gut gebankt (mittel- bis dickbankig), kann aber auch undeutlich gebankt bis massig in Erscheinung treten. Die Bankflächen sind meist eben bis leicht wellig. Brecciierte Zwischenlagen (Abb. 63), Tempestite, synsedimentäre Rutschfallen und tektonische Breccien kommen lokal häufig vor. Aufgrund oftmals engständiger Klüftung zerfallen die Dolomitsteine in typische, rhombisch-kantige, Zentimeter-große Fragmente (Abb. 62).

In vielen Regionen der bayerischen Nördlichen Kalkalpen lässt sich der Hauptdolomit in drei Abschnitte untergliedern (z. B. Müller-Jungbluth 1968a; Fruth & Scherreiks 1982; Hornung & Ortner 2010; Hornung & Gruber 2011):

Der **Untere Hauptdolomit** ist durch gut gebankte, dünn- bis mittelbankige, oft feinelaminierte, mehr oder weniger deutlich bituminöse, meist dunkelgraue Dolomitsteine mit glatten Schichtflächen charakterisiert (Abb. 56–58). Stellenweise weisen die Schichtfolgen geringe Kalkgehalte (leichte Reaktion mit verdünnter Salzsäure) auf. Die teils Pyrit führenden Dolomitsteine verwittern dunkelbraun bis gelbbraun. Bereichsweise gibt es, vor allem im unteren Teil des Hauptdolomits, geringmächtige Einschaltungen von grünen und roten Tonmergelsteinen sowie Rauhewacken (z. B. W Ruhpolding, Doben 1970).

Der **Mittlere Hauptdolomit** als mächtigster Abschnitt der Einheit ist eine monotone Serie aus hell- bis mittelgrauen, mittel- und dickbankigen sowie bereichsweise massigen Dolomitsteinen. Diese zeigen in der Regel ebene Bankflächen, feine bankinterne Lamination, gelegentlich Bioturbationspuren sowie hellgraue bis gelbbraune Verwitterungsfarben.

Einzelne Dolomitsteinbänke weisen Loforit-ähnliche Mikrogefüge auf, wie

- langgezogene, Calcit erfüllte Hohlräume (Stromataktis),
- granularer feiner Karbonatschlamm (Pelmikrite),
- aufgearbeitete kleine Plättchen aus vorverfestigtem Karbonatschlamm (*mud chips*),
- wahrscheinlich in Strandnähe gebildete, kleine, kugelige Konkretionen (Pisoiden),
- spindelförmige Porenräume, die nachträglich mit sparitischem Calcit auskristallisiert wurden (*birds' eyes*), sowie
- reliktsch erhaltene „Geister-Strukturen“ von Algenmatten (Abb. 59–61) und *micromounds* (Mikro-Riffe) (z. B. Müller-Jungbluth 1968a, 1968b).

Lokal sind sedimentäre, intraformationelle Breccien eingeschaltet: Zentimeter- bis selten Dezimeter-große, ungerundete Intraklasten schwimmen in einer dunkelgrauen, dolomitischen und charakteristisch absandenden Matrix. Die Breccien entstanden infolge synd sedimentärer Umlagerung bereits vorverfestigten Karbonatschlammes durch Sturmereignisse (Tempestite) (z. B. Hornung & Haas in Bayerisches Landesamt für Umwelt 2017).

Der **Obere Hauptdolomit** ähnelt mit seinen hell- bis mittelgrauen, mittel- bis dickbankigen, öfter auch massigen Dolomitsteinen, der Abfolge des Mittleren Hauptdolomits. Die Dolomitsteine zeigen ebenfalls Loferit-ähnliche Mikrogefüge, wie Stromataktis, *mud chips*, PISOIDE, *bird's eyes* und „Geister-Strukturen“ von Algenmatten (Müller-Jungbluth 1968a, 1968b). Zudem ist oft eine ausgeprägte Zyklizität in verschiedenen Maßstäben (unterschiedlicher Ordnung) festzustellen, die auf Transgressions–Regressions-Zyklen zurückzuführen ist und teils an Loferer Zyklen erinnert (Donofrio et al. 2003). Im Unterschied zum Mittleren Hauptdolomit kann der Obere Hauptdolomit bankweise Makrofossilien, wie Megalodonten oder Algenrasen, führen. Trockenrisse sowie messerstichförmige Hohlräume von gelösten Evaporitkristallen werden ebenfalls beschrieben (Müller-Jungbluth 1968b).

In der gesamten Hauptdolomit-Abfolge kommen lokal begrenzt häufiger vereinzelte Zonen mit erhöhtem Kalkgehalt vor. Auch mächtigere Kalksteinpartien (Hauptdolomit mit Kalkbänken) treten öfter auf. Deren lateral rasch auskeilendes und anscheinend nicht horizontbeständiges Vorkommen mit eindeutigem Plattenkalk-Habitus liegt knapp 50 m unterhalb der Hauptdolomit/Plattenkalk-Grenze (z. B. Kuhnert 1967a, 1967b). Nahe der Grenze zum überlagernden Plattenkalk treten zunehmend dünnbankige Kalkstein-Einschaltungen auf, die allmählich zum hangenden Plattenkalk überleiten.

Im Bereich des Mittleren bis Oberen Hauptdolomits können schwarzgraue, oft bituminöse Mergelsteine der Seefeld-Subformation eingeschaltet sein (siehe 2.13.1). Neben lokal auftretenden, geringmächtigen Einschaltungen grüner und roter Mergelsteine, mit spärlicher Mikrofauna (Foraminiferen, Selachierzähne, z. B. Zacher 1966; Pflaumann & Stephan 1968; Doben 1970, 1985; Wolff 1985) können bereichsweise Wechselfolgen aus meist roten und grünen Kalk-, Dolomit- sowie Mergelsteinen in die monotonen Dolomitstein-Folgen des Hauptdolomits eingeschaltet sein (Ziegspitz-Subformation, siehe 2.13.2). Wolff (1985) beschreibt zudem „Weiße Dolomite“ vom Faziesübergang nahe dem stratigraphisch hangenden Plattenkalk.

Untergeordnete Einheiten:

Im bayerischen Alpenanteil werden neben dem Hauptdolomit im engeren Sinn

- die Seefeld-Subformation (siehe 2.13.1)
- und die Ziegspitz-Subformation (siehe 2.13.2)

ausgegliedert.

Die für die Gliederung nach Müller-Jungbluth (1968a, 1968b) von Donofrio et al. (2003) vorgeschlagenen Formationsnamen Schloßbach-Formation (Unterer Hauptdolomit), Freiong-Formation (Mittlerer Hauptdolomit), Seefeld-Formation (Bituminöser Hauptdolomit, Seefelder Schichten) und Dachsteindolomit (Oberer Hauptdolomit) werden im bayerischen Alpenanteil nicht verwendet.

Liegendgrenze: Einsetzen mächtiger Dolomitsteine, über Kalk-, Dolomitsteinen und Rauhwacken der Raibl-Formation. Der Hauptdolomit entwickelt sich oft allmählich aus der unterlagernden nordalpinen Raibl-Formation; im Gebiet zwischen Wettersteingebirge und Berchtesgadener Alpen ist der Übergang oft fließend und schwer im Gelände zu fassen.

Hangendgrenze: Einsetzen mächtigerer, durchgängiger Kalkstein-Folgen des Plattenkalks. Der Übergang vom Oberen Hauptdolomit zum Plattenkalk erfolgt meistens allmählich durch Zunahme von Kalkstein-Einschaltungen; vor allem geschieht dies in den westlichen und zentralen Bereichen der bayerischen Nördlichen Kalkalpen (diachrone Faziesverzahnung von Oberem Hauptdolomit und Plattenkalk).

In den östlichen Bereichen der bayerischen Nördlichen Kalkalpen wird der Hauptdolomit lokal von dunkelgrauen Kalksteinen der Kössen-Formation und Oberrhätalk überlagert; hier ist die Grenzziehung aufgrund des hohen Kalkgehaltes eindeutig.

Mächtigkeit: Wenige Zehnermeter bis meist mehrere 100 m; Unterer Hauptdolomit: 300–500 m, Mittlerer Hauptdolomit: 800–1000 m, Oberer Hauptdolomit: etwa 300 m (Müller-Jungbluth 1968b; Fruth & Scherreiks 1982; Donofrio et al. 2003), Ziegspitz-Subformation: wenige bis 50 m (Kuhnert 1967a, 1967b).

Maximale Mächtigkeit: bis 2.200 m an der Rappenklammspitze, W Hinterriß (Tirol) (Ulrich 1960), wobei intensive Verfaltung sowie sprödektonische Überprägung lithologisch monotoner Sequenzen ohne geeignete Leithorizonte eine Abschätzung der primären Mächtigkeiten zum Teil stark behindern.

Chronostratigraphische Einstufung: Obertrias; oberes Karnium bis oberes Norium; oberes Tuvallium bis Sevatium

Da biostratigraphische Methoden mit Conodonten und Ammoniten im fossilarmen Hauptdolomit versagen, basiert die Alterseinstufung auf der sequenz- und lithostratigraphischen Korrelation mit datierbaren Bereichen im Liegenden und im Hangenden. Die Obergrenze der Raibl-Formation – und damit die Basis des Hauptdolomits – konnte sequenzstratigraphisch als oberstes Karnium bestimmt werden (z. B. Hornung 2008). Die Hauptdolomit-Obergrenze am Übergang Alaunium/Sevatium wird durch biostratigraphische Daten aus der Seefeld-Subformation gestützt (Donofrio et al. 2003).

Typusregion: Das gut untersuchte Gebiet rund um den Solstein im südwestlichen Karwendel (Brandner & Poleschinski 1986; Poleschinski 1989; Donofrio et al. 2003) wird als Typusregion vorgeschlagen.

Typusprofil: nicht definiert. Als Referenzprofil wird das in Poleschinski (1989) sowie Donofrio et al. (2003) beschriebene Profil vom Solsteinhaus zur Reither Spitze (Westliches Karwendel, Tirol) vorgeschlagen, wenngleich die dort definierten Formationen in Bayern nicht in dieser Form verwendet werden.

Vorkommen in den bayerischen Alpen: Da der Hauptdolomit die flächenmäßig am weitesten verbreitete Einheit der bayerischen Alpen ist, gibt es viele Aufschlüsse an Wanderwegen oder Böschungen, z. B. am Gipfelaufbau des Biberkopfes (GK25 8727 Biberkopf, Hornung 2011; Abb. 57); am Wanderweg vom Edmund-Probst-Haus zum Laufbacher Eck unter dem Schochen, Wiedemerkopf (GK25 8628 Hochvogel, Jacobshagen et al. in Bayerisches Landesamt für Umwelt 2014); Oberer Hauptdolomit am Wanderweg von der Rotmoosalpe zum Grießberg und Rauhenstein (GK25 8531 Zugspitze, Hornung & Haas in Bayerisches Landesamt für Umwelt 2017).

Weitere Aufschlüsse und Vorkommen finden sich auf folgenden Geologischen Karten: GK25 8627 Einödsbach (Hornung 2011); GK25 8527 Oberstdorf (Teipel et al. in Vorb.); GK25 8528 Hinterstein (Zacher & Teipel in Bayerisches Landesamt für Umwelt, in Vorb.); GK25 8428 Bad Hindelang (Zacher 2014); GK25 8429 Pfronten (Zacher 1966); GK25 8430 Füssen (Zacher 1964); GK25 8431 Linderhof (Kuhnert 1967a); GK8432 Oberammergau (Kuhnert 1967b); GK25 8433 Eschenlohe (Doben 1976); GK25 8332 Unterammergau (Teipel & Hahn in Bayerisches Landesamt für Umwelt 2018a); GK25 8333 Murnau (Doben & Frank 1983); GK25 8434 Vorderriß (Doben 1993); GK25 8334 Kochel am See (Doben 1985); GK25 8435 Fall (Hornung & Gruber 2011); GK25 8335 Lengries (Doben 1991); GK25 8337/8437 Josefthal (Nickmann & Thuro in Bayerisches Landesamt für Umwelt 2018b); GK25 8338 Bayrischzell (Wolff 1985); GK25 8236 Tegernsee (Stephan & Hesse 1966); GK25 8237 Miesbach (Pflaumann & Stephan 1968); GK25 8238 Neubeuern (Wolff 1973); GK25 8239 Aschau im Chemigau (Ganss 1980); GK25 8240 Marquartstein (Ganss 1967); GK25 8241 Ruhpolding (Doben 1970); GK25 8242 Inzell, (Doben 1973); GK8342 Schneizreuth (Froh 2010); GK25 8243 Bad Reichenhall (Zankl & Risch 2011).

Fazies, Paläogeographie: flachmarin, supratidal bis subtidal, lagunär

Der überwiegende Teil des Hauptdolomits wurde im flachen Supratidal bis oberen Intertidal ähnlich einem rezenten Wattenmeer unter subtropischem Klima abgelagert (Fruth & Scherreiks 1982, 1984). Geprägt wurde die Schichtenfolge vor allem durch periodische Meeresspiegelschwankungen (Trans- und Regressionen), die durch das gesamte Norium hindurch auftraten. Der Untere Hauptdolomit wurde überwiegend im Intertidal mit einigen subtidalen Einschaltungen abgelagert, der Mittlere Hauptdolomit im Inter- bis Supratidal, während der Obere Hauptdolomit größtenteils im Subtidal gebildet wurde (Fruth & Scherreiks 1982, 1984). Massige Bereiche vertreten eher das Subtidal, gut gebankte Bereiche mit Loferiten, Stromataktis, (Pel)Mikriten, *mud chips*, Pisoiden und spärlich gefüllten *bird's eyes* hingegen das Inter- und Supratidal (Müller-Jungbluth 1968a, 1968b; Fruth & Scherreiks 1982, 1984). Die Resedimentlagen lassen sich als sturminduzierte Aufarbeitungslagen (Tempestite) des Intertidals bis mehrfach trockengefallenen Supratidals interpretieren. Die Bitumengehalte deuten auf Sedimentation in einem vom offenen Meer abgeschnürten, sauerstoffarmen Flachmeer-Bereich des Intertidals hin. Der oberste Teil des Hauptdolomits mit zunehmend zwi-schengelagerten Kalksteinbänken im Übergang zum Plattenkalk beziehungsweise zur Kössen-Formation kam nach dem Faziesschema von Fruth & Scherreiks (1984) im Subtidal zur Ablagerung.

Die Dolomitisierung des Hauptdolomits erfolgte in verschiedenen Stadien der Diagenese (Müller-Jungbluth 1968b): Bei den inter- bis supratidalen Ablagerungen ist von einer sehr frühzeitigen, primären, syndiagenetischen Dolomitisierung auszugehen, so dass auch bei starken mikroskopischen Vergrößerungen keine Spuren von Rekristallisation im sedimentären Gefüge erkennbar sind. Die subtidalen Ablagerungen bestehen dagegen aus später sekundär dolomitierten Kalksteinen, so dass z. B. kalkschalige Fossilien durchweg in Dolomit umgewandelt und stark rekristallisiert sind.

Fossilien: Mit Ausnahme der mitunter fossilreichen Seefeld-Subformation (Fische, Conodonten, siehe Hornung et al. 2019) finden sich im Hauptdolomit selbst nur wenige Fossilien: vereinzelt Megalodonten, Kalkalgen (Dasycladaceen), Gastropoden (*Worthenia*); an Mikrofauna können Foraminiferen auftreten (siehe Tollmann 1976a).

Wirtschaftliche Bedeutung: Verwendung im Straßen- und vor allem Forstwegebau, als Wasserbausteine; oft aus Hangschutt gewonnen (Weinig et al. 1984)

Verbreitung: Alpen; Allgäuer bis Chiemgauer Alpen

Nördliche Kalkalpen; Allgäu- oder Tannheim-Decke, Lechtal- oder Karwendel-Decke, Inntal- oder Karwendel-Decke, Staufer-Höllengebirge-Decke; Walsertal-Zone

Innerhalb der Nördlichen Kalkalpen ist der Hauptdolomit neben den Kalksteinen der mitteltriassischen Wetterstein-Formation die flächenhaft am weitesten verbreitete lithostratigraphische Einheit und tritt vor allem im westlichen Bereich der bayerischen Nördlichen Kalkalpen (außer Wetterstein-Massiv) als Gipfelbildner auf. Im Bereich der Berchtesgaden-Decke wird der Hauptdolomit durch den Karnisch-Norischen Dolomit vertreten.

Zeitgleiche lithostratigraphische Einheiten:

Ostalpin: Plattenkalk (Bajuvarikum, Tirolikum), Dachsteindolomit (Tirolikum), Karnisch-Norischer Dolomit (Berchtesgaden-Decke, Göll-Lammer-Deckenkomplex des Juvavikums); obere Hallstatt-Subgruppe (Juvavikum)

Südalpin: Hauptdolomit (*Dolomia principale*)

Helvetikum: Quarten-Formation

Germanischer Faziesraum: Arnstadt-, Löwenstein-Formation (Stubensandstein und Burgsandstein) (siehe Deutsche Stratigraphische Kommission 2016)



Abb. 56: Mittelbankiger Dolomitstein, Hauptdolomit (Lerchkogel-Alm nahe Dürrach-Schlucht)



Abb. 57: Mittel- bis dickbankiger Hauptdolomit am Normalweg zum Biberkopf



Abb. 58: Hellbeige anwitternder, dünnbankiger Dolomitstein, Hauptdolomit (W Ahornspitze, E Hohenschwangau)



Abb. 59: Beigegrauer Dolomitstein, laminiert, mit dunkelgrauen Algenmatten und weißgrauen Algenkrusten-Resten, Hauptdolomit (Höllnbach, SE Weißbach)



Abb. 60: Hellgelb anwitternder Dolomitstein mit herauswitternder Feinlamination aus ehemaligen Algenmatten, Hauptdolomit (Oberer Kasten, NW Oberammergau)



Abb. 61: Hellbeiger, laminiertes Dolomitstein mit schwarzgrauen bituminösen Lagen, Hauptdolomit (Steinbruch, S Fischbach am Inn)



Abb. 62: Hellgrau-hellbeiger, massiger, geklüfteter, teils breccierter Dolomitstein, zerfällt zu splittrigem Grus, Hauptdolomit (Steckenberg-Nordosthang, NW Oberammergau)



Abb. 63: Hellgrauer, massiger, geklüfteter, breccierter Dolomitstein, Hauptdolomit (Steckenberg-Nordosthang, NW Oberammergau)

2.13.1 Seefeld-Subformation

Erstautoren: Flurl (1815) (Erstbeschreibung); Donofrio et al. (2003) (Formationsdefinition)

Übergeordnete Einheit: Hauptdolomit

Namensgebung: Benannt nach der Typusregion bei Seefeld in Tirol

Aufgrund ihrer geringen Verbreitung im bayerischen Alpenanteil in Form kleinräumiger, meist nur linsenartiger Vorkommen wird die Seefeld-Subformation hierarchisch als Subformation innerhalb des Hauptdolomits eingestuft.

Synonyma und obsoleete Bezeichnungen: Brandschiefer von Seefeld (Flurl 1815); Seefelder Schiefer (Escher von der Linth 1845); Bituminöse Fischschiefer (Gümbel 1857); Asphalt-schiefer (z. B. Gümbel 1861; Kner 1866; Kuhnert 1967b); Seefelder Typus (Sander 1921); Ölschiefer (z. B. Gümbel 1861; Zacher 1964); Bituminöser Hauptdolomit (Müller-Jungbluth 1968a, 1968b); Seefelder Schichten (Broili 1914; Tollmann 1976a); Seefeld-Formation (Donofrio et al. 2003); Wiestaler Fischschiefer (Hornung et al. 2019)

Lithologische Beschreibung: Die Seefeld-Subformation besteht aus dünn- bis mittelbankigen, relativ harten, glatt bis splittrig brechenden, bituminösen, dunkel- bis schwarzgrauen, dunkelbraunen, seltener olivgrauen, intern feinst laminierten Dolomitkalksteinen (z. B. Müller-Jungbluth 1968b; Hornung & Gruber 2011). Zwischengeschaltet treten plattige, dunkel- bis schwarzgraue, bituminöse Mergelkalksteine, Mergellinsen (z. B. Sander 1921; Kuhnert 1967b) sowie dunkelgraue kalkige Feinstlaminite, die mit hellgrauen, arenitisch-siltitischen Lagen (Tempestite) wechsellagern, auf (Hornung & Gruber 2011; Hornung et al. 2019).

Die Bitumengehalte betragen meist bis 5 %, bis höchstens 25 % (Müller-Jungbluth 1968a, 1968b; Donofrio et al. 2003). Neben den hohen Bitumengehalten zeichnet sich die Seefeld-Subformation teilweise durch reiche Fossilführung aus (z. B. „Wiestaler Fischschiefer“, siehe Hornung et al. 2019). Stellenweise treten perlschnurartig aufgereichte Hornsteine auf (Müller-Jungbluth 1968b). Das rasche laterale Auskeilen der laminierten Dolomitkalksteine und das bankinterne Auftreten von synsedimentären Entlastungsstrukturen, Rutschfalten, *mud chips* sowie arenitisch-siltitischen Partien lassen auf eine Entstehung als Tempestit schließen.

Häufig, vor allem im bayerischen Anteil der Nördlichen Kalkalpen, kommt die Seefeld-Subformation nur als Dezimeter- bis Meter-mächtige, tektonisch verdrückte Einschaltungen und Linsen von schwarzgrauen, bituminösen Mergel- und Dolomitkalksteinen in hell- bis dunkelgrauen Dolomitsteinen des Hauptdolomits vor (z. B. Sander 1921; Ganss 1967, 1980).

Untergeordnete Einheiten: –

Liegendgrenze: Einsetzen bituminöser, dunkelgrauer Dolomitkalk- und Mergelsteine über hell- bis dunkelgrauen Dolomitsteinen des Hauptdolomits. Die Seefeld-Subformation entwickelt sich ohne scharfe Grenze aus dem Mittleren Hauptdolomit durch Zunahme des Bitumen- und Kalkgehaltes sowie einer ausgesprochenen Dünnbankigkeit.

Hangendgrenze: Der Übergang zum hangenden Oberen Hauptdolomit ist fließend, durch allmähliche Abnahme des Bitumengehaltes sowie Zunahme der mittleren Bankmächtigkeiten.

Mächtigkeit: Oft nur Dezimeter- bis wenige Meter-mächtige Linsen und Einschaltungen in Hauptdolomit (z. B. Ganss 1967, 1980; Hornung & Gruber 2011); gelegentlich bis 50 m in Vorkommen der bayerischen Alpen (Königsstand, N Kramerspitz, GK25 8432 Oberammergau, Kuhnert 1967b; Schröfel, Isartal, GK25 8434 Vorderriß, Frank 1993); etwa 10 m im Referenzprofil Wiestal (Salzburg, Österreich) (Hornung et al. 2019).

Maximale Mächtigkeit: 560 m an der Typuslokalität Seefeld (Tirol) (Donofrio et al. 2003)

Chronostratigraphische Einstufung: Obertrias; mittleres Norium; Alaunium 2 bis unteres Alaunium 3

Biostratigraphie: Conodonten; *Epigondolella postera*-Zone bis Untere *Epigondolella* n. sp.-Zone; Ammonoideen: *Halorites macer*-Zone (Donofrio et al. 2003)

Typusregion: SE Seefeld, etwa 20 km W Innsbruck (Tirol, Österreich)

Typusprofil: im Gebiet der Faltenachsendepression von Seefeld am Steig vom Solsteinhaus über die Freiongspitzen zur Reither Spitze (Hauptdolomit-Profil von Eisbacher & Brandner 1996)

Referenzprofil: Wiestal nahe Hallein (Salzburg, Österreich) (Hornung et al. 2019) (Abb. 64 & 65).

Vorkommen in den bayerischen Alpen: Weg von Huben zur Priener Hütte bei etwa 830 m ü. NN (GK25 8239 Aschau im Chiemgau, Ganss 1980); Ramsenbach, Mühlau bei Schleching (GK25 8240 Marquartstein, Broili 1914; Ganss 1967); S Höllgrube, N Bärenhaupt (GK25 8334 Kochel am See, Lutyi-Lutenko 1951; Doben 1985); S Katzenkopf, S Kotiger Stein (GK25 8335 Lenggries, Doben 1991); Pernauer Graben, Weg von Melleck zur Sellarnalm (GK25 8342 Schneizlreuth, Froh 2010); Königsstand (GK25 8432 Oberammergau, Kuhnert 1967b); Grube Kurt, Unterer Ölgraben, Schröfel (GK25 8434 Vorderriß, Frank 1993); Hühnerbachtal (GK25 8435 Fall, Hornung & Gruber 2011); unterer Roßgraben, Kreidenbach-Tal, Große Ochsenlähne (GK25 8533/8633 Mittenwald, Jerz & Ulrich 1966).

Fazies, Paläogeographie: flachmarin, lagunär; Intraplattformbecken

Die Seefeld-Subformation lässt sich als lokal eng begrenzte intralagunäre Intraplattformbeckenfazies mit sauerstoffarmem bis -freiem Milieu innerhalb des tidal geprägten Hauptdolomits charakterisieren (z. B. Donofrio et al. 2003). Nach Fruth & Scherreiks (1982) lag der Ablagerungsraum im „Mischwatt mit Übergangsmilieu“ in Gezeitenseen sowie flachen Lagunen, die von Prielten und zahlreichen kleineren und größeren Seen und Buchten durchzogen waren. Brandner & Poleschinski (1986) sehen die Ablagerung eher im Beckeninneren; Hornung et al. (2019) gehen gleichfalls von tieferen Becken und Depressionen innerhalb der Lagunen mit stratifiziertem, dys- bis anoxischem, salzreichem Tiefenwasser aus.

Fossilien: Aus den Profilen der Typregion sowie des Wiestals ist eine artenarme, aber sehr individuenreiche Fauna von obertriassischen Schmelzschuppen (z. B. *Paralepidotus ornatus*, *Semiolepis brebanus*, *Legnonotus krambergeri*, *Pholidophorus latiusculus*, *Eomesodon hoeferi*, *Dandya ovalis*) beschrieben (z. B. Fischer (1957) sowie Bitterli (1962) für Seefeld; Gorjanovic-Kramberger (1905) sowie Hornung et al. (2019) für das Wiestal). Die Fauna in den Nördlichen Kalkalpen wird von der Art *Paralepidotus ornatus* dominiert (Abb. 66), was sich mit Fischfunden aus der Lombardei in den Südalpen deckt (Lombardo & Tintori 2005). In Mühlau bei Schleching beschreibt Broili (1914) seltene Funde von großwüchsigen Schmelzschuppen und stellt diese irr tümlicherweise zur

ausschließlich in der Mitteltrias vorkommenden Gattung *Colobodus*; wahrscheinlich handelt es sich ebenfalls um *Paralepidotus* sp.

Wirtschaftliche Bedeutung: Steinöl, Asphalt, Ichthyol-Öl; z. B. in Seefeld, Tirol. In Bayern: ehemaliges Ölschieferwerk Schröfeln im Isartal (Frank 1993), ehemaliges Ölschieferwerk Karwendel, Krün (Jerz & Ulrich 1966).

Verbreitung: Alpen; Allgäuer bis Chiemgauer Alpen

Nördliche Kalkalpen; Allgäu- oder Tannheim-Decke, Lechtal- oder Karwendel-Decke, Inntal- oder Karwendel-Decke, Staufeu-Höllengebirge-Decke

Zeitgleiche lithostratigraphische Einheiten:

Ostalpin: Grenzbereich zwischen Mittlerem und Oberen Hauptdolomit (Tirolikum), Dachsteinkalk (Berchtesgaden-Decke), oberer Abschnitt der Hallstatt-Subgruppe: Hangendrotkalk (Juvavikum)

Südalpin: Hauptdolomit (*Dolomia principale*), Zorzino-Kalk (*Calcare di Zorzino*) (Lombardisches Becken)

Helvetikum: Quarten-Formation

Germanischer Faziesraum: Löwenstein-Formation (Burgsandstein), Arnstadt-Formation (siehe Deutsche Stratigraphische Kommission 2016)



Abb. 64: Gut gebankte, dünnbankige Mergelsteine am Referenz-Aufschluss der Seefeld-Formation (Wiestal, nahe Hallein, Österreich)



Abb. 65: Gut gebankte, dünn- bis mittelbankige Mergelsteine, Seefeld-Formation (Wiestal, nahe Hallein, Österreich)



Abb. 66: Die Seefeld-Subformation enthält oft gut erhaltene Fisch-Fossilien: hier die Schmelzschuppe-Spezies *Paraledpidotus ornatus* in grauem Mergelstein (Wiestal, nahe Hallein, Österreich).

2.13.2 Ziegspitz-Subformation

Erstautoren: Kuhnert (1967b)

Namensgebung: Benannt nach der Typuslokalität am Vorderen Ziegspitz

Übergeordnete Einheit: Hauptdolomit

Synonyma und obsoleete Bezeichnungen: Ziegspitzschichten (Kuhnert 1967a, 1967b)

Lithologische Beschreibung: Im oberen, stellenweise auch im mittleren Abschnitt des Hauptdolomits können bereichsweise Wechselfolgen aus grauen, gelben, roten, violetten und grünen, teils mergeligen Kalk- und Dolomitsteinen sowie grünen und roten Ton- bis Mergelsteinen in die monotonen Dolomitstein-Folgen eingeschaltet sein. Die Bänke sind meist plattig bis dünnbankig. Teilweise sind die Kalk- und Dolomitsteine gelb, rot und grün geflammt oder geädert (Kuhnert 1967a, 1967b).

Untergeordnete Einheiten: –

Liegendgrenze: Einsetzen charakteristisch bunter Lithologien

Hangendgrenze: Einsetzen hellgrauer Dolomitsteine

Mächtigkeit: meist wenige Dezimeter bis Meter (z. B. Trusheim 1930)

Maximale Mächtigkeit: bis 50 m an der Typuslokalität (Kuhnert 1967b)

Chronostratigraphische Einstufung: Obertrias; vermutlich oberes Norium

Mangels Fossilfunden wird das Alter aus der Position vor allem im oberen Teil des Hauptdolomits als obernorisch angenommen.

Typusregion: Werdenfelser Land (Bayern)

Typusprofil: Vorderer Ziegspitz, NW Garmisch-Partenkirchen (Kuhnert 1967b)

Vorkommen in den bayerischen Alpen: Vorderer Ziegspitz (GK25 8432 Oberammergau, Kuhnert 1967b); Straßenböschung bei Bruck, NW Hinterstein (GK25 8528 Hinterstein, Richter 1963: 47; Zacher & Teipel in Bayerisches Landesamt für Umwelt, in Vorb.); SE Balkenscharte am Hochvogel, W Weg vom Oytal-Haus zur Unteren Lugenalpe (GK25 8628 Hochvogel, Jacobshagen et al. in Bayerisches Landesamt für Umwelt 2014)

Fazies, Paläogeographie: flachmarin, lagunär, terrigen

Die bunten Ablagerungen stellen eine durch Einschwemmungen von festländischem Verwitterungsmaterial entstandene Sonderfazies im Hauptdolomit dar (Trusheim 1930).

Fossilien: –

Wirtschaftliche Bedeutung: –

Verbreitung: Alpen; Allgäuer bis Chiemgauer Alpen

Geringmächtige bunte Einschaltungen treten im nördlichen Bereich der Nördlichen Kalkalpen immer wieder auf (siehe Trusheim 1930).

Zeitgleiche lithostratigraphische Einheiten:

Ostalpin: Plattenkalk (Bajuvarikum, Tirolikum), Dachsteindolomit (Tirolikum), Karnisch-Norischer Dolomit (Berchtesgaden-Decke, Göll-Lammer-Deckenkomplex des Juvavikums); obere Hallstatt-Subgruppe (Juvavikum)

Südalpin: Hauptdolomit (*Dolomia principale*)

Helvetikum: Quarten-Formation

Germanischer Faziesraum: Arnstadt-, Löwenstein-Formation (Stubensandstein und Burgsandstein) (siehe Deutsche Stratigraphische Kommission 2016)

2.14 Plattenkalk

Erstautoren: Gümbel (1861) (Erstbeschreibung)

Namensgebung: Benannt nach der gut ausgeprägten Bankung der Kalksteine, die sich deutlich vom schlecht gebankten, teils massigen Hauptdolomit im Liegenden unterscheidet.

Synonyma und obsolebe Bezeichnungen: Plattendolomit (Arlt 1911: 347); Norisch-Rhaetisches Grenzniveau (Spitz & Dyhrenfurth 1914); Grenzkalk (Särchinger 1939: 370); Plattenkalk-Formation (Furrer 1993)

Lithologische Beschreibung: Die Typus-Lithologie des Plattenkalks sind im frischen Anbruch mittel- bis dunkelgraue, teils auch hellgraue, braungraue oder blaugraue, gut gebankte, dichte, mikritische Kalksteine (z. B. Tollmann 1976a). Die Kalksteine sind meist dünn- bis mittelbankig (etwa 5–30 cm), seltener plattig bis dickbankig (etwa 1–200 cm) mit überwiegend ebenflächigen Bankflächen (Abb. 67 & 68). Häufig ist beim frischen Anschlag Bitumengeruch wahrnehmbar, der sich schnell verflüchtigt. Neben Bitumen kommt Pyrit vor, der für braune Verwitterungsfarben sorgt (z. B. Nickmann & Thuro in Bayerisches Landesamt für Umwelt 2018b). Oolithische, onkolithische, sparitische und Muschel- sowie Gastropodenschalen führende Einschaltungen (Lumachellenbänke, Schillagen) treten immer wieder auf (z. B. Pflaumann & Stephan 1968; Doben 1970; Tollmann 1976a). Lokal werden synsedimentäre Rutschungsbreccien und Rutschfalten im Plattenkalk beschrieben (Pflaumann & Stephan 1968; Nickmann & Thuro in Bayerisches Landesamt für Umwelt 2018b). Stellenweise sind auf den Bankoberflächen Rippel-, Belastungs- und Strömungsmarken erkennbar (Doben 1976; Nickmann & Thuro in Bayerisches Landesamt für Umwelt 2018b). Der Plattenkalk ist oft stark geklüftet. Geringmächtige, tonig-mergelige Lagen zwischen den Kalksteinbänken können als Gleithorizonte dienen und bedingen die gute Faltbarkeit des Plattenkalks (z. B. Nickmann & Thuro in Bayerisches Landesamt für Umwelt 2018b). Der Bruch ist scharfkantig (Abb. 69 & 70); die Bruchflächen zeigen einen rauhen bis muscheligen Bruch.

Vor allem im tieferen Teil der Plattenkalk-Abfolge sind Dolomitsteine vom Hauptdolomit-Typus bankweise eingeschaltet oder bilden Kalk-/Dolomitstein-Wechselfolgen („Plattendolomit“; Arlt 1911; Hornung & Ortner 2010; Nickmann & Thuro in Bayerisches Landesamt für Umwelt 2018b).

Eine auffallend bunte Spezialfazies, die als „Ziegspitz-Schichten“ (Ziegspitz-Subformation) bezeichnet wird, kann im Grenzbereich zwischen Hauptdolomit und Plattenkalk auftreten (Kuhnert 1967a, 1967b). Hier finden sich Kalksteine von gelber, lokal auch rötlicher und grünlicher Färbung mit grüngrauen Mergelzwischenlagen (z. B. Stephan & Hesse 1966). Gegen das stratigraphisch Hangende nehmen braun- bis beige graue Mergelstein-Einschaltungen in Anzahl und Mächtigkeit zu.

Plattenkalk tritt morphologisch meist mit steilem, schroffem Gelände, Felsstufen und oft klammartig eingeschnittenen Bächen hervor; aufgrund seiner Verwitterungsresistenz bildet er häufig markante Gipfel (z. B. Nickmann & Thuro in Bayerisches Landesamt für Umwelt 2018b). Aufgrund seiner Feinkörnigkeit neigt der Plattenkalk zu typischen Lösungs- und Mikrokarst-Erscheinungen auf Bankoberflächen („Elefantenhaut-Verwitterung“, Hornung & Haas in Bayerisches Landesamt für Umwelt 2017), ferner zu abgerundeten Kanten sowie Karst-, Karren- und Dolinenbildung (z. B. Doben 1991; Nickmann & Thuro in Bayerisches Landesamt für Umwelt 2018b). Die vorherrschenden Verwitterungsfarben sind hellgrau bis hellgraubraun.

Untergeordnete Einheiten: –

Liegendgrenze: Einsetzen mächtigerer Kalkstein-Bänke oder Kalkstein-Abfolgen über Dolomitsteinen des Hauptdolomits. Plattenkalk entwickelt sich meist allmählich aus dem Hauptdolomit durch Zunahme von Kalkstein-Bänken und Abnahme des Dolomitgehaltes (z. B. Pflaumann & Stephan 1968). Die Grenze kann mit den ersten mächtigen, kalkigen Abfolgen gezogen werden (z. B. Hornung & Haas in Bayerisches Landesamt für Umwelt 2017). Die Liegendgrenze macht sich oft morphologisch durch eine Geländestufe und Karstverwitterungsformen bemerkbar (Pflaumann & Stephan 1968; Doben 1970).

Hangendgrenze: Die Hangendgrenze des Plattenkalks zur Kössen-Formation ist meist ein durch Einschaltungen zunehmend mächtiger werdender Mergel- und Schluffstein-Horizonte gekennzeichnete Übergang (z. B. Doben 1991). Die Hangendgrenze zum Dachsteinkalk zeigt gleichfalls einen fließenden Übergang unter Zunahme der Bankdicke sowie des Fossilgehaltes.

Mächtigkeit: Wenige Meter bis etwa 250 m; im N (Allgäu- oder Tannheim-Decke) geringer (z. B. Pflaumann & Stephan 1968; Doben 1991; Nickmann & Thuro in Bayerisches Landesamt für Umwelt 2018b)

Maximale Mächtigkeit: bis 400 m, vor allem Lechtal- oder Karwendel-Decke (z. B. Niedermayer 1936; Nickmann & Thuro in Bayerisches Landesamt für Umwelt 2018b)

Chronostratigraphische Einstufung: Obertrias; oberes Norium bis unteres Rhaetium

Biostratigraphie: Funde von *Rissoa alpina* (Ammon 1878; Osswald 1924) belegen für den Hauptanteil des Plattenkalks obernorisches Alter. Für die obersten Partien der Schichtfolge ist aufgrund der enthaltenen Gastropoden-Vergesellschaftungen unterrhaetisches Alter nachgewiesen (Ammon 1878; siehe Nickmann & Thuro in Bayerisches Landesamt für Umwelt 2018b).

Typusregion und Typusprofil: nicht beschrieben

Vorkommen in den bayerischen Alpen: Geringmächtiger Plattenkalk zwischen Hauptdolomit und Kössen-Formation am Wanderweg vom Nebelhorn zum Laufbacher Eck zwischen Schochen und Südflanke des Lachenkopfs (GK25 8628 Hochvogel, Jacobshagen et al. in Bayerisches Landesamt für Umwelt 2014); Elmaustraße vom Gschwandmösl nach Elmau, Wanderweg vom Friedergrieß zum Frieder (GK25 8531/8631 Zugspitze, Hornung & Haas in Bayerisches Landesamt für Umwelt 2017); Brecherspitz-Nordgrat, Felsfreistellungen an der Roten Valepp (Bachufer, Valepp-Straße), Nordufer Spitzingsee, zwischen Schellenbergalm und Soainsee (GK25 8337/8437 Josefthal, Nickmann & Thuro in Bayerisches Landesamt für Umwelt 2018b); S und E der unteren Krainsberger Alpe am Dürrnbachkopf, S Aurachsköpfe, Kotalmgraben, W Hirschlack, W Eibelkopf (GK25 8237 Miesbach, Pflaumann & Stephan 1968); E Trockenbachtal, Hochfläche der Feichtenalm (GK25 8239 Aschau im Chiemgau, Ganss 1980); Hemmersuppenwald, Nattersberg, Sondersberg sowie am Grat vom Dürrnbachhorn zum Staubfall (GK25 8341 Seegatterl, Hornung & Ortner 2010); Sonntagshorn und Ristfeuchthorn (GK25 8342 Schneizlreuth, Froh 2010)

Fazies, Paläogeographie: flachmarin, lagunär, subtidal, intertidal

Die Sedimentation des Plattenkalks erfolgte in landnahen, von Karbonatplattformen umsäumten Intraplattform-Becken (Hornung & Haas in Bayerisches Landesamt für Umwelt 2017). Im unteren Abschnitt ist aufgrund der Fossilarmut und teils bituminösen Einschaltungen von lebensfeindlichen Bedingungen im Gezeitenbereich, ähnlich der Hauptdolomit-Lagune, mit stagnierendem Wasseraustausch und fehlender Verbindung zum offenen Meer auszugehen;

Funde von Trockenrissen deuten auf gelegentliches Trockenfallen (Tollmann 1976a; Hornung & Haas in Bayerisches Landesamt für Umwelt 2017; Nickmann & Thuro in Bayerisches Landesamt für Umwelt 2018b). Zunehmende Fossilgehalte im oberen Abschnitt des Plattenkalks belegen eine Verbesserung der Lebensbedingungen aufgrund des Zustroms von sauerstoffreichem Wasser und einer Absenkung des Ablagerungsraumes (Tollmann 1976a; Nickmann & Thuro in Bayerisches Landesamt für Umwelt 2018b). Für den Ablagerungsraum im Tirolikum ist generell von mehr offeneren Verhältnissen auszugehen (Hornung & Ortner 2010).

Fossilien: Während der stratigraphisch liegende Abschnitt des Plattenkalks über dem Hauptdolomit nur sporadisch Fossilien überliefert, findet sich in den hangenden Bereichen eine vergleichsweise reiche Fauna von Brachiopoden, Gastropoden (z. B. *Rissoa alpina*), Bivalven (Megalodonten, *Rhaetavicula contorta*), Fischresten sowie Ostrakoden, Foraminiferen (z. B. *Trochilina permodiscoides*) und Algen (z. B. *Sphaerocodium bornemanni*) (z. B. Tollmann 1976a; Hornung & Ortner 2010; Nickmann & Thuro in Bayerisches Landesamt für Umwelt 2018b). Eine Besonderheit stellt der Fund eines Wirbeltier-*bonebeds* mit erhaltenen Nothosaurier-Zähnen und Archosaurier-Resten an der Oberen Maxlrainer Alm dar (GK25 8337 Josefthal, Nickmann & Thuro in Bayerisches Landesamt für Umwelt 2018b).

Wirtschaftliche Bedeutung: Wasserbaustein, Werkstein, früher oft als Grundbau-, Mauer- und Pflasterstein, Bruchmaterial verwendet als Schotter im Straßenbau (Weinig et al. 1984)

Verbreitung: Alpen

Nördliche Kalkalpen; Allgäu- oder Tannheim-Decke, Lechtal- oder Karwendel-Decke, Inntal- oder Karwendel-Decke, Staufen-Höllengebirge-Decke

Zeitgleiche lithostratigraphische Einheiten:

Ostalpin: oberer Dachsteinkalk (Tirolikum), Dachsteinkalk Reiteralp-Typ (Berchtesgaden-Decke), obere Hallstatt-Subgruppe, Pedata-Schichten (Juvavikum)

Südalpin: Dachsteinkalk

Helvetikum: Quarten-Formation

Germanischer Faziesraum: obere Arnstadt-, Löwenstein-Formation (Burgsandstein) (siehe Deutsche Stratigraphische Kommission 2016)



Abb. 67: Der Schafreiter und das Obere Lichteck (Karwendel) sind aus gut gebanktem Plattenkalk aufgebaut; im Hintergrund ist der Sylvenstein-See erkennbar.



Abb. 68: Gut geschichtete, meist dünn- bis mittelbankige Kalksteine des Plattenkalks stehen entlang des Aufstiegsweges von der Tölzer Hütte zum Schafreiter (Karwendel) an.



Abb. 69: Mittelgraue, mittel- bis dickbankige Kalksteine des Plattenkalks, die zu spitzem, kantigem Grus zerfallen (Mühlberg, E Bayrischzell)



Abb. 70: Mittelgrauer Kalkstein des Plattenkalks, der zu spitzem, kantigem Grus zerfällt (Mühlberg, E Bayrischzell)

2.15 Karnisch-norischer Dolomit

Erstautoren: Böse (1895) (Erstbeschreibung)

Namensgebung: Benannt nach dem chronostratigraphischen Umfang der Dolomitsteine von Karnium bis Norium

Synonyma und obsoleete Bezeichnungen: Oberer Ramsaudolomit (Böse 1895); Karnischer und norischer Dolomit, Hauptdolomit (Plöchinger 1955); Tisovec-Dolomit (Tollmann 1976a; Braun 1998); Dachstein-Dolomit (Braun 1998)

Lithologische Beschreibung: Der Karnisch-Norische Dolomit besteht aus braungrauen bis braunen sowie hellgrauen, zuckerkörnigen Dolomitsteinen (Zankl 1961; Braun 1998) (Abb. 71 & 72). Er besitzt meist massigen Charakter und ist nur bereichsweise gut gebankt (z. B. im Hundstod-Gebiet an der Rotleitenschneid, GK25 8443 Königssee, Hornung 2021b). Stellenweise kommen dünn- bis mittelbankige, dunkelgraue, bituminöse, teils schwach kieselige Dolomitsteine vor (Zankl 1961; Braun 1998). Der Karnisch-Norische Dolomit erscheint aufgrund starker Rekristallisation meistens fossil-leer, kann in Bereichen mit riffnaher Fazies aber fossilreich sein (z. B. Braun 1998). Er ist in der Regel stark tektonisiert und kleinstückig geklüftet. Das Gefüge ist lokal von Hohlräumen (ausgewiterte Fossilien oder Konkretionen) durchzogen.

Die Dolomitsteine zeigen sandige, rauhe Verwitterungsoberflächen und verwittern grusig (Zankl 1961; Braun 1998).

Der Karnisch-Norische Dolomit wurde ursprünglich von Böse (1895) als „Oberer Ramsaudolomit“ bezeichnet und bildet das Schichtglied zwischen dem markanten Band der nordalpinen Raibl-Formation und dem überlagernden Dachsteinkalk. Er unterscheidet sich nur wenig vom Ramsaudolomit im Liegenden der Raibl-Formation; er ist allenfalls etwas dunkler braungrau gefärbt. Lithologisch ist er mit dem zeitgleich abgelagerten Hauptdolomit vergleichbar, nur tritt er in den Berchtesgadener Alpen ungleich stärker tektonisiert auf und vertritt dort den oberen Teil der Raibl-Formation sowie den Hauptdolomit.

Untergeordnete Einheiten: –

Liegendgrenze: Einsetzen meist massiger Dolomitstein-Abfolgen über Mergel-, Sand- und Kalksteinen der Raibl-Formation. Die Grenze ist stets scharf ausgebildet.

Hangendgrenze: Meist allmählicher Übergang durch mächtiger werdende Kalksteine zum hangenden Dachsteinkalk. Bereichsweise, wie am Nordhang des Lattengebirges (GK25 8343 Berchtesgaden West), kann auch ein bis zu 100 m mächtiger Dachsteindolomit als Übergangsfazies ausgebildet sein (Risch 1993). In der Regel tritt der Übergang von Karnisch-Norischem Dolomit zum Dachsteinkalk in Form von Wandbildungen morphologisch gut sichtbar hervor (Watzmann-Ostwand, Reiteralm-Südstürze).

Mächtigkeit: 200 m im Lattengebirge (Risch 1993)

Maximale Mächtigkeit: bis 700–900 m im Wimbachtal (Barth 1968; Hornung 2021b); vermutlich tektonisch überprägt

Chronostratigraphische Einstufung: Obertrias; oberes Karnium bis unteres Norium

In den Berchtesgadener Alpen ist der obere Teil des Karnisch-Norischen Dolomits trotz Rekristallisation relativ fossilreich. Im Jennergebiet belegen der Conodont *Epigondolella triangularis* oberes Karnium bis unteres Norium, die Grünalge *Poikiloporella duplicata* Karnium und der Conodont (*Epi*)*Gondolella primitia* unteres Norium (Lacium 1) (Braun 1998).

In einigen Bereichen der Berchtesgadener Alpen gibt es eine Übergangsfazies (Dachsteindolomit) zum hangenden Dachsteinkalk, die auf eine diachrone Hangendgrenze und Verzahnung mit dem Dachsteinkalk hinweist.

Typusregion: Berchtesgadener Alpen

Typusprofil: nicht beschrieben

Vorkommen in den bayerischen Alpen: Jennergebiet, S der Pfaffenkegel, um das Carl-von-Stahl-Haus (GK25 8444 Hoher Göll, Braun 1998; Hornung 2021c); Aufstieg von der Wimbachgries-Hütte zur Watzmann-Südspitze unterhalb des Schönfelds; Steig von der Hochalm zur Eisbodenscharte unter der Schärtenspitze (GK25 8443 Königssee, Hornung 2021b)

Fazies, Paläogeographie: flachmarin, sub- bis intertidal, lagunär

Ähnlich wie beim zeitgleich abgelagerten Hauptdolomit sprechen die aufgrund intensiver Dolomitisierung selten erhaltenen Sedimentstrukturen (z. B. Algenlaminite, Grapestones, Grainstones, Mudstones) im Karnisch-Norischen Dolomit für einen Ablagerungsraum im flachen Intertidalbereich, ähnlich einem rezenten Wattenmeer (Barth 1968; Barthel 1987; Siegwarth 1989a; Hornung 2021c). Der Ablagerungsraum entwickelte sich vermutlich im Vorfeld der sich nach der Karnischen Krise regenerierenden Dachstein-Karbonatplattform. Dabei lassen sich stellenweise eine proximale Rückriff- bis Riffzone, die von einer dünnbankigen Rückrifffazies überlagert wird, sowie eine proximale und eine distale Vorriffzone unterscheiden (siehe Braun 1998).

Fossilien: Fossilien sind selten: z. B. Molluskenfunde am Nordostabfall des Müllner Berges in den westlichen Chiemgauer Alpen (Gastropode *Katosira bavarica* n. sp. sowie eine megalodontide Muschelfauna, Tichy 1980). Weitere Fossilien sind Megalodonten, Gastropoden und Muschelschalenschill (Filamente), z. B. im Jennergebiet der Berchtesgadener Alpen (Hornung 2021c). An Mikroorganismen sind aus demselben Gebiet mehrkammerige Foraminiferen und Kalkalgenreste (Dasycladaceen) bekannt; darüber hinaus Kalkschwämme, Bryozoen, Algenkrusten, Korallen- und Echinodermenbruchstücke sowie selten Ostrakoden und Conodonten (Braun 1998).

Wirtschaftliche Bedeutung: –

Verbreitung: Alpen; Berchtesgadener Alpen

Nördliche Kalkalpen; Staufen-Höllengebirge-Decke der Berchtesgadener Region, Berchtesgaden-Decke, Göll-Lammer-Deckenkomplex

Zeitgleiche lithostratigraphische Einheiten:

Ostalpin: Raibl-Formation, Hauptdolomit (Bajuvarikum, Tirolikum), Hallstatt-Subgruppe (Juvavikum): Liegendrotkalk

Südalpin: Obere Pordoi-Formation, Hauptdolomit (*Dolomia principale*)

Helvetikum: Quarten-Formation

Germanischer Faziesraum: Steigerwald-, Hassberge-, Löwenstein-, Weser-, Arnstadt-Formation (siehe Deutsche Stratigraphische Kommission 2016)



Abb. 71: Dünnbankiger, leicht kalkiger Dolomitstein, Karnisch-Norischer Dolomit (Pfaffenköpfe am Hohen Brett)



Abb. 72: Undeutlich gebankter, dünnbankiger Dolomitstein,
Karnisch-Norischer Dolomit (Pfaffenköpfe am Hohen Brett)

2.16 Dachsteinkalk und -dolomit

Erstautoren: Hauer (1853) (Erstbeschreibung)

Namensgebung: Benannt nach der Typusregion Dachstein-Massiv (Oberösterreich, Salzburg, Steiermark).

Synonyma und obsolebe Bezeichnungen: Unterer Alpenkalk (Morlot 1847); Dachsteinkalk (Simony 1847: 218); Dachstein-Dolomit (Stur 1871: 403); Dachstein Formation (Fischer 1964)

Lithologische Beschreibung: Die Einheit besteht überwiegend aus dickbankigen, grauweißen, cremefarbenen, hell- oder braungrauen Kalk- und untergeordnet Dolomitsteinen; charakteristisch ist die gut ausgeprägte Bankung mit Bankmächtigkeiten von meist 0,5–5 m, bis zu 20 m (Risch 1993; Froh 2010; Hornung 2021d).

Es lassen sich folgende Gesteinsausprägungen unterscheiden:

– Dachsteindolomit:

Der Dachsteindolomit stellt eine Übergangsfazies zwischen dem stratigraphisch liegenden Karnisch-Norischen Dolomit und dem typischerweise gebankten Dachsteinkalk dar. Er besteht aus gelblichgrauen, hell- bis dunkelgrauen oder braungrauen, meist schlecht gebankten, teils kalkigen Dolomitsteinen (Lobitzer 1974; Risch 1993) (Abb. 78 & 79). Im Erscheinungsbild ähnelt er dem dickbankigen Dachsteinkalk, zeigt jedoch deutlich höhere Dolomitgehalte. Fossilstrukturen wurden infolge von Dolomitierungsprozessen stark überprägt und sind meist nur schemenhaft zu erkennen (Lobitzer 1974).

– Gebankter Dachsteinkalk (Lofer-Typ):

Dachsteinkalk vom Lofer-Typ besteht überwiegend aus hell- bis mittelgrauen, teils braungrauen, dickbankigen, teilweise dolomitischen Kalksteinen mit Dolomitstein-Einschaltungen (z. B. Risch 1993) (Abb. 73). Im Detail lassen sich drei Lithofaziestypen unterscheiden (Fischer 1964):

- meist hellgraue, dickbankige, 1–20 m mächtige, muschelartig brechende Kalkmikrite sowie Kalkarenite mit Fossildetritus (Einheit C, subtidal); diese Dickbänke enthalten oft Makrofossilien wie Megalodonten (groß- bis riesenwüchsige Muscheln mit einem Durchmesser von bis zu 60 cm) und Gastropoden.
- braune, graue oder graurote, oft dolomitische Kalklaminiten, die sich vorwiegend aus stromatolithischen Algen- und Bakterienmatten zusammensetzen (Abb. 76), mit *bird's eyes* und Schrumpfungsrissen (Einheit B, intertidal, „Loferit“)
- geringmächtige, rote, ockerbraune oder grüngraue, kalkig-tonige Residualsedimente mit eingeschalteten intraformationellen Kalk-Breccien, mit basaler Diskonformität (Einheit A, supratidal); meist ist diese Einheit nur wenige Zentimeter mächtig oder fehlt. Die oft roten, tonigen Sedimente können als Füllungen von Spalten oder Lösungshohlräumen in den unterlagernden Einheiten B und C vorkommen (schwimmende Scherben). Dieser Lithofaziestyp repräsentiert das periodische Trockenfallen des Ablagerungsraumes.

Häufig bilden diese Lithofaziestypen zyklische Abfolgen (Zyklothemen, Lofer-Zyklen) mit *deepening-upward*, *shallowing-upward* sowie unvollständigen Zyklen (Fischer 1964; Enos & Samankassou 1998). Die Zyklus-Abfolge, wie in Fischer (1964) vorgeschlagen, lässt sich oft nachvollziehen, wenngleich die Idealabfolge meist nicht verwirklicht ist und stellenweise entweder durch zu langes Trockenfallen entweder primär erodiert oder sekundär durch tektonische Vorgänge amputiert sein

kann. So können mehrere der mächtigen, Makrofossilien führenden Kalkstein-Bänke (Einheit C) unmittelbar übereinander folgen, weil die ursprünglich darüber lagernden inter- und supratidalen Bänke nicht erhalten wurden.

Während die typischen Lofer-Zyklen mit sub- bis supratidalen Ablagerungsbedingungen überwiegend den unteren, mächtigeren Abschnitt des gebankten Dachsteinkalks aufbauen, zeigt der obere Abschnitt meist eine Abfolge von Dickbänken, die auf subtidale Ablagerungsbedingungen hindeuten. Hier scheint es eine durchgehend offenmarine Bildung unterhalb des Gezeitenbereiches in einem etwas tieferen Sedimentationsbereich gegeben zu haben (Braun 1998).

– **Gebankter Dachsteinkalk (Reiteralm-Typ):**

Dachsteinkalk vom Reiteralm-Typ ähnelt dem Lofer-Typ in seiner Dickbankigkeit und Zyklizität, ist jedoch auffallend weiß, hellgrau oder cremefarben (Froh 2010; Hornung 2021a). Im massig ausgebildeten, unteren Abschnitt treten weißgraue bis hellgraue, feinkristalline Kalksteine mit Kalkalgenresten auf; im mächtigeren, gebankten, oberen Abschnitt dominieren weiße, oft leicht rosafarbene, dickbankige (meist 2–5 m) Kalksteine (Ferneck 1962). Geringmächtige Linsen aus Dolomitkalkstein sowie ziegelrote, nur wenige Zentimeter mächtige Mergel-Horizonte können zwischengeschaltet sein. Bereichsweise auftretende Breccien zeigen eine weiße, rosafarbene bis rötliche Matrix mit roten, grauen bis grauschwarzen Komponenten, deren Größe in der Regel im Zentimeter-Bereich liegt (Hornung 2021a). Dachsteinkalk vom Reiteralm-Typ ist im Gegensatz zum Lofer-Typ durch Sammelkristallisation mit Kornvergrößerung und geringere Dolomit-Gehalte gekennzeichnet (Dedolomitisierung) (Froh 1976).

– **Massiger Dachsteinkalk (Rifffazies):**

Die hell- bis mittelgrauen, meist massigen, teils undeutlich gebankten Kalksteine des massigen Dachsteinkalks bestehen überwiegend aus Riffdetritus in mikritischer oder sparitischer Matrix (Riffschuttkalkstein) (Abb. 74). Untergeordnet treten Riffkalksteine mit gerüstbildenden Korallen auf (*patch reefs*) (Zankl 1969; Braun 1998). Intraklasten kommen zahlreich und in unregelmäßiger Lagerung vor.

Zum Hangenden hin weist der Dachsteinkalk öfter Spalten von wenigen Zentimetern bis zu einigen Metern Tiefe auf. Diese sind gefüllt mit Breccien aus Dachsteinkalk und roten Kalksteinen in roter Matrix mit Mollusken- und Crinoiden-Resten, Eisen/Mangan-Krusten oder roten Tonen (Risch 1993) (Abb. 77).

Die Karbonatgesteine des Dachsteinkalks und -dolomits sind anfällig für Verkarstung und zeigen häufig Dolinen und bis mehrere 100 m große Uvalas.

Untergeordnete Einheiten:

- Dachsteinkalk, gebankt (Lofer-Typ): Tirolikum
- Dachsteinkalk, gebankt (Reiteralm-Typ): Berchtesgaden-Decke
- Dachsteinkalk, massig
- Dachsteindolomit

Liegendgrenze: Die stratigraphische Liegendgrenze des Dachsteinkalks wird mit dem Einsetzen gut gebankter Kalksteine über dem meist massigen bis schlecht gebankten Karnisch-Norischen Dolomit gezogen. Stellenweise, z. B. im Lattengebirge kann auch eine Übergangsfazies aus Karnisch-Norischem Dolomit und Dachsteindolomit ausgebildet sein. Die Übergänge hierbei sind unscharf und meist fließend.

Hangendgrenze: Die stratigraphische Hangendgrenze des Dachsteinkalks ist in der Regel scharf ausgebildet. Im Beckenbereich wird er von Mergelkalk- und Hornsteinkalksteinen der Allgäu-Formation überlagert, im Becken–Hang–Übergangsbereich von Hornsteinkalksteinen der Scheibelberg-Formation, im Schwellenbereich von roten Kalksteinen der Adnet-Formation. Im Juvavikum-nahen Bereich des Göll-Deckenkomplexes kann auch die mergelig ausgebildete Zlambach-Formation das stratigraphisch Hangende bilden oder auch mit Dachsteinkalk verzahnen. Oft wird die Grenze durch einen Hiatus oder Paläokarst infolge Trockenfallens der Dachstein-Karbonatplattform gebildet („Adneter Wende“, Schlager & Schöllnberger 1974).

Mächtigkeit: Mehrere 100 m; z. B. 700–800 m im Raum Berchtesgaden (Risch 1993); Reiteralmtyp 600–800 m auf der Reiteralmtyp (Froh 2010);

Maximale Mächtigkeit: bis 1.200 m in den Berchtesgadener Alpen (Zapfe 1971; Tollmann 1976a; Hornung 2021b); bis 1.500 m in der Dachstein-Decke (Tollmann 1976a)

Chronostratigraphische Einstufung: Obertrias; Norium bis Rhaetium; Ladium bis Rhaetium

Biostratigraphie: Megalodonten, Holothurien (siehe Tollmann 1976a)

Da die Grenze zum stratigraphisch liegenden Karnisch-Norischen Dolomit vermutlich eine diachrone Faziesverzahnung darstellt und in den meisten Fällen biostratigraphische Marker wie Ammoniten und/oder Conodonten fehlen, ist eine altersmäßige Einordnung aufgrund sequenzstratigraphischer Korrelationen nur eingeschränkt möglich.

Typusregion: Dachstein-Massiv (Oberösterreich, Salzburg, Steiermark)

Typusprofil: Dachstein, Gosaukamm (Österreich) (siehe Tollmann 1976a). Wichtige Referenzprofile werden vom Steinernen Meer beschrieben (Fischer 1964; Satterley & Brandner 1995).

Vorkommen in den bayerischen Alpen: N Eibenstockhütte (GK25 8431 Linderhof, Kuhnert 1967a); Pflasterbachhörndl (GK25 8242 Inzell, Doben 1973); NW Unken, am Fußweg Hölzkaser bis Wetterkreuz sowie E Hirscheck, am Fahrweg vom Schrecksattel zur Hirschwies (Reiteralmtyp) (GK25 8342 Schneizlreuth, Froh 2010); N Ramsau, am Fußweg Schwarzbachwacht bis Moosenalm (GK25 8343 Berchtesgaden West, Risch 1993); Watzmann, z. B. Steig vom Watzmannhaus zum Hocheck, mit *patch reef* auf 2.500 m ü. NN (GK25 8443 Königssee, Hornung 2021b); Jenner, Steig von der Jenner-Bergstation zum Gipfel (massiger Dachsteinkalk, Rifffazies) (GK25 8444 Hoher Göll, Hornung 2021c); Steig vom Funtensee zur Schönbichlalm (Lofer-Typ) (GK25 8543 Funtenseetauern, Hornung 2021d).

Fazies, Paläogeographie: flachmarin, lagunär, sub- bis supratidal, Riff

Die Dachsteinkalke wurden auf ausgedehnten Karbonatplattformen unter subtropischen Bedingungen abgelagert. Parallel zu den Plattformrändern entwickelten sich Riffe mit Vorriff-, Riff- und Rückriffbereichen, die Lagunen vom offenen Meer abgrenzten (z. B. Fischer 1964; Zankl 1971).

Die Zyklizität des Dachsteinkalks interpretiert Fischer (1964) in der Idealabfolge eines Zyklus' von supratidalen Bedingungen mit Trockenfallen über intertidale zu subtidalen Verhältnissen als *deepening upward*-Zyklen aufgrund eustatischer Meeresspiegelschwankungen, überlagert von Megazyklen infolge von Variationen tektonischer Subsidenzraten. Spätere Bearbeiter zeigen, dass neben *deepening upward*-Zyklen auch *shallowing upward*-, symmetrische, regressiv-transgressive und unvollständige Zyklen sowie rhythmische Wechsel von inter- und subtidalen Verhältnissen verbreitet sind (Froh 1976; Satterley & Brandner 1995; Enos & Samankassou 1998). Als Ursachen werden astronomische Ursachen (*orbital forcing*), Autozyklizität (laterale Faziesmigration), tektonische Subsidenzphasen, Meeresspiegelschwankungen und Klimavariationen diskutiert (siehe Satterley & Brandner 1995; Enos & Samankassou 1998).

Fossilien: Makrofossilien sind im unteren Abschnitt selten, zum Hangenden allerdings zunehmend: Megalodonten (großwüchsige „Kuhtritt“-Muscheln, Abb. 75), Gastropoden, Fischzähne, Echinodermen, Holothurien, Schwämme und Schwammreste, Korallen und Korallenreste sowie Kalkalgen und Foraminiferen (*Permodiscus*, *Triassinia*) (siehe Tollmann 1976a; Risch 1993).

Wirtschaftliche Bedeutung: Garten- und Wasserbaustein, Schotter- und Straßenschüttmaterial (Weinig et al. 1984)

Verbreitung: Alpen, Berchtesgadener Alpen

Nördliche Kalkalpen; Staufen-Höllengebirge-Decke, Berchtesgaden-Decke, Göll-Lammer-Deckenkomplex

Ein relativ geringmächtiges Band von dickbankigen Kalkstein-Sequenzen, die eine Übergangsfazies zwischen Plattenkalk und Dachsteinkalk bilden, werden aus dem Bereich der westlichen Chiemgauer Alpen beschrieben (GK25 8341 Seegatterl, Hornung & Ortner 2010).

Zeitgleiche lithostratigraphische Einheiten:

Ostalpin: Hauptdolomit, Seefeld-Subformation, Plattenkalk, Kössen-Formation, Oberrhätalk (Bajuvarikum, Tirolikum), obere Hallstatt-Subgruppe (Liegendgraukalk, Hangendrotkalk, Hangendgraukalk), Pedata-, Pötschen-Schichten, Zlambach-Formation (Juvavikum)

Südalpin: Dachsteinkalk

Helvetikum: Quarten-Formation

Germanischer Faziesraum: Löwenstein-Formation (Burgsandstein), Arnstadt-, Trossingen-, Exter-Formation (siehe Deutsche Stratigraphische Kommission 2016)



Abb. 73: Gut gebankte Kalkstein-Abfolgen, lagunärer Dachsteinkalk (Watzmannkinder, vom Watzmann-Hocheck)



Abb. 74: Massiger, ungebankter Riffschuttkalkstein des Dachsteinkalks (Obere Umgänge am Hohen Göll)



Abb. 75: Megalodonten („Kuhtritt-Muscheln“) in gut gebankten Kalksteinen des lagunären Dachsteinkalks (am Dritten Watzmannkind)



Abb. 76: Stromatolithische Krusten und Kalkalgenkrusten im lagunären Dachsteinkalk (unterhalb des Dritten Watzmannkindes)



Abb. 77: Hellgrauer Kalkstein mit charakteristischen roten Komponenten, Dachsteinkalk (Röthelbach-Alm, E Unterjettenberg)



Abb. 78: Hellgelb anwitternder, massiger bis undeutlich dickbankiger Dolomitstein, Dachsteindolomit (Röthelbach-Alm, E Unterjettenberg)



Abb. 79: Beigeweißer,
dichter Dolomitstein,
Dachsteindolomit
(Röthelbach-Alm,
E Unterjettenberg)

2.17 Kössen-Formation

Erstautoren: Emmrich (1849), Hauer (1853) (Erstbeschreibungen); Golebiowski (1989, 1990) (Formationsdefinition)

Namensgebung: Benannt nach der Typusregion um die Ortschaft Kössen in Tirol.

Synonyma und obsoleete Bezeichnungen: Gervillenschichten, Gervillia-Schichten (Emmrich 1849); Kalkschichten von Kössen (Suess 1852); Kössenerschichten (Lipold 1852); Kössener-Schichten (Hauer 1853); Oberer Muschelkeuper (Gümbel 1861); Rhaet in Kössener und Fraele-Fazies (Spitz & Dyhrenfurth 1914); Kössener Formation (Golebiowski 1989)

Lithologische Beschreibung: Die Kössen-Formation umfasst unterschiedliche kalk- und mergelreiche Gesteine, die sowohl in Wechsellagerung auftreten, aber auch lateral miteinander verzahnen können (Abb. 80 & 81). Der Hauptanteil besteht aus Mergel- und Mergelkalksteinen („Kössener Mergel“). Bereichsweise kommen gebankte bis massige Kalksteine („Kössener Kalk“) und seltener massige, riffogene Kalksteine („Kössener Riffkalk“) vor (z. B. Tollmann 1976a; Nickmann & Thuro in Bayerisches Landesamt für Umwelt 2018b).

Die typische lithologische Ausbildung der „Kössener Mergel“ ist eine unregelmäßige Abfolge dunkelbrauner bis schwarzer, in der Regel dünnbankiger bis feinlaminiert-blättriger Tonmergelsteine sowie dunkelgrauer bis schwarzer, dünnplattiger Mergelkalksteine. Diese Abfolge kann bereichsweise nur wenige Dezimeter bis lokal einige Meter mächtig werden. Die dunkle Färbung stammt vom hohen Bitumengehalt sowie vom hohen Gehalt an dispers verteiltem Pyrit (Abb. 91). Der relativ hohe Anteil an Glimmerplättchen (meist Muskovit) sowie kleinen Quarzkörnern zeigt einen deutlichen terrigenen Einfluss an (Nickmann & Thuro in Bayerisches Landesamt für Umwelt 2018b). Aufgrund des hohen Tongehaltes neigen die „Kössener Mergel“ zu rascher, tiefgründiger Verwitterung mit auffallend rostbraunen bis ockergelben Farben (Abb. 89 & 90), sowie Stauwasserneigung mit Feucht- und Niedermoorgebieten und lokal ausgedehnten Rutschungen (z. B. Wolff 1985; Nickmann & Thuro in Bayerisches Landesamt für Umwelt 2018b).

Als „Kössener Kalk“ werden verschiedene Kalkstein-Typen zusammengefasst (z. B. Nickmann & Thuro in Bayerisches Landesamt für Umwelt 2018b):

Im unteren, oft mergeldominierten Abschnitt der Kössen-Formation treten dünn- bis mittelbankige, dichte, mikritische, dunkel- bis schwarzgraue Mergelkalksteine auf, die dem stratigraphisch liegenden Plattenkalk ähneln, sich von diesem jedoch durch die bräunlichen Verwitterungsfarben, dem deutlich höheren Fossilgehalt (Filament- und/oder Muschelschillbänke, Lumachellen; Abb. 84, 85, 88) sowie ein typisches, sparitverheiltes Netz an eng- bis mittelständigen Klüften unterscheiden lassen. Synsedimentäre Gleitfalten (*slumps*) sind häufig. Die Bankmächtigkeiten nehmen zum stratigraphischen Hangenden bis auf etwa 60 cm zu. Die Bankflächen sind in der Regel eben, wirken jedoch aufgrund der zahlreich enthaltenen dunklen Flecken und Schlieren unregelmäßig. In den oberen Anteilen der Kössen-Formation kommen häufiger mittelgraue, gebankte Riffschuttkalksteine mit Korallen- und Gesteinsbruchstücken vor.

Die progradierenden Riffe des Oberrhätalks greifen im hangenden Bereich auch auf das Kössener Becken über, so dass sich hier „Kössener Riffkalk“ findet. Es handelt sich sowohl um echte Riffkalksteine als auch um massige Riffschuttkalksteine (z. B. Nickmann & Thuro in Bayerisches Landesamt für Umwelt 2018b). Diese bestehen in der Hauptsache aus zerfallenen Korallenbruchstücken der Gattungen *Retiophylla* (*Thecosmilia*) und *Thamnasteria* (Abb. 86 & 87). Neben diesen

Biogenen können auch Zentimeter große Oberrhätalk-Extraklasten auftreten, die dem Gestein ein breccöses Aussehen geben. „Kössener Riffkalk“ ist aufgrund seiner Textur und seines Habitus nur schwer von Vorriffkalksteinen des zeitgleich abgelagerten Oberrhätalks zu unterscheiden.

Im Oytal an der Oberen Lugenalpe (GK25 8628 Hochvogel) sind Einschaltungen von wenige Meter mächtigen, lateral rasch auskeilenden Linsen von karminroten bis graugrünen Mergelsteinen erwähnt (Jacobshagen et al. in Bayerisches Landesamt für Umwelt 2014), die nicht den Schattwald-Schichten, sondern einer bislang nicht näher beschriebenen lokalen Fazies innerhalb der Kössen-Formation zugeschrieben werden.

Untergeordnete Einheiten: In der Typusregion lässt sich die Kössen-Formation in die stratigraphisch liegende Hochalm-Subformation (dickbankige, dunkelgraue, terrigenreiche Kalksteine wechsellagernd mit schwarzen Mergelsteinen, etwa 190 m) und die stratigraphisch hangende Eiberg-Subformation (schwarze Mergel- und Tonsteine mit Einschaltungen von Korallenkalksteinen und plattigen Mergelkalksteinen, etwa 80 m) gliedern (Golebiowski 1989).

Im Rätikon (Vorarlberg – Graubünden) wird die Kössen-Formation in Alplihorn-Member (Wechsel aus Ton-, Mergel- und Kalksteinen, etwa 120 m), Schesaplana-Member (Riffschuttkalk- und Tonmergelsteine, 25–90 m), Ramoz-Member (Wechsel aus Mergel- und Kalksteinen, etwa 100 m) und Mitgel-Member (Kalksteine mit Dolomit- und Mergelstein-Einschaltungen, etwa 50 m) gegliedert (Furrer 1993).

Liegendgrenze: Einsetzen dunkelgrauer, Mergelstein-reicher Abfolgen, meist ohne Übergang; teilweise ist in kalkreicherer Kössen-Formation ein allmählicher Übergang aus Plattenkalk zu beobachten. Unterlagernde Einheiten in den bayerischen Alpen sind Hauptdolomit und Plattenkalk, im Tirolikum sowie der Berchtesgaden-Decke auch Dachsteinkalk (Golebiowski 1989, 1990).

Hangendgrenze: Die Hangendgrenze der Kössen-Formation ist zumeist scharf ausgebildet. Zu den überlagernden Einheiten gehören der meist massige, hellgraue Oberrhätalk (z. B. Jacobshagen et al. in Bayerisches Landesamt für Umwelt 2014; Nickmann & Thuro in Bayerisches Landesamt für Umwelt 2018b), die mergelig-kalkige, teils Hornstein führende Allgäu-Formation (z. B. Doben 1973; Wolff 1973), die meist roten Kalksteine der Adnet- und Schnöll-Formation (z. B. Jerz & Ulrich 1966) sowie die dunkelgraue, mergelig-kalkige Kendlbach-Formation mit den auffälligen, roten Tonmergelsteinen der Schattwald-Schichten (z. B. Zacher 1966; Golebiowski 1989; Hillebrandt et al. 2013).

Mächtigkeit: meist 20–150 m; in der Lechtal-Decke bereichsweise größere Mächtigkeiten als in der Allgäu-Decke (Jerz & Ulrich 1966; Zacher 1966; Doben 1991; Hornung et al. 2014; Jacobshagen et al. in Bayerisches Landesamt für Umwelt 2014; Nickmann & Thuro in Bayerisches Landesamt für Umwelt 2018b)

Maximale Mächtigkeit: in den bayerischen Alpen bis 300 m im Roßstein- und Buchsteingebiet, SE Lenggries (Steinberg 1980; Doben 1991). Die aus dem Rätikon beschriebene Maximalmächtigkeit von 600 m (Pugin 1964) wurde aufgrund tektonischer Verschuppungen und Verfaltungen überschätzt; aus den Mächtigkeiten der einzelnen Subformationen ergibt sich dort eine Maximalmächtigkeit von etwa 350 m (Furrer 1993).

Chronostratigraphische Einstufung: Obertrias; oberstes Norium bis Rhaetium

Biostratigraphie: Conodontenzonen: *Misikella hernsteini* und *M. posthernsteini* (Golebiowski 1989, 1990; Bökenschmidt & Zankl 2005); Ammonitenzonen: *Choristoceras marshi* (Bökenschmidt & Zankl 2005)

Typusregion: Umgebung von Kössen zwischen Kufstein und Unken (Tirol)

Typusprofil: etwa 3 km ESE Kössen am Loferbach (GK25 8340); für die Hochalm-Subformation etwa 3,8 km NW Unken an der Hochalm (GK25 8342); für die Eiberg-Subformation etwa 4 km S Kufstein im Steinbruch Eiberg (ÖK 90) (Golebiowski 1989, 1990)

Vorkommen in den bayerischen Alpen: Südflanke des Lachenkopfs auf dem Wanderweg zum Schochen (GK25 8628 Hochvogel, Jacobshagen et al. in Bayerisches Landesamt für Umwelt 2014); Südseite Breitenberg, N St. Magnus-Acker (GK25 8429 Pfronten, Zacher 1966); Forstweg W Schwarzenbach, Nudelgraben (GK25 8531/8631 Zugspitze & 8532/8632 Garmisch-Partenkirchen, Hornung & Haas in Bayerisches Landesamt für Umwelt 2017); Oberer Marmorgraben NE Mittenwald, Steinkar, Tiefes Tal, Sulzle-Klamm (GK25 8533/8633 Mittenwald, Jerz & Ulrich 1966); Forststraße N Kleiner Laber, S Steckenberg (GK25 8432 Oberammergau, Kuhnert 1967b); W Walchensee (GK25 8433 Eschenlohe, Doben 1976); Moosenbach & Moosenalm, N Schafreiter (GK25 8434 Vorderriß, Doben 1993); Forststraße N Lahnenkopf (GK25 8236 Tegernsee, Stephan & Hesse 1966); Forststraße N Westerberg (GK25 8237 Miesbach, Pflaumann & Stephan 1968); Große Laine N Jachenau, unterer Laingraben E Kochel a. S. (GK25 8334 Kochel am See, Doben 1985); Taubenstein, Obere Maxlrainer Alm, Rauhkopfgrat, Grat der Wilden Fräulein (GK25 8337/8437 Josefthal, Nickmann & Thuro in Bayerisches Landesamt für Umwelt 2018b); Marbling W Kiefersfelden (GK25 8338 Bayrischzell, Wolff 1985); WSW Brannenburg: Schloßalm, NW-Fuß der Hochsalwand, Rampold-Alm, Antretter Alm (GK25 8238 Neubeuern, Wolff 1973); Euzenauer Bach zwischen Mühlhausen und Windshausen, W Euzenauer Alm, NE Feichteckalm (GK25 8239 Aschau im Chiemgau, Ganss 1980); Weiden-Bach S Bayern, Südhänge von Scheichenberg und Haargaßberg, S Eschelmoosalm, Haaralm (GK25 8241 Ruhpolding, Doben 1970); Auer-Berg, Windbach (GK25 8242 Inzell, Doben 1973); Mannlsteig SE Kehlstein (GK25 8244/8344 Berchtesgaden Ost, Kellerbauer 2011)

Fazies, Paläogeographie: flachmarin, subtidal, neritisch, Intraplattformbecken

Die Kössen-Formation wurde in einem Intraplattformbecken, das an einen als flache Rampe ausgebildeten Karbonatplattformrand grenzte, abgelagert; nach oben hin zeigt sie zunehmenden terrigenen Einfluss und eine zunehmende Wassertiefe (Absenkung) (Golebiowski 1989, 1990). Für die Wassertiefe des Ablagerungsraumes im Kössener Becken werden 80–165 m angenommen (Stan-ton & Flügel 1989).

Fossilien: Die häufigsten Makrofossilien sind Brachiopoden, Muscheln und Gastropoden; Ammoniten-Fragmente sowie isolierte Fischschuppen werden bedeutend seltener gefunden. Gelegentlich auftretende zusammengespülte Anreicherungen von fossilen Wirbeltier-Fragmenten (*bonebeds*) sind reich an Fischresten und Schmelzschuppen (Tollmann 1976a). Die Kalksteinbänke führen hin und wieder Megalodonten und ästige Cyclokorallen (*Thecosmilia*). Zu den Mikrofossilien zählen Conodonten, Foraminiferen und Ostrakoden (Fossilisten siehe z. B. Zacher 1966; Kuhnert 1967b; Pflaumann & Stephan 1968; Tollmann 1976a; Jacobshagen et al. in Bayerisches Landesamt für Umwelt 2014). Seltene Fossilreste stellen Wirbeltierfossilien wie Knochen- und Knorpelfische dar (Bürgin & Furrer 2004).

Wirtschaftliche Bedeutung: Früher gelegentlich als Zementrohstoff abgebaut (Weinig et al. 1984)

Verbreitung: Alpen

Nördliche Kalkalpen; in Allgäu- oder Tannheim-Decke und Lechtal- oder Karwendel-Decke weit verbreitet; in Inntal- oder Karwendel-Decke, Staufen-Höllengebirge-Decke sowie Berchtesgaden-Decke meist nur sporadisch und kleinräumig auftretend, umgeben von zeitgleich abgelagertem Dachsteinkalk; Walsertal-Zone

Zeitgleiche lithostratigraphische Einheiten:

Ostalpin: Oberrhätkalk (Bajuvarikum, vor allem Allgäu- oder Tannheim-Decke), oberer Dachsteinkalk, Oberrhätkalk (Tirolikum), Dachsteinkalk Reiteralms-Typ (Berchtesgaden-Decke), obere Hallstatt-Subgruppe (Hangendrotkalk), Zlambach-Formation (Juvavikum)

Südalpin: Dachsteinkalk

Helvetikum: Quarten-Formation

Germanischer Faziesraum: Exter-, Trossingen-, Arnstadt-, Löwenstein-Formation (Stuben- und Burgsandstein), im obersten Bereich auch Triletes-Schichten (siehe Deutsche Stratigraphische Kommission 2016)



Abb. 80: Schwarzgraue Tonsteine im Wechsel mit dunkelgrauen Kalksteinen, Kössen-Formation (S Lachenkopf)



Abb. 81: Grauschwarze, dickbankige Tonmergelsteine mit dünnbankiger Kalkstein-Bank, Kössen-Formation (Laberlaine, NW Oberau)



Abb. 82: Mittelgraue, dünn- bis dickbankige Kalksteine, Kössen-Formation (Forchenbach, N Tatzelwurm)



Abb. 83: Dunkelgrau und beigefarbener, feinlaminiertes Kalkstein (Algenlaminit), Kössen-Formation



Abb. 84: Typisch für die Kössen-Formation sind fossilreiche Bänke, wie dieser Muschelschill-Kalkstein (Schwarzenbach).



Abb. 85: Ocker anwitternder, Muschelschill führender Kalkstein, Kössen-Formation (Mannlsteig, SE Kehlsteinhaus)



Abb. 86: Dunkelgrauer Kalkstein mit weißen Querschnitten von verzweigten Korallen, Kössen-Formation (Klausgraben)



Abb. 87: Riffkalkstein mit herausgewitterten Querschnitten von ästigen Korallen (*Thecosmilia*), Kössen-Formation (N Talgraben, NE Sachrang)



Abb. 88: Schwarzgrauer Kalkstein mit gerippten Muschelschalen, Kössen-Formation (Neustadler Berg, N Ruhpolding)



Abb. 89: Mittelbankige Kalksteine der Kössen-Formation mit charakteristischer, gelbocker Verwitterungsfarbe (Laberlaine, NW Oberau)



Abb. 90: Wechsel aus Kalkstein und zu gelbem Lehm verwittertem Mergelstein, Kössen-Formation (Mannsteig, SE Kehlsteinhaus)



Abb. 91: Mittelgrauer Kalkstein mit rostig verwitterndem Pyrit, Kössener Kalk, Kössen-Formation (Kesselbach, E Forsthaus Aquila)

2.18 Oberrhätkalk

Erstautoren: Wähner (1886) (Erstbeschreibung)

Namensgebung: Benannt nach der stratigraphischen Position der Kalksteine im mittleren und oberen Rhaetium (Osswald 1924).

Synonyma und obsolebe Bezeichnungen: Dachsteinkalk (Gümbel 1861); Lichter oder weisser Plateaukalk (Wähner 1886); Oberrhätischer Riffkalk (Hahn 1910; Vortisch 1926); Rhaetische Grenzkalke (Kronecker 1910); Weißer Riffkalk, Thecosmilienkalk (Osswald 1924); Rätolias-Riffkalk (Fabricius 1959); Rätalk (z. B. Ganss 1967; Ibele & Behrmann 2007); Steinplatte-Kalk (Schlager & Schöllnberger 1974); Riff- und Riffschuttkalk (Oberrhät) (Doben 1985); Bank- und Riffkalke (Wolff 1985)

Lithologische Beschreibung: Oberrhätkalk besteht in der Regel aus dickbankigen bis massigen, hell- bis mittelgrauen, meist Riffschutt führenden, lutitischen bis arenitischen Kalksteinen mit charakteristischen weißgrauen Anwitterungsfarben (Abb. 94 & 95; z. B. Jacobshagen et al. in Bayerisches Landesamt für Umwelt 2014; Nickmann & Thuro in Bayerisches Landesamt für Umwelt 2018b).

Untergeordnet zeigt der Oberrhätkalk gelbgraue, cremefarbene, weiße oder braungraue Farben. Der Bruch ist rau und die Bankmächtigkeiten liegen meist zwischen 0,6 und 1 m, mit oft welligen Schichtflächen (Nickmann & Thuro in Bayerisches Landesamt für Umwelt 2018b). Es lassen sich oolithische, massige und gebankte Kalksteine unterscheiden, wobei diese ineinander übergehen (Kuhnert 1967a). Vom Liegenden zum Hangenden entwickelt sich der Oberrhätkalk zumeist aus mergelführenden, gebankten Kalksteinen zu relativ reinen, eher massigen Kalksteinen (Zacher 1964; Nickmann & Thuro in Bayerisches Landesamt für Umwelt 2018b). Die Kalksteine des Oberrhätkalks führen oft reichlich Ooide sowie Riffdetritus von Korallen, Kalkalgen, Kalkschwämmen, Muscheln, Schnecken, Brachiopoden, Echinodermen sowie Foraminiferen und Ostrakoden (z. B. Kuhnert 1967b; Doben 1985) (Abb. 96).

Bereichsweise sind die Kalksteine in unregelmäßigen, Zentimeter bis Dezimeter großen, meist dunkleren Partien dolomitisiert oder enthalten Zentimeter bis Meter mächtige, auskeilende, graue bis weiße Dolomitstein-Lagen (z. B. Fabricius 1966; Doben 1985; Nickmann & Thuro in Bayerisches Landesamt für Umwelt 2018b). An der Basis sowie im unteren Abschnitt führt der Oberrhätkalk auch sedimentäre Breccien mit Komponenten aus Hauptdolomit oder Kössen-Formation (z. B. Zacher 1966; Jacobshagen et al. in Bayerisches Landesamt für Umwelt 2014). Hornsteinknollen können vor allem im oberen Abschnitt auftreten (z. B. Fabricius 1966; Zacher 1966). Die stratigraphisch hangenden Bereiche des Oberrhätkalks können von roten bis gelbroten Spaltenfüllungen durchschlagen werden (Pflaumann & Stephan 1968; Nickmann & Thuro in Bayerisches Landesamt für Umwelt 2018b). Die stellenweise auftretende Rotfärbung von Oberrhätkalk-Partien stammt von einer primären Pigmentierung durch dispers verteilte Eisen-Verbindungen (Zäh 1999).

Aufgrund seiner relativen Erosionsbeständigkeit und dickbankigen bis massigen Ausprägung bildet der Oberrhätkalk im Gelände oft markante Steilstufen oder Felswände, meist mit auffällig weißgrauen Anwitterungsfarben aus (Abb. 92 & 93). Er zerfällt bei entsprechender Klüftung zu grobblockigem Hangschutt. An Oberflächen zeigen sich vielfach herausgewitterte Fossilreste (meist von ästigen Korallen). Aufgrund des hohen Kalkgehaltes kommt es zu Verkarstungserscheinungen und Karrenbildung (z. B. Ganss 1980; Hornung et al. 2014; Nickmann & Thuro in Bayerisches Landesamt für Umwelt 2018b).

Untergeordnete Einheiten: –

Liegendgrenze: Einsetzen hellgrauer, massiger bis dickbankiger Kalksteine. Der Oberrhätalk entwickelt sich in den westlichen und zentralen bayerischen Alpen aus der Mergelstein-dominierten Kössen-Formation mit einer merklichen Zunahme des Kalkgehaltes. So wird beispielsweise an der Steinplatte die Bankung der unterlagernden Kössen-Formation in einem etwa 10 m mächtigen Bereich immer undeutlicher und geht allmählich in den massigen Oberrhätalk über (Österlen 1967).

Hangendgrenze: Die stratigraphische Hangendgrenze des Oberrhätalks ist zumeist scharf ausgebildet und durch das Ausbleiben massiger bis dickbankiger Kalksteine charakterisiert. Zu den überlagernden Einheiten gehören rote Kalksteine der Adnet-Formation (z. B. Nickmann & Thuro in Bayerisches Landesamt für Umwelt 2018b), die Mergelstein-dominierte Kendlbach-Formation mit den roten Mergelkalksteinen der Schattwald-Schichten (z. B. Hillebrandt & Kment 2009) sowie ohne scharfe lithologische Grenze und unter Zunahme von Hornsteinen die Kieselkalksteine der Scheibelberg-Formation (z. B. Zacher 1964). Stellenweise durchschlagen synsedimentäre Spaltenfüllungen aus roten Kalksteinen der Adnet-Formation die regional paläoverkarstete Oberfläche des Oberrhätalks (Nickmann & Thuro in Bayerisches Landesamt für Umwelt 2018b).

Mächtigkeit: Wenige Meter bis 150 m; variable Mächtigkeiten aufgrund von Faziesverzahnungen mit der Kössen-Formation und unregelmäßigem Riffwachstum (z. B. Zacher 1964, 1966; Ganss 1967; Kuhnert 1967a; Doben & Frank 1983; Nickmann & Thuro in Bayerisches Landesamt für Umwelt 2018b); in der Allgäu- oder Tannheim-Decke generell deutlich geringermächtig als in der Lechtal- oder Karwendel-Decke (z. B. Doben 1991)

Maximale Mächtigkeit: bis 200 m; z. B. Vogelwand, WSW Oberwössen (Ganss 1967)

Chronostratigraphische Einstufung: Obertrias; Rhaetium

Biostratigraphie: Ammonitenzonen: *Choristoceras marshi*, unterer Abschnitt *Vandaites stuerzenbaumi* (Rhaetium 2 und 3)

Die im Oberrhätalk vorkommende Fauna lässt sich insbesondere anhand der Bivalve *Rhaetavicula contorta* und des Ammoniten *Choristoceras marshi* in das obere Rhaetium einstufen (z. B. Tollmann 1976a). Die Obergrenze der Riffkalk-Sedimentation reicht an oder bis nahe an die Trias/Jura-Grenze; der Wechsel von riffogener Flachwasserkalk-Sedimentation zu Tiefwasser-Ablagerungen erfolgte diachron im Bereich der Trias/Jura-Grenze (Ehse & Leinfelder 1988).

Typusregion: Rofengebirge (Tirol), aus welchem Wäner (1886) den Oberrhätalk als „lichten Plateaukalk“ erstmals beschreibt. Eine weitere Schlüsselregion sind die Südwand sowie West- und Nordwestflanke der Steinplatte in Tirol (siehe Stanton & Flügel 1989; Hornung & Ortner 2010).

Typusprofil: nicht beschrieben

Vorkommen in den bayerischen Alpen: NE der Unteren Angererhütte, zwischen Wildengundkopf und Trettachspitze (GK25 8627 Einödsbach und 8727 Biberkopf, Hornung 2011); Wanderweg vom Edmund-Probst-Haus zum Laufbacher Eck, unterhalb Schochen (GK25 8628 Hochvogel, Jacobshagen et al. in Bayerisches Landesamt für Umwelt 2014); SW Pilgerschrofen und am Geiselstein (GK25 8430 Füssen, Zacher 1964); Rinneleck und Kuchelschlag (GK25 8431 Linderhof, Kuhnert 1967a); Falkenwand, Südseite des Labers, Sillerberg (GK25 8432 Oberammergau, Kuhnert 1967b); Fahrweg Kessel-Alpe zur Aiblinger Hütte, am Schweinsberg, oberhalb der Kotalm (GK25 8237 Miesbach, Pflaumann & Stephan 1968); Tal der Großen Laine und Axelstein, Tutzingener Hütte (GK25 8334 Kochel am See, Doben 1985); Latschenkopf, Quengeralm (GK25 8335 Lenggries,

Doben 1991); Steinbruch Ankerstube, Lämpersberg-Nordgrat, W Roßkopf, Stümpflingalm (GK25 8337/8437 Josefthal, Nickmann & Thuro in Bayerisches Landesamt für Umwelt 2018b); Klammalm, Brunnstein, Weg zum Brunnstein-Haus, (GK25 8338 Bayrischzell, Wolff 1985); NW- und SE-Hänge von Feichteck und Karkopf, Aueralm, S Spitzstein-Haus (GK25 8239 Aschau im Chiemgau, Ganss 1980); Oberwössen, Vogelwand (Vogelspitz), Graben E oberhalb von Litzelau (GK25 8240 Marquartstein, Ganss 1967); S Hochgern, Hasenpoint-Joch (GK25 8241 Ruhpolding, Doben 1970)

Fazies, Paläogeographie: flachmarin, subtidal, Riff

Die Ausbildung des Oberrhätkalks sowohl als massige Riff-, als auch als Bankfazies zeigt eine biogen gesteuerte Bildung im subtropischen, flachmarinen Bereich mit Wassertiefen von wenigen Metern und stets oberhalb der Wellenbasis. Für Letzteres sprechen auch lokal reichlich enthaltene Ooide, deren Bildung an Wassertiefen < 10 m gekoppelt ist (Flügel 2004). Die Riffschuttkalke des Vor- und Rückriffes wurden in etwas größeren Wassertiefen akkumuliert. Die Ablagerung erfolgte innerhalb einer rampenartigen Karbonatplattform im rhaetischen Kössen-Becken mit Fleckenriffen und Ooid-Barren (Ehse & Leinfelder 1988).

Fossilien: Zu den Riffbildnern gehören Korallen, Hydrozoen, Kalkschwämme, Kalkalgen, Bryozoen und Foraminiferen (Fabricius 1966). Häufig sind scleractinide Korallen wie *Thecosmilia*, *Retiophyllia* und *Pamiroseris*, ferner Bivalven wie *Rhaetavicula contorta*, *Modiolus*, *Oxytoma* und Vertreter der großwüchsigen Megalodontiden. Unter den Algen finden sich vor allem Grünalgen wie Dasycladaceen (*Diplopora*, *Griphopora* sowie *Heteroporella*), bei den Rotalgen Solenoporaceen (z. B. Tollmann 1976a). Ebenso treten Foraminiferen der Gattungen *Trocholina*, *Nodosaria* und *Lagena* auf. Die Riffschuttkalksteine enthalten reichlich Fossilenschutt, der sich aus zerfallenen Echinodermaten, Gastropoden, Hydrozoen, Korallen und Schwämmen zusammensetzt (z. B. Pflaumann & Stephan 1968).

Wirtschaftliche Bedeutung: Schotter, Splitt, Sand für Straßenbau; früher Verwendung als Bruch-, Bau- und Wasserbausteine (Weinig et al. 1984)

Verbreitung: Alpen, Allgäuer bis Berchtesgadener Alpen

Nördliche Kalkalpen; nur untergeordnet innerhalb der Allgäu- oder Tannheim-Decke, vor allem innerhalb der Lechtal- oder Karwendel-Decke, untergeordnet innerhalb der Staufen-Höllengebirge-Decke; innerhalb der Berchtesgaden-Decke zur Gänze durch den zeitgleich abgelagerten Dachsteinkalk vertreten

Zeitgleiche lithostratigraphische Einheiten:

Ostalpin: Kössen-Formation (Bajuvarikum, Tirolikum), oberer Dachsteinkalk (Tirolikum), Dachsteinkalk Reiteralms-Typ (Berchtesgaden-Decke), Zlambach-Formation (Juvavikum)

Südalpin: Dachsteinkalk

Helvetikum: Quarten-Formation

Germanischer Faziesraum: Arnstadt-, Exter-Formation, Contorta- und Triletes-Schichten (siehe Deutsche Stratigraphische Kommission 2016)



Abb. 92: Massiger, nach oben dickbankig ausgebildeter Kalkstein, Oberrhätalk (Südseite des Kemptener Kopfes, unweit der Mindelheimer Hütte)

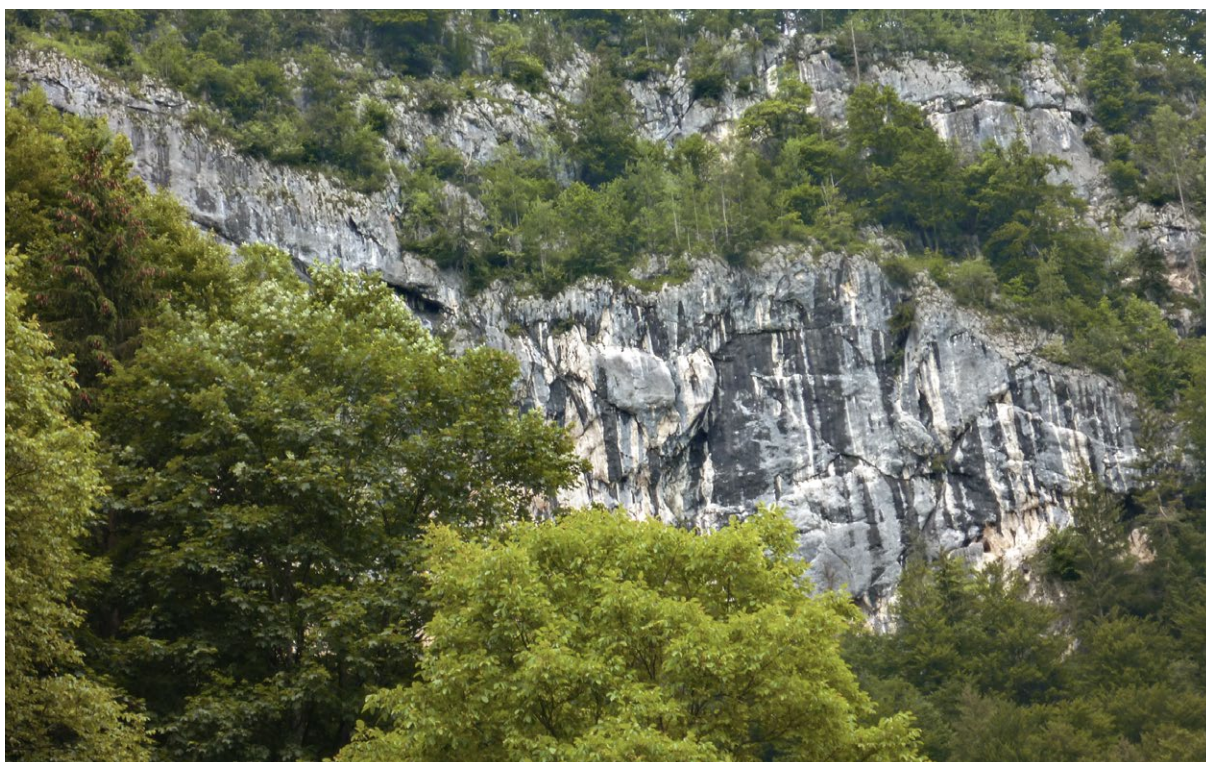


Abb. 93: Felswände aus massigen, hellgrau anwitternden Riffschuttkalksteinen, Oberrhätalk (Luegsteinwand, SW Oberaudorf)



Abb. 94: Massiger und undeutlich gebankter Oberrhätkalk am Steig zum Scheidbichl (Rappental, Oberallgäu)



Abb. 95: Typisch weißbeiger Kalkstein, Oberrhätkalk (Luegsteinwand, Luegsteinsee, S Oberaudorf)



Abb. 96: Riffschuttkalkstein mit
rauer Verwitterungsfläche,
Oberrhätkalk
(N Talgraben, NE Sachrang)

2.19 Kendlbach-Formation

Erstautoren: Plöchinger (1982, 1990)

Namensgebung: gültig (Kment & Teipel 2019)

Benannt nach der Typlokalität am Kendlbachgraben, W Wolfgangsee (Salzburg, Österreich) (Golebowski 1989, 1990).

Synonyma und obsoleete Bezeichnungen: Grauer Lamellibranchiatenkalk (Hahn 1913a); Schattwalder Schichten, Schattwalder Lettenschiefer (Reiser 1920); Grauer Basiskalk (Ulrich 1960; Fabricius 1966); Oberrätische Grenzmergel (Fabricius 1966); Grauer Liasbasiskalk (Jerz & Ulrich 1966; Zacher 1966); Schattwalder Lettenschiefer, Schattwalder Schicht (Zacher 1966); Kendlbachschichten (Plöchinger 1982, 1990); Teile der Unteren Allgäu-Formation; Teile des Kirchsteinkalks; Teile der Scheibelberg-Formation

Lithologische Beschreibung: Die Kendlbach-Formation besteht aus überwiegend grauen, teils sandig-siltigen Mergel- und Tonmergelsteinen sowie meist dunkelgrauen Kalksteinen.

Im unteren Teil der Kendlbach-Formation („Grenzmergel“, Tiefengraben-Subformation) herrschen dünn- bis mittelbankige, bläulichgraue bis hellbraungraue Mergelsteine, die mit Pyrit gefüllte Bohrspuren aufweisen können, sowie überwiegend graue, teils schwarze oder grüngraue Tonmergelsteine vor (Abb. 97; z. B. Plöchinger 1982; Hillebrandt & Kment 2009). Im mittleren Teil der Tiefengraben-Subformation treten zunehmend siltige und sandige Mergelsteine sowie Kalkarenitbänke auf. Häufig führen die Mergelsteine Schwammnadeln (Ebli 1997). Im oberen Teil der Tiefengraben-Subformation werden kalkarenitische Mergelsteine und Kalksteinbänke häufiger und es vollzieht sich ein Übergang in die Breitenberg-Subformation mit nur noch geringmächtigen Mergelfugen (Hillebrandt & Kment 2009).

Vor allem in den bayerischen Alpen können innerhalb der Tiefengraben-Subformation auffällig rote, teils Glimmer und/oder Kaolinit führende, plattige bis mittelbankige Tonmergelsteine (Schattwalder-Schichten) eingeschaltet sein (Fabricius 1966; Hillebrandt & Kment 2009). Diese teilweise in mehreren Bänken auftretenden Tonmergelsteine können bis zu 3 m mächtig werden (Zacher 1966; Ganss 1967).

Der Hangenteil („Grauer Basiskalk“, Breitenberg-Subformation) wird aus plattigen bis dickbankigen, meist dunkelgrauen, zunehmend Glaukonit und Muschelschill führenden, teils sandigen Mergelkalksteinen und Kalksteinen sowie mittelbankigen, dichten bis feinspätigen Kalksteinen aufgebaut (z. B. Ulrich 1960; Plöchinger 1982; Hillebrandt & Kment 2009). Stellenweise treten Muschelpflaster mit *Plagiostoma giganteum* auf (Hillebrandt & Kment 2009).

Untergeordnete Einheiten: Die Kendlbach-Formation wird untergliedert in (Golebiowski 1989, 1990):

- Tiefengraben-Subformation (älterer Teil, „Preplanorbis-Schichten“, „Grenzmergel“): charakterisiert durch Ton- und Mergelsteine, wechsellagernd mit Kalkareniten und Kalksteinen; terrigenreicher, regressiver Abschnitt.
- Teil der Tiefengraben-Subformation sind die Schattwald-Schichten (Reiser 1920; Fabricius 1966; Hillebrandt & Kment 2009): rote, teils Glimmer führende, siltige Tonmergelsteine, meist im unteren Bereich der Subformation.
- Breitenberg-Subformation (jüngerer Teil, „Grauer (Lias)Basiskalk“): graue bioklastische Kalksteine ohne Mergelzwischenlagen; karbonatreicher, transgressiver Abschnitt.

Liegendgrenze: Unterlagernde Einheiten sind Kössen-Formation und Oberrhätalk. Im Beckenbereich enden die kalkreichen Bänke der oberen Kössen-Formation (Eiberg-Subformation) mit einer bitumenreichen Lage (T-Bank, Hillebrandt et al. 2013). Diese letzte Kalksteinbank bildet die Liegendgrenze. Darüber folgen graue Tonmergelsteine der Tiefengraben-Subformation (Kendlbach-Formation). Am Beckenrand und im ehemaligen Riffbereich setzen über hellgrauen Kalksteinen des Oberrhätalks mit Hiatus graue Tonsteine der Tiefengraben-Subformation ein.

Hangendgrenze: Im tieferen Beckenbereich geht die Kendlbach-Formation fließend in die Allgäu-Formation über, die mit ihrer charakteristischen, rhythmischen Wechsellagerung aus dunkelgrauen Kalk- und Mergelsteinen mit Bioturbationsflecken einsetzt. Im Schwellen- und ehemaligen Riffbereich wechseln graue Kalksteine der Breitenberg-Subformation zu bunten Kalksteinen der Schnöll-Formation, häufig mit Eisenoxid-Krusten und –Imprägnationen (*marmorea*-Kruste, Hillebrandt & Kment 2009).

Mächtigkeit: meist nur wenige Meter, z. B. 8 m im Typusprofil (Plöchinger 1982); Schattwald-Schichten: meist unter 3 m; bis 4 m im Typusprofil Wiesler Bach (Reiser 1920)

Maximale Mächtigkeit: 25 m; am Kuhjoch, N Hölzelstaljoch in Tirol (Hillebrandt & Kment 2009)

Chronostratigraphische Einstufung: Obertrias bis Unterjura; Rhaetium bis mittleres Hettangium

Biostratigraphie: Foraminiferen: oberes Rhaetium (oberste *marshi*-Zone) bis Hettangium (untere *tilmanni*-Zone) (Hillebrandt et al. 2013); Ammoniten: Hettangium (*tilmanni*- und *planorbis*-Zone) (Hillebrandt & Kment 2015)

Der GSSP (*Global Boundary Stratotype Section and Point*, „golden spike“) der Trias/Jura-Grenze ist am Kuhjoch, N Hölzelstaljoch, E Hinterriß in der Kendlbach-Formation definiert (Hillebrandt & Kment 2009; Hillebrandt et al. 2013).

Typusregion: Osterhorngebirge, W Wolfgangsee (Salzburg, Österreich)

Typusprofil: Kendlbachgraben, W Gschwand am Wolfgangsee (ÖK 95 St. Wolfgang, Plöchinger 1982); Schattwald-Schichten: Wiesler Bach, NE Schattwald-Wies (Reiser 1920)

Vorkommen in den bayerischen Alpen: Marmorgraben, NE Mittenwald (GK25 8533 Mittenwald, Jerz & Ulrich 1966); Wiesler Bach, NE Schattwald-Wies (GK25 Nr. 8428 Bad Hindelang, Reiser 1920; Zacher 2014); Wolfsschlucht im Schauergraben, S Bernau am Chiemsee (Abb. 98; GK25 8240 Marquartstein); Schlossgraben, E Hinterriß sowie Kuhjoch, N Hölzelstaljoch, E Hinterriß (Hillebrandt & Kment 2009, 2011; Hillebrandt et al. 2013)

Fazies, Paläogeographie: marin, Beckenfazies

Beckenwärts mit Übergängen zu Beckensedimenten der Allgäu-Formation, hangwärts zu kondensierter Schnöll-Formation (Böhm et al. 1999); Rotfärbung, Glimmer- und Kaolinitführung der Schattwald-Schichten deuten auf terrigenen Eintrag von vermutlich lateritischem Erosionsmaterial (Zacher & Teipel in Bayerisches Landesamt für Umwelt, in Vorb.).

Die Kendlbach-Formation markiert den Wechsel im plattentektonischen Regime mit beginnender Öffnung des Zentralatlantiks etwa an der Trias/Jura-Grenze (Abb. 1; z. B. Stampfli & Hochard 2009) von sich vertiefenden Intraplattform-Becken (prä-Rift bezüglich des Penninischen Ozeans) zu tiefmarinen Becken- und Hangbereichen (syn-Rift) und vermittelt zwischen beiden (siehe Teipel & Hornung 2022).

Fossilien: Die Formation ist stellenweise sehr fossilreich: Bivalven (z. B. *Astarte*, *Lima/Plagiostoma*, *Pseudolimea*, *Cardinia*, *Agerchlamys*), Ammoniten (*Psiloceras*, *Paradasyceras*, *Alsadites*, *Schlothemia*, *Oxytoma*; vor allem in den obersten Bänken der Breitenberg-Subformation, teils massenhaft im „Calliphylum-Bed“, Hillebrandt & Kment 2015), Brachiopoden, Gastropoden sowie Foraminiferen (*Fronicularia*, *Nodosaria*, *Ammobaculites*, *Textulariida*), kalkiges Nannoplankton, gut erhaltene Palynomorphe, Ostrakoden (*Hungarella*, *Bairdia*, *Polygope*), Echinodermenreste (vor allem *Encrinus*), Schwammnadeln; auffällig ist das Fehlen der in der unterlagernden Kössen-Formation noch auftretenden Conodonten (Plöchinger 1982; Ebli 1997; Hillebrandt & Kment 2009). Sehr selten finden sich Wirbeltierreste (meist Zähne und Wirbel von schwimmenden Reptilien).

Wirtschaftliche Bedeutung: –

Verbreitung: Alpen, Allgäuer bis Berchtesgadener Alpen

Nördliche Kalkalpen; Allgäu- oder Tannheim-Decke, Lechtal- oder Karwendel-Decke

Trotz ihrer relativ geringen Mächtigkeit ist die Kendlbach-Formation in den bayerischen Alpen verbreitet, weil ein großer Teil der Rhaetium-/Unterjura-Sedimente als Beckenfazies ausgebildet ist.

Zeitgleiche lithostratigraphische Einheiten:

Ostalpin: Untere Allgäu-Formation (tiefere Beckenfazies), Scheibelberg-Formation (Hangfazies), Schnöll-Formation (Übergang zur Schwellenfazies), Kirchsteinkalk (Randfazies des „Allgäu“-Beckens), Kalksbürger Schichten, Adnet-Formation (Schwellenfazies)

Germanischer Faziesraum: Triletes-Schichten, Pilonotenton-, Bamberg-, Bayreuth-Formation (siehe Deutsche Stratigraphische Kommission 2016)



Abb. 97: Schwarze Tonmergelsteine der Kendlbach-Formation zwischen rotgrauen Kalksteinen der Adnet-Formation (links) und grauen Kalksteinen der Kössen-Formation (rechts) (Einnündung des Eiskönigbaches in den Baumgartenbach, W Achenkirch)



Abb. 98: Mittelbankige Wechselfolge aus dunkelgrauen Kalk- und Mergelsteinen, Kendlbach-Formation (Wolfsschlucht, S Bernau am Chiemsee)

2.20 Hallstatt-Subgruppe

Erstautoren: Hauer (1853) (Erstbeschreibung); Teipel & Hornung (2022) (Subgruppen-Definition)

Namensgebung: Benannt nach der Typusregion bei Hallstatt am Hallstätter See (Salzkammergut, Österreich)

Synonyma und obsolebe Bezeichnungen: Hallstätter-Schichten, Hallstätter Kalke (Hauer 1853); Hallstätter Kalke und Dolomite (Gümbel 1861; Deutsche Stratigraphische Kommission 2016); Salzbergfazies, Hallstätter-Kalkfazies (siehe Tollmann 1976a)

Lithologische Beschreibung: In der Hallstatt-Subgruppe sind pelagische, überwiegend bunte bis lichtbunte, mikritische Kalk- und untergeordnet Dolomitsteine der offenmarinen Tiefschwellenfazies des juvavischen Faziesraumes zusammengefasst (Teipel & Hornung 2022). Neben den charakteristisch roten, blassroten und cremefarbenen Kalk- und Dolomitsteinen kommen auch grauviolette, grüngraue, blaugelbe und hellgraue Farben vor. Die Karbonatgesteine treten gut gebankt bis massig auf. Kalksteine zeigen oft ein knollig-flaseriges Gefüge.

Untergeordnete Einheiten: Die untergeordneten Einheiten entsprechen im Rang Formationen, sind aber aufgrund ihres Auftretens als Gleitschollen bisher nicht als Formationen definiert worden. Gliederung und Namensgebung basieren im Wesentlichen auf Schlager (1969), Krystyn (1974b), Mandl (1984) ergänzt um eigene Daten:

- Hallstattsdolomit (?oberes Anisium – ?unteres Karnium; ?Illyrium – ?Cordevolium)
- Schreyeralmkalk und Schreyeralmdolomit (oberes Anisium – Ladinium; Illyrium – Longobardium)
- Grauvioletter Bankkalk (oberes Ladinium – unteres Karnium; Longobardium – Julium)
- Bunter Massenkalk (oberes Anisium – unteres Karnium; oberes Illyrium – Julium)
- Liegendrotkalk (Karnium; Julium – Tualium)
- Liegendgraukalk (oberes Karnium – unteres Norium; Tualium 3 – Lacium 2)
- Hangendrotkalk (Norium; Lacium 2 – Sevatium 2)
- Hangendgraukalk (oberes Norium – unteres Rhaetium; Sevatium 3 – unteres Rhaetium)

Liegendgrenze: Die Liegendgrenze ist im Berchtesgadener Raum tektonischer Natur oder nicht erschlossen. In der Typusregion folgt die basale Einheit der Hallstatt-Subgruppe – der Schreyeralmkalk – über Steinalm-Formation („Zillkalk“).

Hangendgrenze: Die Hangendgrenze ist im Berchtesgadener Raum tektonischer Natur oder nicht erschlossen. In der Typusregion folgen über den Kalk- und Dolomitsteinen der Hallstatt-Subgruppe dunkelgraue Mergelsteine der Zlambach-Formation oder sie verzahnen im oberen Bereich diachron mit diesen.

Mächtigkeit: Die oft intensive tektonische Überprägung und das Auftreten in Form von Gleitschollen, vor allem im Berchtesgadener Raum, erschweren die Angabe sedimentärer Mächtigkeiten für die gesamte Abfolge der Hallstatt-Subgruppe. Aus der Summe der Mächtigkeiten der einzelnen Schichtglieder lassen sich folgende Gesamtmächtigkeiten abschätzen:

- etwa 130 m im Normalprofil aus der Typusregion im Salzkammergut (Schlager 1969),
- bis 285 m abgeleitet aus den Vorkommen am Kälberstein und Baderlehenkopf (NW Berchtesgaden) (Risch 1993),
- bis etwa 240 m im Raum Bad Ischl im Salzkammergut (Mandl et al. 2012).

Der bis zu 250 m mächtige Hallstattdolomit wird bei der Abschätzung der Gesamtmächtigkeit nicht berücksichtigt, da er als wahrscheinlich dolomitisierter Hallstattkalk als Teil der oben besprochenen Abfolge angesehen wird.

Chronostratigraphische Einstufung: Mittel- bis Obertrias; oberes Anisium bis unteres Rhaetium

Die Hallstatt-Subgruppe lässt sich vorzüglich mit Ammoniten (z. B. Mojsisovics 1869, 1873–1902, 1882, 1893) sowie Conodonten (z. B. Krystyn 1980; Hornung & Brandner 2005) bestimmen und reicht von der *Paraceratites trinodosus*- bis zur *Vandaites stuerzenbaumi*-Ammonitenzone beziehungsweise von der *Neogondolella constrictai*- bis zur *Misikella ultima*-Conodontenzone (Oberes Anisium bis unteres Rhaetium).

Aus dem Berchtesgadener Raum (vor allem Rappoltstein, Draxllehen, Lärcheck) liefern zahlreiche Conodonten-Bestimmungen für die Schichtglieder im Hangenden des Schreyeralmkalks Alter von Fassanium bis unteres Rhaetium (Hornung 2005, 2006a, 2006b, 2007, 2008, 2009; Hornung & Brandner 2005; Hornung et al. 2007a, 2007b).

Typusregion: Region rund um Hallstatt am Hallstätter See (Salzkammergut, Österreich)

Typusprofil: Typische Profile finden sich im Salzkammergut am Sommeraukogel, Millibrunnkogel, Raschberg, Thörlstein und Feuerkogel (Schlager 1969)

Referenzprofile sind gegeben N Berchtesgaden am Rappoltstein (Hornung 2005, 2006b, 2008; Hornung et al. 2007b) sowie im aufgelassenen Steinbruch Draxllehen (Hornung 2007).

Vorkommen in den bayerischen Alpen: vor allem NE und um Berchtesgaden; siehe unter **Verbreitung**

Fazies, Paläogeographie: offenmarin, tiefmarin, pelagisch, Tiefschwellenfazies

Die Hallstatt-Subgruppe wurde über submarinen Schwellenzonen auf dem Alpenen Außenschelf am passiven Kontinentalrand der Laurasischen Platte abgelagert (Mandl 2000). Während sich im Flachscheffbereich Karbonatplattformen bildeten (Wetterstein-, Dachstein-Plattform), erfolgte die Ablagerung der Hallstatt-Subgruppe in einem distalen Beckenbereich des tieferen Schelfs („Salzberg-Fazies“), vermutlich in 50–200 m Wassertiefe (siehe Schmidt 1990). Große Mächtigkeitsschwankungen, lokale Kondensation, Breccien, Schichtlücken sowie Aufreißen von Spalten sind auf synsedimentäre Bruchtektonik und Schollenkippen infolge Salzdiapirismus der unterlagernden permischen Evaporite (Haselgebirge) zurückzuführen (z. B. Mandl et al. 2012).

Fossilien: Die Kalksteine der Hallstatt-Subgruppe in der Berchtesgaden–Halleiner Salinarmulde sind außerordentlich makrofossilreich, ein Umstand, der seit den Arbeiten von Mojsisovics bekannt ist. Die Fossilien beschränken sich jedoch linsen- und nestartig auf unterschiedliche Zonen, die meist mit mehr oder minder gut ausgeprägten Kondensationshorizonten einhergehen (z. B. Hornung et al. 2007b). In der Regel findet sich darin eine reiche Ammonitenfauna; Mojsisovics (1869, 1873–1902, 1882, 1893) beschreibt insgesamt etwa 300 unterschiedliche Arten. Ebenfalls häufig sind orthocone Nautiliden (z. B. *Atractites*, *Micheltinoceras*), Gastropoden, Muscheln (z. B. *Halobia* sp.) sowie sehr seltene Wirbeltierfunde. An Mikrofossilien kommen die biostratigraphisch bedeutsamen Conodonten sowie Foraminiferen, Crinoiden, Holothurien, Radiolarien und Schwebcrinoidenreste vor. Letztere können in einzelnen Horizonten stark angereichert sein (siehe auch Zusammenfassung in Tollmann 1976a).

Wirtschaftliche Bedeutung: Die Gesteine wurden in einigen, mittlerweile stillgelegten, verfüllten oder verfallenen Steinbrüchen der Berchtesgadener Region als Werkstein (Bodenplatten, Fenstersimse, Bord- und Mauersteine, Wasserbausteine), für Restaurierungszwecke, als Straßenbaumaterial (Schotter, Splitt) (Weinig et al. 1984), aber auch zur Herstellung von Stollenausbauten in den hiesigen Salzbergbauen abgebaut (z. B. Steinbruch Schnitzhoflehen, NNE Schnitzhof an der B305).

Verbreitung: Alpen; Berchtesgadener Alpen, östliche Chiemgauer Alpen

Nördliche Kalkalpen; Hallstatt-Mélange (Hallstätter Gleitschollen), Hallstatt-Decke

Die Vorkommen der Hallstatt-Subgruppe sind innerhalb der bayerischen Nördlichen Kalkalpen auf die Region um Berchtesgaden und den juvavischen Faziesbereich (in der Regel Gleitschollen auf Tirolikum-Untergrund, siehe Hornung 2022) beschränkt. So finden sich Vorkommen großflächig in der Berchtesgadener Salinarmulde nördlich von Berchtesgaden (GK25 8244/8344 Berchtesgaden Ost, Kellerbauer 2011), am Kälberstein, Baderlehenkopf, südlich des Wartsteins und entlang der Ramsauer Ache (GK25 8343 Berchtesgaden West, Risch 1993), sowie ein kleinfächiges Einzelvorkommen unweit des Hohen Bretts (GK25 8444 Hoher Göll, Braun 1998; Hornung 2021c).

Die westlichsten, außerhalb der Berchtesgadener Alpen liegenden, Vorkommen finden sich in den östlichen Chiemgauer Alpen entlang der Saalach-Großstörung, die vom Bad Reichenhaller Talkessel nach SW über die deutsch-österreichische Grenze hinauszieht. Sie verläuft vom Kugelbachbauer bei St. Pankraz (GK25 8243 Bad Reichenhall, siehe Zankl & Risch 2011), an der Basis der Kugelbachzone in Schneizlreuth und weiter entlang der Saalach bis an das südwestliche Ende des Wendelberges nahe der deutsch-österreichischen Grenze (GK25 8342 Schneizlreuth, siehe Froh (2010) und Hornung, eigene Daten).

Zeitgleiche lithostratigraphische Einheiten:

Ostalpin: Reifling-, Partnach-, Wetterstein-, Nordalpine Raibl-Formation, Hauptdolomit, Seefeld-Subformation, Plattenkalk, Dachsteinkalk, Kössen-Formation, Oberrhätkalk (Bajuvarikum, Tirolikum), Pötschen-, Pedata-Schichten (Juvavikum)

Südalpin: St. Cassian-Formation, Raibl-Formation, Hauptdolomit (Dolomia Principale), Dachsteinkalk

Helvetikum: Quarten-Formation

Germanischer Faziesraum: obere Muschelkalk- bis obere Keuper-Gruppe; Grafenwöhr-, Eschenbach-, Meißner-, Erfurt-, Grabfeld-, Benk-, Stuttgart-, Weser-, Steigerwald-, Hassberge-, Mainhardt-, Arnstadt-, Löwenstein-Formation (siehe Deutsche Stratigraphische Kommission 2016)



Abb. 99: Undeutlich gebankter, dünn- bis mittelbankiger, roter Kalkstein (Roter Knollenflaserkalk, Liegendrotkalk, Hallstatt-Subgruppe) (aufgelassener Steinbruch Draxllehen, Oberau)



Abb. 100: Hellbeiger bis hellgrauer, dickbankiger Kalkstein mit knolligem Gefüge aus dem tieferen Abschnitt des Schreyeralmkalks („Lercheckkalk“) (Lärcheck, Oberau)



Abb. 101: Rote Varietät des dickbankigen Schreyeralmkalks aus dessen tieferen Abschnitt („Lercheckkalk“) (Lärcheck, Oberau)



Abb. 102: Gut gebankter, dünnbankiger, grauer Kalkstein, Liegendgraukalk der Hallstatt-Subgruppe (Rappoltstein)



Abb. 103: Undeutlich gebankter, mittelbankiger, grauer Kalkstein, Hangendgraukalk der Hallstatt-Subgruppe (Rappoltstein)



Abb. 104: Blassocker und braunroter Kalkstein mit weißgrauer Anwitterungsfarbe, Hangendgraukalk der Hallstatt-Subgruppe (Rappoltstein)



Abb. 105: Grüngrauer, ocker und braunroter, fossilreicher Kalkstein, Hallstätter Kalk (Rappoltstein). Der fossilreiche Hartgrund (Omissionsfläche) enthält zahlreiche kleinwüchsige Arcesten (Ammonoideen), kleinwüchsige Gastropoden sowie orthocone Nautiliden.



Abb. 106: Ceratiten aus der Gruppe der Ammonoidea (*Joannites cymbiformis* (links) und *Simonyceras simonyi* (rechts), Sammlung Hornung Inv.-Nr. 2809; Tuvalium 3, Oberkarnium) aus grauen, gebankten Kalksteinen des Liegendgraukalks, Hallstatt-Subgruppe (Rappoltstein, Berchtesgaden)

2.20.1 Hallstattdolomit

Erstautoren: Hahn (1913a) (Erstbeschreibung)

Übergeordnete Einheit: Hallstatt-Subgruppe

Namensgebung: Als Hallstattdolomit wird eine dolomitische Sonderausbildung innerhalb der Hallstätter Fazies bezeichnet; die Bezeichnung gilt nicht allgemein für Dolomitsteine innerhalb der Hallstätter Fazies (Tollmann 1976a).

Synonyma und obsoleete Bezeichnungen: Lichtbunte Dolomite (Hahn 1910; Gillitzer 1913); Hallstätterdolomit, Hallstätter Dolomit (Hahn 1913a); Buntdolomit (Schlager 1967; Mandl et al. 2014)

Lithologische Beschreibung: Als Hallstattdolomit werden charakteristisch hell- oder lichtbunte Dolomitsteine mit einem breiten lithologischen Erscheinungsbild zusammengefasst (z. B. Hahn 1913a; Krauss 1913; Schlager 1967; Tollmann 1976a; Mandl et al. 2014). Die schlierig blassgelben, blass-orangen, blassroten, roten, blassgrünen, blassvioletten oder grauen, dichten Dolomitsteine sind oft dünn- bis mittelbankig, können aber auch dickbankig bis massig auftreten. Teilweise sind sie kieselig oder führen Hornsteinknollen. Gelegentlich kommen blassgelbe bis rote Dolomit-Breccien vor. Selten gibt es geringmächtige grüne Ton-, Mergel- oder Kalkstein-Lagen. Im Saalachgebiet sind die Dolomitsteine meist intensiv geklüftet und deutlich tektonisch überprägt.

Aufgrund der intensiven Klüftung zerfallen die Dolomitsteine oft in feinen bis groben, sandigen Grus.

Untergeordnete Einheiten: –

Liegendgrenze: Einsetzen charakteristisch bunter Dolomitsteine, meist über Steinalm-Formation (Tollmann 1976a; Mandl et al. 2014)

Hangendgrenze: meist überlagert von Reingraben-Subformation oder Raibl-Formation (Tollmann 1976a; Mandl et al. 2014)

Mächtigkeit: meist mehrere Zehnermeter;

Maximale Mächtigkeit: bis etwa 250 m S Schneizlreuth und SW Unken (Hahn 1910; Krauss 1913); aufgrund tektonischer Überprägung ist die Angabe primärer Mächtigkeiten schwierig.

Chronostratigraphische Einstufung: Mittel- bis Obertrias; ?oberes Anisium – ?unteres Karnium

Aufgrund seines Auftretens zwischen anisischer Steinalm-Formation und karnischer Raibl-Formation lässt sich eine Altersspanne vom oberen Anisium bis unteren Karnium vermuten (Mandl et al. 2014).

Biostratigraphie: Eine Probe vom Raucheck-Gipfel (Dachstein-Südseite) ergab eine Conodontenfauna mit *Paragondolella trammeri*, *Paragondolella inclinata*, *Neogondolella transita*, *Neogondolella bakalovi* und *Gladigondolella tethydis*, die Longobardium (oberes Ladinium) belegt (Mandl et al. 2014).

Typusregion: Saalachgebiet, Region zwischen Lofer und Unken (Hahn 1910, 1913a; Gillitzer 1913)

Typusprofil: –

Vorkommen in den bayerischen Alpen: Aschauer Bach am Haiderhof, S Schneizlreuth (GK25 8342 Schneizlreuth, Froh 2010); Knogel und Kirchberg SW Bad Reichenhall (GK25 8243 Bad Reichenhall, Zankl & Risch 2011); Kastensteinhöhe, Antenbichl und nahe Gehöft Lösler (GK25 8343 Berchtesgaden West, Risch 1993); Klingereckkopf, Achtforstwälder-Forst unterhalb des Rossfeldes und an der Ostflanke des Hahnrainkopfes (GK25 8244/8344 Berchtesgaden Ost, Kellerbauer 2011)

Fazies, Paläogeographie: tiefmarin, pelagisch, Beckenfazies

Vereinzelte Conodonten-Funde verweisen auf ein tiefmarines, pelagisches Ablagerungsmilieu; vermutlich handelt es sich um diagenetisch veränderte, dolomitisierte Hallstattkalke (Mandl et al. 2014).

Fossilien: Aufgrund der Dolomitisierung sind kaum Fossilien erhalten. Vereinzelt ließen sich Conodonten bestimmen (z. B. Mandl et al. 2014).

Verbreitung: Alpen; Berchtesgadener Alpen

Nördliche Kalkalpen; Hallstatt-Mélange (Hallstätter Gleitschollen), Hallstatt-Decke

In den bayerischen Alpen kommt Hallstattdolomit entlang der Saalach (Achberg – Kienberg) sowie lokal innerhalb juvavischer Gleitschollen auf tirolischer Staufen-Höllengebirge-Decke zwischen Ramsau, Berchtesgaden und Marktschellenberg vor. Insgesamt reicht das Verbreitungsgebiet des Hallstattdolomits von Lofer, über das Saalachgebiet bis zum Gosaukamm (siehe Tollmann 1976a).

Zeitgleiche lithostratigraphische Einheiten:

Ostalpin: Reifling-, Wetterstein-, Partnach-Formation (Bajuvarikum, Tirolikum), Schreyeralmkalk, Schreyeralmdolomit, Grauvioletter Bankkalk, Bunter Massenkalk, Liegendrotkalk (Juvavikum)

2.20.2 Schreyeralmkalk und Schreyeralmdolomit

Erstautoren: Mojsisovics (1882) (Erstbeschreibung)

Übergeordnete Einheit: Hallstatt-Subgruppe

Namensgebung: Benannt nach der Typuslokalität an der Schreieralm (früher Schreyeralm), ESE Gosau (Oberösterreich)

Synonyma und obsoleete Bezeichnungen: Rother Marmor der Schreyer Alpe (Mojsisovics 1882); Helle Wettersteinkalke (Bittner 1882); Lercheckkalk (Schlosser 1898; Plöchingner 1955, 2006)

Lithologische Beschreibung: Im Gebiet N Berchtesgaden stellt sich der Schreyeralmkalk als meist cremefarbener, teils roter, teilweise gelb-, grün- oder rotgeflamter, dichter Kalkstein dar (Abb. 100 & 101). Er ist vorwiegend mittelbankig, kann aber auch dickbankig auftreten, wodurch bereichsweise ein massiger Charakter ohne erkennbare Schichtung entsteht. Die Schichtflächen sind oft wellig und zeichnen sich nur unter starker Verwitterung als Bankfugen ab. Graugrüne, graurote oder ockergelbe, mittel- bis dickbankige, teils Hornstein führende Dolomitsteine werden als Schreyeralmdolomit zusammengefasst.

In der Typusregion handelt es sich beim Schreyeralmkalk um meist rote bis dunkelrote, dickbankige Kalksteine, abschnittsweise mit Kondensationshorizonten (z. B. Tollmann 1976a; Mandl et al. 2012).

Untergeordnete Einheiten: Lercheckkalk (unterer, anisischer Anteil; Pichler 1963)

Liegendgrenze: Die Liegendgrenze des Schreyeralmkalks ist in der tektonisch stark überformten juvavischen Region nördlich Berchtesgaden nicht erschlossen. Vermutlich liegt er hier auf hellgrauen Algenkalksteinen der Steinalm-Formation („Zillkalk“), weswegen eine farbliche Abgrenzung im Gelände erschwert ist.

Hangendgrenze: Auch die Hangendgrenze des Schreyeralmkalks ist nördlich von Berchtesgaden nicht erschlossen. Am Profil nahe Königsleiten (Hornung 2006a) werden die Kalksteine zunächst von den Grauvioletten Bankkalken, darüber von auffallend rot gefärbten Knollenkalksteinen früh- bis mittelkarnischen Alters („Draxlehner Kalk“) überlagert; direkte Kontakte sind jedoch nicht erschlossen.

Mächtigkeit: meist wenige Meter (Tollmann 1976a)

Maximale Mächtigkeit: bis etwa 160 m, am Brändlberg, NNE Unterau (GK25 8344 Berchtesgaden Ost, Hornung eigene Daten)

Chronostratigraphische Einstufung: Mitteltrias; oberes Anisium – Ladinium

Biostratigraphie: Ammoniten: *Avisianum*-Zone (Illyrium, oberes Anisium) bis *Archelaus*-Zone (?*gredleri*-Subzone, *Longobardium* 1) (z. B. Assereto 1971; Krystyn & Schöllnberger 1972; Mostler 1973; Hornung 2006a)

Die Alterseinstufung des fossilreichen Schreyeralmkalks erfolgt mit einer biostratigraphisch wertvollen Mikro- und Makrofauna: Ammonitenfunde am Lärcheck, NW Berchtesgaden, mit z. B. *Paraceratites trinodosus* und *Flexoptychus flexuosus* deuten auf oberes Anisium (Plöching 2006); Conodontenfunde vom Profil Königsleiten mit *Gladigondolella tethydis*, *Gl. malayensis*, *Paragondolella trammeri*, *P. inclinata* und *Budurovignathus cf. mungoensis* belegen Fassanium bis Longobardium (Hornung 2006a); durch Holothuriensklerite (z. B. *Theelia planorbicula*) ist Anisium bis Longobardium belegt (Mostler 1968, 1971, 1973).

Typusregion und Typusprofil: Schreyeralmkalk: nahe der Schreieralm, NW Plassen, NW Hallstatt (Oberösterreich); Lercheckkalk: Lärcheck, NW Berchtesgaden (Oberbayern)

Vorkommen in den bayerischen Alpen: Baderlehenkopf, Kälberstein (GK25 8343 Berchtesgaden West); Obersalzberg unterhalb des Dokumentationszentrums, SW Auergütl sowie im Zellergraben, Hahnrainkopf, Lärcheck, Brändlberg sowie Oberstein und Scheffau bis Neusieden (GK25 8344 Berchtesgaden Ost, Kellerbauer 2011)

Fazies, Paläogeographie: offenmarin, tiefmarin, pelagisch, Tiefschwellenfazies

Der Schreyeralmkalk markiert den Beginn der offenmarinen Entwicklung der Hallstatt-Subgruppe. Er wurde im tieferen Außenschelf auf submarinen Schwellen, die sich infolge von Salzdiapirismus bildeten, abgelagert (Mandl 2000; Mandl et al. 2012).

Fossilien: Neben den oben beschriebenen, biostratigraphisch verwendbaren Leitfossil-Faunen wie Ammoniten und Conodonten lieferten vor allem die Lercheckkalke Berchtesgadens eine reiche Makrofauna, unter anderem den einzigen bislang in den bayerischen Kalkalpen gefundenen Ichthyosaurier (*Omphalosaurus wolffi*, Tichy 1995) sowie Orthoceraten, Nautiliden, Gastropoden und Brachiopoden. Auch die Mikrofauna ist reichhaltig und enthält unter anderem Holothuriensklerite, Foraminiferen, Ophiuren-Stachel und Algen (siehe Tollmann 1976a).

Wirtschaftliche Bedeutung: Das Gestein wurde in einigen mittlerweile stillgelegten, verfüllten und verfallenen Steinbrüchen der Berchtesgadener Region als bevorzugter Werkstein für Sakral- und sonstige Bauten, aber auch zur Herstellung von Stollenausbauten in den hiesigen Salzbergbauen abgebaut (Kellerbauer 2011).

Verbreitung: Alpen; Berchtesgadener Alpen

Nördliche Kalkalpen; Hallstatt-Mélange (Hallstätter Gleitschollen), Hallstatt-Decke

Zeitgleiche lithostratigraphische Einheiten:

Ostalpin: Reifling- und Wetterstein-Formation (Bajuvarikum, Tirolikum), Hallstattdolomit, (Juvavikum)

Südalpin: Entsprechende Äquivalente finden sich mit der südalpinen, „prävolkanischen“ Abfolge von Buchenstein- und Rosengarten-Formation

2.20.3 Grauvioletter Bankkalk

Erstautoren: Schlager (1969) (Erstbeschreibung)

Übergeordnete Einheit: Hallstatt-Subgruppe

Namensgebung: Benannt nach den charakteristischen lithologischen Eigenschaften (Schlager 1969)

Synonyma und obsoleete Bezeichnungen: Graugelber Bankkalk (Schlager 1969; Krystyn 1980; Mandl et al. 2012); Grauvioletter und graugelber Hallstätter Bankkalk (Krystyn & Schöllnberger 1972)

Lithologische Beschreibung: Als Grauvioletter Bankkalk werden dünn- bis mittelbankige, grauviollette, graublaue, graugelbe, lokal auch rotgraue oder olivgrüne, teils kieselige Kalksteine mit mikritischem bis mikrosparitischem Gefüge zusammengefasst (Schlager 1969). Die Mächtigkeiten der Ebenen bis welligen Bänke liegen meist zwischen 10 und 20 cm. Im frischen Anschlag zeigen die Gesteine einen charakteristischen faserig-spröden Bruch, was oft an der feinen kieseligen Matrixbindung liegt. An der Basis kann die Kieselsäure in geringmächtigen, Hornstein führenden Horizonten angereichert sein (Schlager 1969).

Untergeordnete Einheiten: –

Liegendgrenze: Einsetzen der charakteristisch grauviolletten bis graublauen Kalksteine. Die Liegendgrenze ist in der Region um Berchtesgaden nicht erschlossen und meist tektonischer Natur (z. B. Rappoltstein). Nach der biostratigraphisch rekonstruierten Abfolge der Hallstatt-Subgruppe ist davon auszugehen, dass Grauvioletter Bankkalk von Schreyeralmkalk oder -dolomit unterlagert wird (z. B. im Lärchecker Wald, N Königsleiten). In der Typusregion im Salzkammergut wird Grauvioletter Bankkalk von „Anisdolomit“ (Steinalm- oder Schreyeralmdolomit) unterlagert (Schlager 1969).

Hangendgrenze: Auch die Hangendgrenze ist aufgrund starker tektonischer Überprägung im Bereich Berchtesgaden schlecht erschlossen. Im rekonstruierten Normalprofil folgen über Grauvioletten Bankkalk Bunter Massenkalk (z. B. Rappoltstein) oder auffallend (karmin)roter Knollenflaserkalk („Draxlehner Kalk“) (Schlager 1969; Mandl 2000).

Mächtigkeit: 10–20 m, in der Umgebung von Berchtesgaden (Kellerbauer 2011);

Maximale Mächtigkeit: 20–50 m in der Typusregion im Salzkammergut (Tollmann 1976a)

Chronostratigraphische Einstufung: Mittel- bis Obertrias; oberes Ladinium bis unteres Karnium

Biostratigraphie: Ammoniten: *Archelaus*-Zone (vermutlich *Longobardicus*- bis *Regoledanus*-Subzone) bis untere *Aonoides*-Zone (*Longobardium* bis *Julium*) (Schlager 1969; Krystyn & Schöllnberger 1972; Krystyn 1974b; Gawlick et al. 1999; Hornung 2006a); Conodonten

Über die ladinischen Anteile der Hallstatt-Subgruppe gibt es in der Literatur kaum beschriebene Funde. Der Grauviolette Bankkalk als Teil des Normalprofils der Hallstatt-Subgruppe wurde früher der Obertrias zugeschrieben, nachdem für das Ladinium eine Schichtlücke im juvavischen Faziesraum postuliert worden war (z. B. Hahn 1913b; Geyer 1916; Tollmann 1960; Schlager 1967). Da zudem im Raum Berchtesgaden die lithologische Grenze vom Schreyeralmkalk zum Grauvioletten Bankkalk nirgends erschlossen ist, lässt sich die biostratigraphische Grenze nur näherungsweise bestimmen.

Im unteren Teil des Grauvioletten Bankkalks von Königsleiten (Lärchecker Wald, NW Berchtesgaden) ist mit *Gladigondolella tethydis*, *G. malayensis*, *Paragondolella trammeri*, *P. inclinata* und *Budurovignathus cf. mungoensis* eine longobardische Conodontenvergesellschaftung nachgewiesen (Hornung 2006a). In weiteren kleinräumigen, natürlichen Aufschlüssen N Berchtesgaden (Rossfeld-Massiv der Berchtesgadener Alpen) gelang mit Conodonten der Nachweis longobardischen bis unterkarnischen Alters (Gawlick et al. 1999; Hornung 2009). Indikativ hierfür waren vor allem die Arten *Quadraella polygnathiformis* und *Qu. auriformis* (Julium 1) aus dem Grauvioletten Bankkalk des Jakobbergstollens (Salzbergwerk Bad Dürrenberg, Salzburger Land). Da die direkte Überlagerung durch den karnischen Liegendrotkalk (Rote Knollenflaserkalke) im Bereich N Berchtesgadens nicht erschlossen ist, lässt sich das Alter der Obergrenze des Grauvioletten Bankkalks ebenfalls nicht genau fassen: Weil die „Reingrabener Wende“ (Schlager & Schöllnberger 1974) nachweislich innerhalb des Liegendrotkalks auftritt und auch hier *Quadraella auriformis* gefunden wurde (Hornung et al. 2007b), sollte der Grauviolette Bankkalk knapp unterhalb dieser Zäsur enden.

Typusregion: NE und W Hallstätter See, Salzkammergut (Oberösterreich/Steiermark)

Typusprofil: –

Vorkommen in den bayerischen Alpen: Straßenböschung bei Zenau, SE Melleck (GK25 8342 Schneizlreuth); Lärchecker Wald, N Königsleiten (GK25 8244/8344 Berchtesgaden Ost, Kellerbauer 2011)

Fazies, Paläogeographie: offenmarin, tiefmarin, pelagisch, Tiefschwellenfazies

Der Grauviolette Bankkalk wurde im tieferen Außenschelf auf submarinen Schwellen, die sich infolge von Salzdiapirismus bildeten, abgelagert (Mandl 2000; Mandl et al. 2012).

Fossilien: Neben den oben beschriebenen, biostratigraphisch verwendbaren Leitfossil-Faunen wie Ammoniten und Conodonten lieferten vor allem die ladinischen Hallstätter Kalke Berchtesgadens eine reiche Makrofauna: z. B. *Protrachyceras pseudoarchelaus*, *Lobites ellipticus*, *L. argolicus*, *Sturia semiarata*, *Gymnites arthaberi*, *Romanites simionescui* sowie die pelagische Muschel *Daonella lommeli* (Tollmann 1976a; Tichy 1995).

Verbreitung: Alpen; Berchtesgadener Alpen

Nördliche Kalkalpen; Hallstatt-Mélange (Hallstätter Gleitschollen), Hallstatt-Decke

Zeitgleiche lithostratigraphische Einheiten:

Ostalpin: Reifling-, Wetterstein-, Partnach-Formation (Bajuvarikum und Tirolikum), Hallstattdolomit, Bunter Massenkalk, Liegendrotkalk (Juvavikum)

Südalpin: „postvulkanische“ Fazies-Sequenz von Schlern-Gruppe und Wengen-, St. Cassian-Formation.

2.20.4 Bunter Massenkalk

Erstautoren: Mandl (1984) (Erstbeschreibung)

Übergeordnete Einheit: Hallstatt-Subgruppe

Namensgebung: Benannt nach den charakteristischen lithologischen Eigenschaften

Synonyma und obsolebe Bezeichnungen: Hellbunter Massenkalk (Mandl 1984; Mandl et al. 2012); Bunter Bank- und Massenkalk (Mandl et al. 2012)

Lithologische Beschreibung: Der Bunte Massenkalk besteht aus massigen bis dickbankigen, oft un- deutlich gebankten, mitkritischen, dichten Kalksteinen. Die Gesteinsserie zeigt einen rauhen, rup- pigen bis leicht muscheligen Bruch und neben den vorherrschenden grauen bis graugrünen Ge- steinsfarben auch graurote und graublau Varianten. Makrofossilien sind in der Regel selten, kön- nen aber nestartig angereichert sein.

Bereichsweise ist am Top des Bunten Massenkalks eine wenige Zentimeter mächtige, schlierige schwarzgrüne bis graugrüne Lage mit körnigem Manganoxid vorhanden („Untere Erzlage“). Die- se Lage stellt einen Omissionshorizont dar, denn unmittelbar im Liegenden und Hangenden dieser Lage können Makrofossilien wie Ammoniten und orthocone Nautiliden nestartig angereichert sein.

Untergeordnete Einheiten: „Untere Erzlage“ (Julium 1/IIc)

Liegendgrenze: Einsetzen meist massiger, grauer bis roter Kalksteine über dem Grauvioletten Bankkalk

Hangendgrenze: Bereichsweise bildet die Mangan führende „Untere Erzlage“ den Abschluss des Bunten Massenkalks und koinzidiert mit dem Zeitfenster der „Karnischen Krise“ (*Carnian Pluvi- al Event*, *Carnian Humid Episode*; siehe Schlager & Schöllnberger 1974; Simms & Ruffell 1989; Hornung 2008)

Mächtigkeit: wenige Meter bis Zehnermeter

Chronostratigraphische Einstufung: Mittel- bis Obertrias; oberes Anisium bis unteres Karnium (Mandl 1984)

Biostratigraphie: Conodonten: *Paragondolella szaboi* (Illyrium) (Mandl et al. 2012); *Metapolygna- thus carnicus* (*carnicus*-Subzone, Julius 1) in „Unterer Erzlage“ (Hornung et al. 2007a)

Typusregion: Gosaukamm–Zwieselalm-Gebiet (Salzburg, Oberösterreich) (Mandl 1984)

Typusprofil: nicht beschrieben

Vorkommen in den bayerischen Alpen: ehemaliger Steinbruch Ulrichsholz (GK25 8342 Schneizl- reuth, Froh 2010); Rappoltstein, W Hallein; Lärchecker Wald, N Oberau; N Süssenlehen, N Unter- au (GK25 8344 Berchtesgaden Ost, Kellerbauer 2011)

Fazies, Paläogeographie: offenmarin, tiefmarin, pelagisch, Tiefschwellenfazies

Der Bunte Massenkalk wurde im tieferen Außenschelf auf submarinen Schwellen abgelagert (Mandl 2000; Mandl et al. 2012).

Fossilien: Makrofossilien sind in der Regel selten, können aber nestartig angereichert sein; wichtige Mikrofossilien sind Conodonten.

Verbreitung: Alpen; Berchtesgadener Alpen

Nördliche Kalkalpen; Hallstatt-Mélange (Hallstätter Gleitschollen), Hallstatt-Decke

Zeitgleiche lithostratigraphische Einheiten:

Ostalpin: Reifling-, Wetterstein-, Partnach-Formation (Bajuvarikum, Tirolikum), Hallstattdolomit, Grauvioletter Bankkalk, Liegendrotkalk (Juvavikum)

2.20.5 Liegendrotkalk

Erstautoren: dieser Artikel

Übergeordnete Einheit: Hallstatt-Subgruppe

Namensgebung: Zusammenfassung verschiedener roter, karnischer Kalkstein-Serien, analog zum Hangendrotkalk

Synonyma und obsoleete Bezeichnungen: Roter Knollenflaserkalk, Roter Bankkalk (Schlager 1969); (Mandl 1984); Draxlehner Kalk (Rieche 1971); Helle und rote Flaserkalke (Mandl 1984)

Lithologische Beschreibung: Als Liegendrotkalk werden verschiedene, in den Berchtesgadener Alpen nur kleinräumig vorkommende, rote Kalksteine zusammengefasst:

Der **Rote Bankkalk** ist ein karminroter bis dunkelroter, mittelbankiger, mergeliger Mikrit mit undeutlich erkennbaren, ebenen Schichtflächen, die lokal durch Subsolutionsflächen mit Eisen-Mangan-Krusten definiert sind. Die sedimentäre Schichtung ist oft durch Bioturbation verwischt (Schlager 1969). In der Berchtesgadener Region entwickelt sich dieser Rote Bankkalk teilweise aus oder neben dem Roten Knollenflaserkalk, kann diesen jedoch – wie beispielsweise am Rappoltstein (Hornung, eigene Daten) – auch in stark kondensierter Abfolge ersetzen (Mächtigkeit etwa 1 m). Teilweise sind hier Makrofossilien wie Ammonoideen (*Arcestes*) nestartig stark angereichert (Abb. 105), oft allerdings korrodiert und unvollständig erhalten. Rote, gebankte Kalksteine treten nicht nur im Tuvalium 1–2 über Rotem Knollenflaserkalk, sondern auch im Julium 2 auf, so dass die Liegendgrenze des Roten Bankkalks auch parallel neben dem oberen Abschnitt des Grauvioletten Bankkalks entwickelt sein kann.

Als **Heller Knollenflaser- und Breccienkalk** werden hellbunte bis hellgraue, stark kondensierte und deswegen sehr geringmächtige Kalkmikrite bezeichnet, die lokal über dem unteren Teil des Roten Bankkalks (Julium 2) auftreten können. Sie zeichnen sich durch einen hohen Anteil an intraformationellen Breccien mit zahlreichen Intraklasten aus. Die Kalksteine sind teilweise so stark kondensiert oder aufgearbeitet, dass eine Ammonitenzone nur wenige Zentimeter dick ist, und auf einem Handstück Ammoniten unterschiedlicher Ammonitenzonen zu finden sind (Spatzenegger & Hornung in Vorb.) Die Kalksteine bergen eine kleinwüchsige Ammonitenfauna mit *Clydonites*, *Arcestes* und sehr frühen Vertretern der Gattung *Tropites*.

Beim **Roten Knollenflaserkalk** („Draxllehener Kalk“) handelt es sich um karminrote bis dunkelcreme-farbene, dünn- bis mittelbankige, filamentreiche, bioklastische Kalksteine (auch Radiolarien-Wackestones bis -Packstones) mit einem ausgeprägt nodularem Gefüge (Abb. 99). Die ausgeprägte Knollenführung kann dabei stellenweise primär durch Subsolution (Fabricius 1966) oder Sedimentauflast (Jurgan 1969), jedoch auch sekundär durch Drucklösungsvorgänge (Schlager 1969) erklärt werden. Die Bildung von Vertikal- und Horizontal-Stylolithen verursacht partielle Kalklösung, die tonige Residualsedimente und meist durch Drucklösungssäume konturierte Pseudoklasten zurücklassen (vergleiche Jenkyns 1971; Rieche 1971). Der auch als „Draxllehener Kalk“ nach der Typlokalität im Steinbruch Draxllehen (Oberau bei Berchtesgaden) bezeichnete rote Kalkstein zeigt ferner eine reiche Führung an Hornsteinknollen – partiell können der kalkigen Schichtenfolge ganze Hornsteinlagen zwischengeschaltet sein.

Die obersten Bereiche des Roten Knollenflaserkalks durchzieht eine Manganoxid-Schicht („Obere Erzlage“) ähnlich der „Unteren Erzlage“ im Bunten Massenkalk. Auch hier können Ammoniten teilweise nestartig stark angereichert sein. Zudem finden sich Hartgrund-Flächen mit Seelilien, Gastropoden, kleinwüchsigen Brachiopoden und Algenkrusten.

Untergeordnete Einheiten: Roter Bankkalk (Julium 2 und Tuvalium 1–2), Heller Knollenflaser- und Breccienkalk (Tuvalium 1), Roter Knollenflaserkalk („Draxllehner Kalk“, Tuvalium 2–3), „Obere Erzlage“ (Tuvalium 3)

Liegendgrenze: Einsetzen meist roter Kalksteine über Grauviolettem Bankkalk; der lithofazielle Übergang wird oft durch eine sehr stark kondensierte Sequenz mit Mangan- und Eisenoxid-Bändern markiert. Im Berchtesgadener Raum ist die Liegendgrenze konkordant vorhanden, jedoch sehr schlecht aufgeschlossen.

Hangendgrenze: Über den meist roten Kalksteinen folgen hellgraue bis cremefarbene Kalksteine des Liegendgraukalks, teilweise mit Übergängen.

Mächtigkeit: 1–10 m

Chronostratigraphische Einstufung: Karnium; Julium bis Tuvalium. Die Alterseinstufung erfolgte mit biostratigraphisch relevanten Ammoniten wie *Carnites floridus*, *Trachyceras aonoides*, *Austrotrachyceras austriacum* sowie *Tropites subbullatus* vom Rappoltstein nahe Berchtesgaden. An Conodonten finden sich *Metapolygnathus auriformis*, *M. carnicus*, *M. polygnathiformis*, *M. carpathicus*, *M. tadpole* sowie *M. nodosus* (Hornung 2007, unveröffentlichte Daten; Hornung et al. 2007b).

Typusregion und Typusprofil: Feuerkogel-Nordhang NW Mitterndorf im Salzkammergut (Österreich) (Tollmann 1976a)

Vorkommen in den bayerischen Alpen: Rappoltstein, W Hallein; Aufgelassener Steinbruch Draxllehen, Oberau (GK25 8344 Berchtesgaden Ost)

Fazies, Paläogeographie: offenmarin, tiefmarin, pelagisch, Tiefschwellenfazies

Der Liegendrotkalk wurde im tieferen Außenschelf auf submarinen Schwellen abgelagert (Mandl 2000; Mandl et al. 2012).

Fossilien: Makrofossilien sind in der Regel selten, vor allem Ammoniten können aber nestartig stark angereichert sein; wichtige Mikrofossilien sind Conodonten.

Verbreitung: Alpen; Berchtesgadener Alpen

Nördliche Kalkalpen; Hallstatt-Mélange (Hallstätter Gletschollen), Hallstatt-Decke

Zeitgleiche lithostratigraphische Einheiten:

Ostalpin: Nordalpine Raibl-Formation, Hauptdolomit, Dachsteinkalk (Bajuvarikum, Tirolikum), Grauvioletter Bankkalk, Bunter Massenkalk, Pötschen-Schichten (Juvavikum)

2.20.6 Liegendgraukalk

Erstautoren: dieser Artikel

Übergeordnete Einheit: Hallstatt-Subgruppe

Namensgebung: Zusammenfassung verschiedener meist hellgrauer, oberkarnisch-unternorischer Kalkstein-Serien, analog zum Hangendgraukalk

Synonyma und obsoleete Bezeichnungen: Wandkalk (Mojsisovics 1905); Heller Bankkalk, Massiger Hellkalk (Schlager 1969; Mandl 1984); Grauer Bankkalk (Mandl et al. 2012)

Lithologische Beschreibung: Das Typgestein dieses in der Berchtesgadener Region mächtigsten Schichtglieds der Hallstatt-Subgruppe sind hellgraue bis cremefarbene, meist massive bis undeutlich dickbankige Mikrite mit muscheligen Bruchflächen und glattem Bruch (Abb. 102). Die oft wandbildende Abfolge ist ausgesprochen fossilarm – nur vereinzelt finden sich Ammoniten(-Bruchstücke), häufiger hingegen sind lagenweise angereicherte Filamente (Muschelschalen-Bruchstücke). Häufig sind auch Radiolarien, die sich mit den Filamenten die Waage halten und einen Filament- oder Radiolarien-Wackestone definieren. Syndementäre Breccienbildung kann lokal vorkommen (Rieche 1971), ferner Omissionsflächen mit Hartgründen sowie Mangan-Eisen-Krusten. An diese Horizonte sind hin und wieder Ammonitenlagen mit zahlreichen, teilweise korrodierten Gehäusen gebunden. Der Liegendgraukalk kann Spalten mit Füllungen aus Hangendrotkalk aufweisen (Schlager 1969).

Untergeordnete Einheiten: Grauer Bankkalk, Massiger Hellkalk (Mandl et al. 2012)

Liegendgrenze: Einsetzen meist hellgrauer Kalksteine über roten Kalksteinen des Liegendrotkalks

Hangendgrenze: Überlagert von roten Kalksteinen des Hangendrotkalks

Mächtigkeit: wenige Meter bis 20 m

Chronostratigraphische Einstufung: Oberes Karnium bis unteres Norium; Tuvallium 3 bis Laci-um 2 mit biostratigraphisch indexierten Conodonten, u. a. *Metapolygnathus nodosus* (Hornung et al. 2007b)

Typusregion: Salzkammergut

Vorkommen in den bayerischen Alpen: Rappoltstein, W Hallein (GK25 8244/8344 Berchtesgaden Ost)

Fazies, Paläogeographie: offenmarin, tiefmarin, pelagisch, Tiefschwellenfazies

Der Liegendgraukalk wurde im tieferen Außenschelf auf submarinen Schwellen abgelagert (Mandl 2000; Mandl et al. 2012). Die Breccienbildung wird auf submarine Schlammströme mit steif-plastischen Schlickgeröllen zurückgeführt (Rieche 1971).

Fossilien: Makrofossilien sind in der Regel selten, vor allem Ceratiten können aber nestartig stark angereichert sein (Abb. 106); wichtige, biostratigraphisch wertvolle Mikrofossilien sind Conodonten.

Verbreitung: Alpen, Berchtesgadener Alpen

Nördliche Kalkalpen; Hallstatt-Mélange (Hallstätter Gletschollen), Hallstatt-Decke

Zeitgleiche lithostratigraphische Einheiten:

Ostalpin: Nordalpine Raibl-Formation, Hauptdolomit, Dachsteinkalk (Bajuvarikum, Tirolikum), Liegendrotkalk, Bunter Massenkalk, Pötschen-Schichten (Juvavikum)

2.20.7 Hangendrotkalk

Erstautoren: Schlager (1969) (Erstbeschreibung)

Übergeordnete Einheit: Hallstatt-Subgruppe

Namensgebung: Benannt analog zu den charakteristischen lithologischen Eigenschaften über den mächtigen karnischen Rotkalk-Serien (Liegendrotkalk) (Schlager 1969)

Synonyma und obsoleete Bezeichnungen: Norischer Hallstätter Kalk (Tollmann 1976a)

Lithologische Beschreibung: Hangendrotkalk besteht aus roten, plattigen bis wellig geschichteten Mikriten ähnlich dem Liegendrotkalk, mit etwas schwächer ausgeprägtem, flaserigem Nodulargefüge aufgrund von Drucklösung (Schlager 1969). Das Interngefüge ist komplett durch Bioturbation zerstört. Makrofossilien sind lagenweise angereichert, vor allem Ammoniten, die in Linsen mitunter auch gesteinsbildend vorkommen können.

Untergeordnete Einheiten: –

Liegendgrenze: Einsetzen roter Kalksteine über grauen Kalksteinen des Liegendgraukalks

Hangendgrenze: Überlagert von grauen Kalksteinen des Hangendgraukalks

Mächtigkeit: bis 10 m

Chronostratigraphische Einstufung: Norium; Laciium 2 bis Sevatium 2 (Hornung, unveröffentlichte Daten: Ammoniten *Juvavites magnus*, *Cyrtopleurites bicrenatus*, *Halorites macer* & *Sagenites quinquepunctatus* sowie Conodont *Mockina bidentata*)

Typusregion: Salzkammergut

Vorkommen in den bayerischen Alpen: ehemaliger Kälberstein-Steinbruch (GK25 8343 Berchtesgaden West, Risch 1993); Rappoltstein, W Hallein (GK25 8344 Berchtesgaden Ost)

Fazies, Paläogeographie: offenmarin, tiefmarin, pelagisch, Tiefschwellenfazies

Fossilien: Makro- und Mikrofauna mit Ammoniten, Crinoiden, Gastropoden, Nautiliden, Bivalvenlumachellen (*Monotis*), Hydrozoen (*Heterastridium*), Conodonten, Foraminiferen, Ostrakoden, Globochaeten (z. B. Schlager 1969; Mandl et al. 2012); diese Einheit enthält die meisten der klassischen norischen Fossilfundpunkte.

Verbreitung: Alpen, Berchtesgadener Alpen

Nördliche Kalkalpen; Hallstatt-Mélange (Hallstätter Gleitschollen), Hallstatt-Decke

Zeitgleiche lithostratigraphische Einheiten:

Ostalpin: Hauptdolomit, Seefeld-Subformation, Plattenkalk, Dachsteinkalk, Kössen-Formation (Bajuvarikum, Tirolikum), Hangendgraukalk, Pötschen-, Pedata-Schichten (Juvavikum)

2.20.8 Hangendgraukalk

Erstautoren: Schlager (1969) (Erstbeschreibung)

Übergeordnete Einheit: Hallstatt-Subgruppe

Namensgebung: Benannt nach den charakteristischen lithologischen Eigenschaften (Schlager 1969)

Synonyma und obsoleete Bezeichnungen: Norischer Hallstätter Kalk (Tollmann 1976a)

Lithologische Beschreibung: Hangendgraukalk ist ein grauer, seltener leicht grauroter, gut geschichteter, etwas mergelreicherer Mikrit (Abb. 103 & 104), der den Hangendrotkalk lateral vertritt oder diesen überlagert (Schlager 1969). Makrofossilien sind lagenweise angereichert, vor allem Ammoniten, die in Linsen mitunter auch gesteinsbildend vorkommen können.

Liegendgrenze: Einsetzen grauer Kalksteine über roten Kalksteinen des Hangendrotkalks

Hangendgrenze: Die Hangendgrenze ist im Berchtesgadener Raum tektonischer Natur. In der Typusregion folgen über Hangendgraukalk dunkelgraue Mergelsteine der Zlambach-Formation

Mächtigkeit: bis 20 m

Chronostratigraphische Einstufung: Oberes Norium bis unteres Rhaetium; Sevatium 3 bis unteres Rhaetium (Hornung 2005)

Typusregion: Salzkammergut

Vorkommen in den bayerischen Alpen: ehemaliger Kälberstein-Steinbruch (GK25 8343 Berchtesgaden West, Risch 1993); Rappoltstein, W Hallein (GK25 8244/8344 Berchtesgaden Ost, Kellerbauer 2011); Südhang des Hohen Bretts (GK25 8444 Hoher Göll, Hornung 2021c)

Fazies, Paläogeographie: offenmarin, tiefmarin, pelagisch, Tiefschwellenfazies

Verstärkt ab dem Norium kann die Abfolge von Spalten durchzogen sein, die sich aufgrund des fortschreitenden Salzdiapirismus im Untergrund geöffnet haben. Die synsedimentären Spalten am Rappoltstein und dem benachbarten Aiglköpf (teilweise in Österreich) können bis zu 1 m breit und mehr als 30 m lang werden. Die Spalten sind meist mit roten Biomikriten gefüllt, die außerordentlich fossilreich sind und oft eine zwergenwüchsige Ammonitenfauna beinhalten. Häufig sind die Spalten vor allem bei stark verwitterter Gesteinsoberfläche kaum vom umgebenden Nebengestein zu unterscheiden, insbesondere auch, wenn sowohl das Nebengestein, als auch die Spaltenfüllung von gleicher rötlicher Färbung sind. Teilweise zeigen die Spaltenfüllungen eine außerordentliche Fülle an Meso- und Mikrofossilien wie beispielsweise die *Cochloceras*-Spalte des Rappoltsteins (Hornung 2005), die mit unterrhaetischem Alter nahe an das Ende der klassischen Hallstattkalk-Entwicklung heranreicht.

Fossilien: Hydrozoen sowie zahlreiche involute Ammoniten wie *Arcesten* treten lagenweise auf. Vergesellschaftet mit den Hydrozoen sind am Rappoltstein beispielsweise großwüchsige Ammoniten der Art *Pinacoceras metternichi* (*Metternichi*-Lager, *Sevatium 2*).

Verbreitung: Alpen; Berchtesgadener Alpen

Nördliche Kalkalpen; Hallstatt-Mélange (Hallstätter Gletschollen), Hallstatt-Decke

Zeitgleiche lithostratigraphische Einheiten:

Ostalpin: Hauptdolomit, Seefeld-Subformation, Plattenkalk, Dachsteinkalk, Kössen-Formation (Bajuvarikum, Tirolikum), Hangendrotkalk, Pötschen-, Pedata-Schichten (Juvavikum)

2.21 Pötschen-Schichten

Erstautoren: Mojsisovics (1869) (Erstbeschreibung)

Namensgebung: Benannt nach der Typuslokalität Pötschenpass (Salzkammergut, Österreich)

Synonyma und obsoleete Bezeichnungen: Pötschenkalk (Mojsisovics 1869); Pötschendolomit (Mojsisovics 1905); Pötschenschichten (Kristan-Tollmann et al. 1987); Kalke und Mergel des Gschirrkopffensers (Risch 1993)

Lithologische Beschreibung: Die Pötschen-Schichten bestehen aus weiß-, hellgelb-, untergeordnet auch braun-, grün- und dunkelgrauen, dünn- bis mittelbankigen, Hornstein führenden, dichten, mikritischen Kalk- und untergeordnet Dolomitsteinen. Zum Hangenden schalten sich zunehmend geringmächtige, grüngraue Mergelstein-Zwischenlagen ein (Risch 1993; Mandl et al. 2012). Die Schichtflächen sind wellig bis knollig ausgebildet; bankintern kann undulate Feinschichtung auftreten. Hornsteine kommen als Knollen oder Lagen vor. Am Gschirrkopf kommen verbreitet graue, kieselige, teils kalkige Dolomitsteine vor (Missoni et al. 2001). Beim „Pötschendolomit“ handelt es sich um sekundär dolomitisierte „Pötschenkalke“ (Mandl et al. 2012).

Untergeordnete Einheiten: –

Liegendgrenze: Einsetzen wellig gebankter, grauer Hornsteinkalksteine. Im Raum Berchtesgaden ist die Liegendgrenze nicht erschlossen; Pötschen-Schichten liegen als Gleitschollen unmittelbar auf Tirolikum-Untergrund. Im Salzkammergut gehören zu den unterlagernden Einheiten Grauvioletter Bankkalk (Hallstatt-Subgruppe) sowie Äquivalente der Raibl-Formation (Piller et al. 2004; Mandl et al. 2012).

Hangendgrenze: Pötschen-Schichten werden im proximalen Beckenbereich überlagert von Pedata-Schichten, im distalen Beckenbereich von mergelig-tonig ausgebildeter Zlambach-Formation (z. B. Mandl et al. 2012). Im Berchtesgadener Raum ist die Hangendgrenze teilweise, aber schlecht erschlossen und zudem tektonisch überprägt.

Mächtigkeit: mindestens 50 m am Gschirrkopf (GK25 8343 Berchtesgaden West, Risch 1993)

Maximalmächtigkeit 80–120 m bei Bad Ischl (Salzkammergut, Österreich) (Mandl et al. 2012)

Chronostratigraphische Einstufung: Obertrias; oberes Karnium bis unteres Rhaetium

Biostratigraphie: Conodonten (Mostler 1978; Gawlick 1998; Missoni et al. 2001; Missoni 2003); *nodosus*-Zone (Tuvalium 3) bis zur Untergrenze des Rhaetiums (*Epigondolella bidentata* – *Misikella posthernsteini*-Intervall-Zone nach (Krystyn 2008a, 2008b).

Typusregion: Salzkammergut (Grenzgebiet Oberösterreich / Steiermark).

Typusprofil: aufgelassener Steinbruch etwa 600 m NNW der Pötschenhöhe nahe der Straße von Bad Goisern nach Bad Aussee, Grenze Oberösterreich / Steiermark, Österreich (Kristan-Tollmann 1960)

Vorkommen in den bayerischen Alpen: Gschirrkopf, N Berchtesgaden (GK25 8343 Berchtesgaden West, Risch 1993)

Fazies, Paläogeographie: tiefmarin, hemipelagisch, Becken-Fazies

Die Pötschen-Schichten wurden in einem etwa 200 bis 300 m tiefen Becken- oder Intraplattformbeckenbereich abgelagert (Mostler 1978).

Fossilien: Makrofossilien sind aus den Vorkommen am Gschirrkopf nicht bekannt. Aus den Pötschen-Schichten des Ausseer Gebietes werden schlecht erhaltene Ammoniten, Brachiopoden, Seeigelstachel und weitere Crinoiden-Fragmente beschrieben (Mandl et al. 2012). Die Mikrofauna umfasst Conodonten, Radiolarien, Foraminiferen, Ostrakoden, Holothurien-Sklerite und Schwamm-Spiculae (Mostler 1978).

Wirtschaftliche Bedeutung: Verwendung für Splitt und Sand (Brecherprodukte) sowie Mauer-, Wasserbau- und Ziersteine; früher Abbau im aufgelassenen Steinbruch an der Typuslokalität am Pötschenpass (Salzkammergut, Österreich) und Verwendung als Platten- und Dekorstein, Tür- und Fensterstöcke, für Gehsteige, Grabsteine in der Region (Mandl et al. 2012).

Verbreitung: Alpen; Berchtesgadener Alpen

Nördliche Kalkalpen; Hallstatt-Mélange (Hallstätter Gleitschollen), Hallstatt-Decke

Pötschen-Schichten treten in den bayerischen Kalkalpen ausschließlich im Umfeld des Gschirrkopfes auf. Sie kommen hier als obertriassische Gleitschollen des proximalen Zlambach-Faziesraums auf Tirolikum-Untergrund aus einer weitgehend vollständigen, obertriassischen bis oberjurassischen Schichtenfolge von Dachsteinkalk bis Strubberg-Formation vor (Missoni et al. 2001; Missoni 2003).

Zeitgleiche lithostratigraphische Einheiten:

Ostalpin: Plattenkalk, Hauptdolomit (Bajuvarikum), Dachsteinkalk, Gosauseekalk (Dachsteinkalk-Vorrifffazies) (Tirolikum), Dachsteinkalk Reiteralp-Typ (Berchtesgaden-Decke), Hallstatt-Subgruppe (Juvavikum; Hangendrotkalk und Hangendgraukalk verzahnen mit Pötschen-Schichten) (Mandl 2000; Mandl et al. 2012)

Südalpin: Hauptdolomit (*Dolomia principale*)

Helvetikum: Quarten-Formation

Germanischer Faziesraum: Weser-, Arnstadt-, Steigerwald-, Hassberge-, Mainhardt-, Löwenstein-Formation (siehe Deutsche Stratigraphische Kommission 2016)



Abb. 107: Steil stehende, gut gebankte, dünnbankige Kalksteine, Pötschen-Schichten (Gschirrkopf)



Abb. 108: Steil stehende, plattige bis dünnbankige Kalksteine mit welligen Schichtflächen, Pötschen-Schichten (Gschirrkopf)

2.22 Pedata-Schichten

Erstautoren: Mojsisovics (1905) (Erstbeschreibung)

Namensgebung: Benannt nach der Muschel *Halorella pedata*

Synonyma und obsoleete Bezeichnungen: Pedatakalk (Mojsisovics 1905); Pedataschichten, Pedata-dolomit (Tollmann 1960); Hornsteinkalke und Dolomite des Gschirrkopfes (Risch 1993)

Lithologische Beschreibung: Die Pedata-Schichten bestehen aus dünnbankigen, ebenflächigen, dunkel- bis braungrauen, mikritischen Kalksteinen mit Hornsteinknollen; neben mergeligen, teils bituminösen Zwischenlagen sind hellgraue, plattige, feinlamierte und teils gradierte Kalkarenite eingeschaltet (Risch 1993; Mandl et al. 2012). Die Kalksteine sind bereichsweise sekundär zu Dolomitsteinen umgewandelt. Stellenweise kommen Rutschungsstrukturen und Resedimente vor (Mandl et al. 2012). Im größten bayerischen Vorkommen am Gschirrkopf treten sie stark tektonisiert auf (Risch 1993).

Die arenitischen Kalkturbidite sind hellgrau, plattig und oft gradiert. Von der Typuslokalität bei Bad Aussee werden neben grauen auch braune, violettgraue und grüngraue, plattige bis dünnbankige Kalksteine mit dunkelgrauen Hornsteinknollen und grünen, violettgrauen oder braunen Kalkmergelstein-Zwischenlagen beschrieben. Auf den wellig-knolligen Schichtflächen finden sich häufig Schalen der namengebenden Muschel *Halorella pedata* (Kristan-Tollmann 1960).

Untergeordnete Einheiten: –

Liegendgrenze: Einsetzen Hornstein führender, dünnbankiger Kalksteine. Im Raum Berchtesgaden verzahnen die Pedata-Schichten im oberen Teil mit den Pötschen-Schichten. Die Liegendgrenze ist im Berchtesgadener Raum nicht erschlossen. In der Typusregion im Salzkammergut verzahnen die Pedata-Schichten mit der Zlambach-Formation, so dass die Pedata-Schichten von Zlambach-Formation unter- und überlagert werden (z. B. Tollmann 1960).

Hangendgrenze: Wechsel von Hornstein führenden Kalksteinen zu dunkelgrauen Mergel- und Mergelkalksteinen der überlagernden Zlambach-Formation. Die Hangendgrenze ist im Berchtesgadener Raum nicht erschlossen.

Mächtigkeit: mindestens 70 m am Gschirrkopf (GK25 8343 Berchtesgaden West, Risch 1993)

Maximalmächtigkeit bis zu 200 m im Gosausee-Gebiet (Österreich) (Tollmann 1976a)

Chronostratigraphische Einstufung: Obertrias; oberes Norium bis unteres Rhaetium

Biostratigraphie: Einstufung ins Sevatium mittels Conodonten (z. B. Missoni et al. 2001; Missoni 2003); entspricht der *Misikella posthernsteini*- bis *Cochloceras suessi*-Zone (Krystyn 2008a, 2008b).

Typusregion: Gebiet um den Pötschenpass (Grenzgebiet Oberösterreich und Steiermark) zwischen Goisern und Bad Aussee

Typusprofil: aufgelassener Neubers-Steinbruch, ESE Lupitsch, NW Bad Aussee (Steiermark) (Kristan-Tollmann 1960)

Vorkommen in den bayerischen Alpen: Gschirrkopf, N Berchtesgaden (Abb. 107 & 108; GK25 8343 Berchtesgaden West, Risch 1993)

Fazies, Paläogeographie: tiefmarin, hemipelagisch, turbiditisch, Becken- bis Hangfazies

Die Pedata-Schichten bestehen aus marinen Beckensedimenten mit distalen Turbiditen; feinkörnige Litho- und Bioklasten stammen von der Dachstein-Karbonatplattform (Mandl et al. 2012). Die Pedata-Schichten vermitteln zwischen der Plattformfazies (Dachsteinkalk) und der arenitischen Vorriffazies (Gosauseekalk) einerseits und der distalen, tieferen Beckenfazies (Pötschen-Schichten) andererseits. Die in der Typusregion im stratigraphisch Hangenden folgenden, grobkörnigeren Turbidite des Gosauseekalks zeichnen die Progradation der Dachstein-Karbonatplattform nach (z. B. Kenter & Schlager 2009). Die zeitgleich sedimentierte, tiefermarine Hallstatt-Subgruppe kam weiter tethyswärts auf submarinen Hochschwellen in Karbonat/Kondensation-Fazies zur Ablagerung.

Die Pedata-Schichten kommen in den Berchtesgadener Alpen als Gleitschollen des proximalen Zlambach-Faziesraums auf einer weitgehend vollständigen obertriassischen bis oberjurassischen Schichtenfolge von Dachsteinkalk bis Strubberg-Formation vor (Missoni et al. 2001; Missoni 2003).

Fossilien: Makrofossilien sind hauptsächlich Vertreter der namensgebenden Muschel *Halorella pedata*. Diese wird von den Kalksteinen des Gschirrkopfes von Risch (1993) nicht explizit erwähnt, jedoch werden aus Dünnschliffen zahlreiche Mollusken-, Echinodermenreste sowie Foraminiferen (*Rotaliidae* und *Nodosariidae*) beschrieben. Weitere Mikrofossilien sind neben Foraminiferen auch Spongiennadeln, Holothuriensklerite und Conodonten (Mandl et al. 2012).

Wirtschaftliche Bedeutung: –

Verbreitung: Alpen; Berchtesgadener Alpen

Nördliche Kalkalpen; Hallstatt-Mélange (Hallstätter Gleitschollen), Hallstatt-Decke

Die Pedata-Schichten treten in den bayerischen Kalkalpen nur im Umfeld des Gschirrkopfes, N Berchtesgaden auf.

Zeitgleiche lithostratigraphische Einheiten:

Ostalpin: Hauptdolomit (Bajuvarikum), Dachsteinkalk, Gosauseekalk (Dachsteinkalk-Vorriffazies) (Tirolikum), Dachsteinkalk Reiteralp-Typ (Berchtesgaden-Decke), Hallstatt-Subgruppe (oberster Hangendrotkalk, oberster Hangendgraukalk) (Juvavikum)

Südalpin: Hauptdolomit (*Dolomia principale*)

Helvetikum: Quarten-Formation

Germanischer Faziesraum: Arnstadt-, Löwenstein-, Trossingen-, Exter-Formation (siehe Deutsche Stratigraphische Kommission 2016)

2.23 Zlambach-Formation

Erstautoren: Mojsisovics (1869) (Erstbeschreibung); Matzner (1986) (im Wesentlichen Formationsdefinition)

Namensgebung: Benannt nach der Typuslokalität des Großen und Kleinen Zlambachgrabens, E Bad Goisern (Oberösterreich)

Synonyma und obsoleete Bezeichnungen: Zlambach-Schichten (Mojsisovics 1869); Cochlocerasmergel, Choristoceraschichten, Zlambachkalke, Zlambachmergel (siehe Tollmann 1976a); Zlambach Formation (z. B. Mette et al. 2019)

Lithologische Beschreibung: Die Zlambach-Formation besteht aus einer Wechsellagerung von dunkelgrauen bis graubraunen, gefleckten Mergel- und Tonsteinen (Abb. 109) sowie dunkel- bis schwarzgrauen, meist dünnbankigen, gefleckten Mergelkalksteinen (Mandl et al. 2012). Stellenweise führen die Tonmergelsteine Millimeter große Pyrit-Konkretionen (Krystyn 1991). Untergeordnet kommen dunkelgraue Biogenschuttkalksteine aus Riffdetritus von der Dachstein-Karbonatplattform vor (Matzner 1986).

Im tieferen Abschnitt der Zlambach-Formation herrscht eine Mergel-/Mergelkalkstein-Wechsellagerung vor; lokal treten hier dunkelgraue, bituminöse Mergelsteine auf, deren Feinlamination und fehlende Bioturbation auf anoxische Ablagerungsbedingungen hinweisen („Plattenmergel“). Im höheren Abschnitt nimmt der Kalkgehalt ab und die Mergelsteine werden sandiger (Pistotnik 1972).

Die Mergelsteine verwittern zu braunen, wasserstauenden Böden; die Mergelkalksteine wittern als mittelbraune Bänke heraus (Kellerbauer 2011).

Untergeordnete Einheiten: tiefere oder Untere Zlambach-Schichten sowie höhere oder Obere Zlambach-Schichten (Pistotnik 1972; Krystyn 1991)

Liegendgrenze: Einsetzen von Mergelstein-Wechselfolgen. Zu den unterlagernden Einheiten gehören in ungestörten Profilen Kalksteine der Hallstatt-Subgruppe, Pötschen-Schichten, Pedata-Schichten sowie Dachsteinkalk (Mandl et al. 2012). In den Berchtesgadener Alpen kommt die Zlambach-Formation als isolierte Gleitschollen, z. B. innerhalb der oberjurassischen Strubberg-Formation (Kellerbauer 2011), vor.

Hangendgrenze: Die Mergelsteine der Zlambach-Formation gehen im Hangenden mit allmählichem Übergang in die Dürrnberg-Formation über (Gawlick et al. 2009). Die Lithofazies bleibt über die Trias/Jura-Grenze in den Beckenbereichen weitgehend unverändert. Im Raum Berchtesgaden ist die Hangendgrenze nicht erschlossen, da die Zlambach-Formation einerseits als isolierte Gleitschollen vorkommen (Kellerbauer 2011), andererseits tektonisch stark überprägt wurden. In der Berchtesgaden-Halleiner Salinarregion dürfte die Zlambach-Formation von der tief unterjurassischen Dürrnberg-Formation überlagert werden – ein sedimentär-konkordanter Kontakt ist jedoch nicht erschlossen.

Mächtigkeit: wenige Meter bis 15 m im Verzahnungsbereich mit Dachsteinkalk am Hohen Göll (Braun 1998), am Hohen Brett (Hornung 2021c) sowie am Jägerbrunntrög (Hornung 2021d)

Maximalmächtigkeit bis 100 m am Rothmannbach sowie nahe der Barmsteine (GK25 8244/8344 Berchtesgaden Ost, Kellerbauer 2011); in österreichischen Vorkommen bis 150 m im Salzkammergut, bis 200 m mit tektonischer Verschuppung bei St. Leonhard/Salzburg (siehe Tollmann 1976a)

Chronostratigraphische Einstufung: Obertrias; Rhaetium

Biostratigraphie: Ammoniten-Zonen *Vandaites stuerzenbaumi* und *Choristoceras marshi* Rhaetium 2 und 3)

Die Untergrenze der Zlambach-Formation wurde früher mit dem oberen Sevatium (Norium) angegeben (siehe Tollmann 1976a); nach der Neudefinition der Norium/Rhaetium-Grenze (Krystyn 2008a, 2008b) gehört die Zlambach-Formation nun vollständig in das Rhaetium (siehe Mandl et al. 2012).

Typusregion: Salzkammergut (Oberösterreich)

Typusprofil: Großer und Kleiner Zlambachgraben, E Bad Goisern (Oberösterreich); Referenzprofil Rossmoosgraben, S Rossmoosalm, E Bad Goisern (z. B. Matzner 1986; Mette et al. 2019)

Vorkommen in den bayerischen Alpen: Rothmannbach NW Marktschellenberg; Oberer Höllgraben SE Berchtesgaden, unterhalb Klausbichl (GK25 8244/8344 Berchtesgaden Ost, Braun 1998; Kellerbauer 2011); Gratweg Brettriedel und Hohes Brett (GK25 8444 Hoher Göll, Braun 1998; Hornung 2021c); in Grenznähe auf österreichischem Gebiet beschreibt Moosleitner (2004) fossilreiche Zlambach-Formation (Korallenschuttalksteine) von der Ostseite des Untersberg-Massivs in St. Leonhard (Salzburg) (Abb. 110).

Fazies, Paläogeographie: tiefmarin, pelagisch, z. T. turbiditisch, Becken-, Hangfazies

Die Zlambach-Formation wurde im Becken- und im basalen Hangbereich am landfernen Schelf (Alpiner Außenschelf) mit terrigenem Sedimenteintrag abgelagert. Je nach Nähe zur Dachstein-Karbo-natplattform erreichten Sedimentfahnen in Form von Tempestiten und Turbiditen die Beckenbereiche (Matzner 1986; Mandl et al. 2012; Mette et al. 2019).

Fossilien: Makrofauna: überwiegend umgelagerte Korallenfragmente, weniger häufig Solenopora-ceen, Muscheln, Brachiopoden, Gastropoden, Kalk- und Kieselschwämme, Crinoiden, Seeigel, Bryozoen und Hydrozoen sowie selten Ammoniten (z. B. *Chochloceras*, *Arcestes*, *Choristoceras*). Mikrofauna: Foraminiferen, Ostrakoden, selten Conodonten sowie nicht näher einordenbare Mikro-problematika (Tollmann 1976a; Matzner 1986; Mandl et al. 2012)

Wirtschaftliche Bedeutung: –

Verbreitung: Alpen; Berchtesgadener Alpen

Nördliche Kalkalpen; Hallstatt-Mélange (Hallstätter Gleitschollen)

Zlambach-Formation findet sich lokal eng begrenzt in den Berchtesgadener Alpen.

Zeitgleiche lithostratigraphische Einheiten:

Ostalpin: Kössen-Formation, Oberrhätalk (Bajuvarikum), oberer Dachsteinkalk (Tirolikum), Dachsteinkalk Reiteralp-Typ (Berchtesgaden-Decke)

Südalpin: Dachsteinkalk

Helvetikum: Quarten-Formation

Germanischer Faziesraum: Arnstadt-, Löwenstein-, Trossingen-, Exter-Formation (siehe Deutsche Stratigraphische Kommission 2016)



Abb. 109: Dunkelgraue Mergelsteine der Zlambach-Formation; im Hintergrund ist rot-grauer Kalkstein des Hangendrotkalks (Hallstatt-Subgruppe) erkennbar (Steinbruch Zill, S Rappoltstein)



Abb. 110: Beigegraue Mergelsteine mit weißen Korallenfragmenten, Zlambach-Formation (Untersberg, W St. Leonhard)

3 Literaturverzeichnis

- Ammon, L. von (1878): Die Gastropoden des Hauptdolomits und des Plattenkalkes der Alpen. – Abhandlungen des zoologisch-mineralogischen Vereines zu Regensburg 11: 1–72 (Zoologisch-mineralogischer Verein Regensburg).
- Ampferer, O. & Hammer, W. (1898): Geologische Beschreibung des südlichen Teiles des Karwendelgebirges. – Jahrbuch der königlichen und kaiserlichen geologischen Reichsanstalt 48: 290–374 (K. k. geol. Reichsanstalt).
- Angermeier, H. O.; Pöschl, A. & Schneider, H. J. (1963): Die Gliederung der Raibler Schichten und die Ausbildung ihrer Liegendgrenze in der „Tirolischen Einheit“ der östlichen Chiemgauer Alpen. – Mitteilungen der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie 3: 83–105 (Bayerische Staatssammlung für Paläontologie und Historische Geologie).
- Arlt, H. (1911): Die geologischen Verhältnisse der östlichen Ruhpoldinger Berge mit Rauschberg und Sonntagshorn. – Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft München 6: 352 (Geogr. Ges. München).
- Arthaber, G. von (1896): Einige Bemerkungen über die Fauna der Reiflinger Kalke. – Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt 1896: 120–126 (K. k. geol. Reichsanstalt).
- Assereto, R. (1971): Die Binodosus-Zone. Ein Jahrhundert wissenschaftlicher Gegensätze. – Sitzungsberichte der Österreichischen Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse 178: 1–29 (Österreichische Akademie der Wissenschaften).
- Bachmann, G. H. & Müller, M. (1981): Geologie der Tiefbohrung Vorderriß 1 (Kalkalpen, Bayern). – Geologica Bavarica 81: 17–53 (Bayerisches Geologisches Landesamt).
- Barth, W. (1968): Die Geologie der Hochkalter-Gruppe in den Berchtesgadener Alpen (Nördliche Kalkalpen). – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen 131: 119–177 (Schweizerbart).
- Barthel, D. (1987): Geologische Aufnahme des MAB-6-Testgebietes Ramsau: Westlicher Teil. – Unveröff. Diplomarbeit; Marburg (Universität Marburg).
- Bauberger, W. (1963): Zur Geologie des bayerischen Gebietes östlich der Osterach von Bad Oberdorf bis zum Giebel – Mit einer mikroskopischen Beschreibung der Schichtglieder. – Geologisches Jahrbuch, Beiheft 48: 5–44 (Bundesanstalt für Bodenforschung).
- Bayerisches Landesamt für Umwelt [Hrsg.] (in Vorb.): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Erläuterungen zum Blatt 8528 Hinterstein. – Bearbeiter: W. Zacher & U. Teipel. – 88 S.; Augsburg (Bayerisches Landesamt für Umwelt).
- Bayerisches Landesamt für Umwelt [Hrsg.] (2014): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Erläuterungen zum Blatt 8628 Hochvogel. – Bearbeiter: V. Jacobshagen, K. Schwerd & T. Hornung. – 88 S.; Augsburg.

- Bayerisches Landesamt für Umwelt [Hrsg.] (2017): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Erläuterungen zu den Blättern 8531/8631 Zugspitze und 8532/8632 Garmisch-Partenkirchen. – Bearbeiter: T. Hornung & U. Haas. – 151 S.; Augsburg.
- Bayerisches Landesamt für Umwelt [Hrsg.] (2018a): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt 8332 Unterammergau. – Bearbeiter: U. Teipel & T. Hahn; Augsburg.
- Bayerisches Landesamt für Umwelt [Hrsg.] (2018b): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Erläuterungen zum Blatt 8337/8437 Josefthal. – Bearbeiter: M. Nickmann & K. Thuro. – 175 S.; Augsburg.
- Bechstädt, T. & Mostler, H. (1974): Mikrofazies und Mikrofauna mitteltriadischer Beckensedimente der Nördlichen Kalkalpen Tirols. – Geologische und Paläontologische Mitteilungen der Universität Innsbruck 4: 1–74 (Universität Innsbruck).
- Bechstädt, T. & Mostler, H. (1976): Riff-Becken-Entwicklung in der Mitteltrias der westlichen Nördlichen Kalkalpen. – Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft 127: 271–289 (Schweizerbart).
- Bitterli, P. (1962): Studien an bituminösen Gesteinen aus Österreich und benachbarten Gebieten. – Erdöl-Zeitschrift 78 (7): 405–416 (Urban).
- Bittner, A. (1882): Aus dem Halleiner Salzgebirge. – Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt 1882: 235–240 (K. k. geol. Reichsanstalt).
- Böhm, F.; Ebli, O.; Krystyn, L.; Lobitzer, H.; Rakús, M. & Siblík, M. (1999): Fauna, Stratigraphy and Depositional Environment of the Hettangian-Sinemurian (Early Jurassic) of Adnet (Salzburg, Austria). – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt 56: 143–271 (Geologische Bundesanstalt).
- Bökenschmidt, S. & Zankl, H. (2005): Lithology, biostratigraphy and sedimentary petrology of the T-J-boundary in the Steinplatte and Scheibelberg area (Salzburg – Tirol, Austria). – In: Pálffy, J. & Ozsvárt, P. [Hrsg.]: Program, Abstracts and Field Guide: 5th Field Workshop of IGCP 458 Project: 10–11; Budapest (Hungarian Academy of Sciences).
- Böse, E. (1895): Zur Gliederung der Trias im Berchtesgadener Lande. – Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie, Paläontologie 1895: 218–220 (Schweizerbart).
- Böse, E. (1898): Beiträge zur Kenntnis der alpinen Trias 1. & 2. – Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft 50: 468–586 & 695–761 (Hertz).
- Brack, P. & Rieber, H. (1996): The new 'High-Resolution Middle Triassic ammonoid standard scale' proposed by Triassic researchers from Padova: a discussion of the Anisian/Ladinian boundary interval. – Albertiana 17: 42–50 (Subcommission on Triassic Stratigraphy).
- Brandner, R. (1978): Tektonisch kontrollierter Sedimentationsablauf im Ladin und Unterkarn der westlichen Nördlichen Kalkalpen. – Geologische und Paläontologische Mitteilungen der Universität Innsbruck 8: 317–354 (Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Innsbruck).

- Brandner, R.; Krystyn, L.; Horacek, M.; Aljnovic, D. & Smircic, D. (2014): Die Werfen-Fazies der westlichen Tethys: Chemostratigraphie, biochronologische Korrelation und Faziesvergleich zwischen Dinariden und Südalpen. – Berichte des Institut für Erdwissenschaften der Universität Graz 2014: 31 (Institut für Erdwissenschaften der Universität Graz).
- Brandner, R. & Poleschinski, W. (1986): Stratigraphie und Fazies am Kalkalpensüdrand zwischen Zirl und Seefeld in Tirol. – Jahresberichte und Mitteilungen des Oberrheinischen Geologischen Vereins 68: 67–92 (Schweizerbart).
- Braun, R. (1998): Die Geologie des Hohen Gölls. – 192 S.; Berchtesgaden (Nationalparkverwaltung Berchtesgaden).
- Broili, F. (1914): Kampenwand und Hochplatte, ein Beitrag zur Geologie der Chiemgauer Berge. – Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie, Paläontologie 37: 391–456 (Schweizerbart).
- Brühwiler, T.; Hochuli, P. A.; Mundil, R.; Schatz, W. & Brack, P. (2007): Bio- and chronostratigraphy of the Middle Triassic Reifling Formation of the westernmost Northern Calcareous Alps. – Swiss Journal of Geosciences 100: 443–455 (Birkhäuser).
- Buch, L. von (1802): Geognostische Beobachtungen auf Reisen durch Deutschland und Italien, Band 1. – 320 S.; Berlin (Haude).
- Bürgin, T. & Furrer, H. (2004): Fossile Knochenfische aus der Kössen-Formation (Obertrias, Rhaet) von Lorüns (Vorarlberg, Österreich). – Vorarlberger Naturschau 14: 67–86 (Dornbirn).
- Chamanara, H. (1994): Geologie, Stratigraphie (Reichenhall- und Gutenstein-Formation) und Tektonik im Raum Stanser Joch. – Unveröff. Diplomarbeit; Innsbruck (Universität Innsbruck).
- Chen, Y.; Krystyn, L.; Orchard, M. J.; Lai, X.-L. & Richoz, S. (2015): A review of the evolution, biostratigraphy, provincialism and diversity of Middle and early Late Triassic conodonts. – Papers in Palaeontology 2015: 1–29 (Paleontological Association).
- Deutsche Stratigraphische Kommission (2016): Stratigraphische Tabelle von Deutschland 2016 (STD 2016). – 1 S.; Potsdam (GeoForschungsZentrum).
- Doben, K. (1970): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 8241 Ruhpolding. – 156 S.; München (Bayerisches Geologisches Landesamt).
- Doben, K. (1973): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 8242 Inzell. – 124 S.; München (Bayerisches Geologisches Landesamt).
- Doben, K. (1976): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000, Blatt Nr. 8433 Eschenlohe. – 105 S.; München (Bayerisches Geologisches Landesamt).
- Doben, K. (1985): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 8334 Kochel a. See. – 134 S.; München (Bayerisches Geologisches Landesamt).
- Doben, K. (1991): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 8335 Lengries. – 120 S.; München (Bayerisches Geologisches Landesamt).

- Doben, K. (1993): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000, Blatt 8434 Vorderriß. – 73 S.; München (Bayerisches Geologisches Landesamt).
- Doben, K. & Frank, H. (1983): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 8333 Murnau. – 151 S.; München (Bayerisches Geologisches Landesamt).
- Donofrio, A. D.; Brandner, R. & Poleschinski, W. (2003): Conodonten der Seefeld-Formation: ein Beitrag zur Bio- und Lithostratigraphie der Hauptdolomit-Plattform (Obertrias, westliche Nördliche Kalkalpen, Tirol). – Geologische und Paläontologische Mitteilungen der Universität Innsbruck 26: 91–107 (Universität Innsbruck).
- Ebli, O. (1997): Sedimentation und Biofazies an passiven Kontinentalrändern: Lias und Dogger des Mittelabschnittes der Nördlichen Kalkalpen und des frühen Atlantik (DSDP site 547B, offshore Marokko). – Münchner geowissenschaftliche Abhandlungen A32: 1–255 (Pfeil).
- Egger, H. (2007): Erläuterungen zur Geologischen Karte der Republik Österreich 1 : 50 000, Blatt 67 Grünau im Almtal. – 66 S.; Wien (Geologische Bundesanstalt).
- Egger, H. (2017): Lebensräume – Ausflüge in die Erdgeschichte von Salzburg und Oberbayern. – 144 S.; Salzburg (Pustet).
- Ehse, H. H. & Leinfelder, R. R. (1988): Laterale und vertikale Faziesentwicklung der Rhät/Unterlias-Sedimentation im Wallberg-Plankenstein-Gebiet (Tegernsee, Nördliche Kalkalpen). – Mainzer Geowissenschaftliche Mitteilungen 17: 53–94 (Geologisches Landesamt Rheinland-Pfalz).
- Eisbacher, G. H. & Brandner, R. (1996): Superposed fold-thrust structures and high-angle faults, Northwestern Calcareous Alps, Austria. – *Eclogae Geologicae Helveticae* 89: 553–571 (Schweizer Geol. Ges.).
- Emmrich, H. F. (1849): Geognostische Notizen über den Alpenkalk und seine Gliederung im bairischen Gebirge. – *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft* 1: 263–287 (Hertz).
- Enos, P. & Samankassou, E. (1998): Lofer cyclothems revisited (Late Triassic, Northern Alps, Austria). – *Facies* 38: 207–227 (Institut für Paläontologie der Universität Erlangen).
- Escher von der Linth, A. (1845): Beiträge zur Kenntniss des Tyrol und der bairischen Alpen. – *Jahrbuch für Mineralogie und Geologie* 1845: 536–561 (Leonhard & Bronn).
- Fabricius, F. H. (1959): Vorschlag zur Umbenennung von „Oberrhätkalk“ in „Rätolias-Riffkalk“ (Nördliche Kalkalpen). – *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Monatshefte* 12: 546–549 (Schweizerbart).
- Fabricius, F. H. (1966): Beckensedimentation und Riffbildung an der Wende Trias/Jura in den Bayerisch-Tiroler Kalkalpen. – In: Cuvillier, J. & Schürmann, H. M. E. [Hrsg.]: *International sedimentary petrographical series*: 1–143; Leiden (Brill).
- Ferneck, F. A. (1962): Stratigraphie und Fazies im Gebiet der mittleren Saalach und des Reiteralms-Gebirges (Auszug). – *Dissertation*: 12 S.; München (TH München).

- Fischer, A. G. (1964): The Lofer cyclothems of the Alpine Triassic. – Kansas Geological Survey Bulletin 169: 107–148 (Lawrence).
- Fischer, G. (1957): Über die Bitumenmergel von Seefeld in Tirol. – Geologisches Jahrbuch 74: 63–74 (Bundesanstalt für Bodenforschung).
- Flügel, E. (2004): Microfacies of Carbonate Rocks – Analysis, Interpretation and Application. – 976 S.; Berlin (Springer).
- Flurl, M. (1815): Einige Notizen über das Vorkommen des Brandschiefers und die Benutzung desselben zur Gewinnung von Steinöl in der Gegend von Seefeld im Landgerichte Telfs. – Neue Jahrbücher der Berg- und Hüttenkunde 3: 196–203.
- Foetterle, F. (1856): Lagerungsverhältnisse der Steinkohlen- und der Triasgebilde im südwestlichen Teile von Kärnten. – Jahrbuch der königlichen und kaiserlichen geologischen Reichsanstalt 7: 372–373 (K. k. geol. Reichsanstalt).
- Frank, H. (1993): Ölschiefer. – In: Doben, K.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000, Blatt 8434 Vorderriß: 56–57; München (Bayerisches Geologisches Landesamt).
- Frisch, J. (1968): Sedimentologische, lithofazielle und paläogeographische Untersuchungen in den Reichenhaller Schichten und im Alpinen Muschelkalk der Nördlichen Kalkalpen zwischen Lech und Isar. – Dissertation: 133 S.; München (TH München).
- Frisch, J. (1975): Sedimentologische, lithofazielle und paläogeographische Untersuchungen in den Reichenhaller Schichten und im Alpinen Muschelkalk der Nördlichen Kalkalpen zwischen Lech und Isar. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt 118: 75–117 (Geologische Bundesanstalt).
- Frisch, W. & Gawlick, H.-J. (2003): The nappe structure of the central Northern Calcareous Alps and its disintegration during Miocene tectonic extrusion – a contribution to understanding the orogenic evolution of the Eastern Alps. – International Journal of Earth Sciences 92: 712–727 (Springer).
- Froh, H.-J. (1976): Untersuchungen zur Rhythmik, Fazies und Geochemie des Dachsteinkalks der Berchtesgadener Alpen (Nördliche Kalkalpen). – Unveröff. Dissertation; München (TU München).
- Froh, H.-J. (2010): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000 , Erläuterungen zum Blatt 8342 Schneizlreuth – unveröff. Manuskript. – 57 S.; Augsburg (Bayerisches Landesamt für Umwelt).
- Fruth, I. & Scherreiks, R. (1982): Hauptdolomit (Norian) – Stratigraphy, Paleogeography and Diagenesis. – Sedimentary Geology 32: 195–231 (Elsevier).
- Fruth, I. & Scherreiks, R. (1984): Hauptdolomit – Sedimentary and Paleogeographic Models (Norian, Northern Calcareous Alps). – Geologische Rundschau 73: 305–319 (Enke).
- Furrer, H. (1993): Stratigraphie und Fazies der Trias/Jura-Grenzsichten in den oberostalpinen Decken Graubündens. – Dissertation: 111 S.; Zürich (Universität Zürich).

- Ganss, O. (1967): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000, Blatt Nr. 8240 Marquartstein. – 276 S.; München (Bayerisches Geologisches Landesamt).
- Ganss, O. (1980): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 8239 Aschau i. Chiemgau. – 184 S.; München (Bayerisches Geologisches Landesamt).
- Gawlick, H.-J. (1998): Obertriassische Brekzienbildung und Schollengleitung im Zlambach-faziesraum (Pötschenschichten) – Stratigraphie, Paläogeographie und diagenetische Überprägung des Lammeregg-Schollenkomplexes (Nördliche Kalkalpen, Salzburg). – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt 141: 147–165 (Geologische Bundesanstalt).
- Gawlick, H.-J.; Lein, R.; Piros, O. & Pytel, C. (1999): Zur Stratigraphie und Tektonik des Hallein–Bad Dürrenberger Salzberges – Neuergebnisse auf der Basis von stratigraphischen und faziellen Daten (Nördliche Kalkalpen, Salzburg). – Abhandlungen der Geologischen Bundesanstalt 56: 69–90 (Geologische Bundesanstalt).
- Gawlick, H.-J.; Missoni, S.; Schlagintweit, F.; Suzuki, H.; Frisch, W.; Krystyn, L.; Blau, J. & Lein, R. (2009): Jurassic Tectonostratigraphy of the Austroalpine Domain. – Journal of Alpine Geology 50: 1–152 (Geoautria).
- Gessner, D. (1966): Gliederung der Reiflinger Kalke an der Typlokalität Großreifling a.d. Enns (Nördliche Kalkalpen). – Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft 116: 696–708 (Schweizerbart).
- Geyer, G. (1916): Aus den Umgebungen von Mitterndorf und Grundlsee im steirischen Salzkammergut. – Jahrbuch der königlichen und kaiserlichen geologischen Reichsanstalt 65: 178–232 (Wien).
- Geyer, O. F. (1993): Die Südalpen zwischen Gardasee und Friaul. – 85 S.; Berlin (Borntraeger).
- Gillitzer, G. (1913): Geologischer Aufbau des Reiteralpgebirges im Berchtesgadener Land. – Geognostische Jahreshefte 25 (1912): 161–227 (Königlich Bayerisches Oberbergamt).
- Golebiowski, R. (1989): Stratigraphie und Biofazies der Kössener Formation (Obertrias, Nördliche Kalkalpen). – Dissertation: 253 S.; Wien (Universität Wien).
- Golebiowski, R. (1990): The Alpine Kössen Formation, a key for European topmost Triassic correlations – a sequence- and ecostratigraphic contribution to the Norian-Rhaetian discussion. – Albertiana 8: 25–35 (Subcommission on Triassic Stratigraphy).
- Gorjanovic-Kramberger, K. (1905): Die obertriadische Fischfauna von Hallein bei Salzburg. – Beiträge zur Paläontologie und Geologie Österreich-Ungarns und des Orients – Mitteilungen des Geologischen und Paläontologischen Institutes der Universität Wien 18: 193–224 (Wien).
- Gümbel, C. W. (1857): Untersuchungen in den bayerischen Alpen zwischen Isar und Salzach. – Jahrbuch der königlichen und kaiserlichen geologischen Reichsanstalt 7: 146–151 (Wien).

- Gümbel, C. W. (1858): Geognostische Beschreibung des Koenigreichs Bayern – Erste Abtheilung: Das bayerische Alpengebirge mit einem Theil der südbayerischen Hochebene – No. I–V; Gotha (Justus Perthes).
- Gümbel, C. W. (1861): Geognostische Beschreibung des Koenigreichs Bayern. 1. Abtheilung. Geognostische Beschreibung des bayrischen Alpengebirges und seines Vorlandes. – 948 S.; Gotha (Justus Perthes).
- Hahn, F. F. (1910): Geologie der Kammerker-Sonntagshorngruppe. – Jahrbuch der königlichen und kaiserlichen geologischen Reichsanstalt 60: 311–420 (Wien).
- Hahn, F. F. (1913a): Geologie des oberen Saalachgebietes zwischen Lofer und Diesbachtal. – Jahrbuch der königlichen und kaiserlichen geologischen Reichsanstalt 63: 1–76 (K. k. geol. Reichsanstalt).
- Hahn, F. F. (1913b): Grundzüge des Baues der nördlichen Kalkalpen zwischen Inn und Enns, Teil I & II. – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft Wien 6: 238–357 & 374–501 (Geol. Ges. Wien).
- Hauer, R. von (1853): Über die Gliederung der Trias-, Lias- und Juragebilde in den nordöstlichen Alpen. – Jahrbuch der königlichen und kaiserlichen geologischen Reichsanstalt 4: 715–784 (K. k. geol. Reichsanstalt).
- Hauer, R. von (1857): Ein Beitrag zur Kenntnis der Fauna der Raibler Schichten. – Sitzungsberichte der kaiserlichen Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-naturwissenschaftliche Classe 24: 537–566 (Kaiserl. Akademie d. Wiss.).
- Henrich, R. (1984): Facies, Dolomitisation and Karstification of Lagoonal Carbonates: Triassic of the Northern Alps. – Facies 11: 109–156 (Institut für Paläontologie der Universität Erlangen).
- Hillebrandt, A. von & Kment, K. (2009): Die Trias/Jura-Grenze und der Jura in der Karwendelmulde und dem Bayerischen Synklinorium. – In: Deutsche Stratigraphische Kommission, Subkommission für Jurastratigraphie [Hrsg.]: Exkursionsführer, Jahrestagung in Fall vom 10.–13.06.2009: 45; Erlangen (Universität Erlangen-Nürnberg).
- Hillebrandt, A. von & Kment, K. (2011): Lithologie und Biostratigraphie des Hettangium im Karwendelgebirge. – Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 2011 – Geologie des Achenseegebietes, 19.-23.09.2011, Achenkirch: 17–38 (Geologische Bundesanstalt).
- Hillebrandt, A. von & Kment, K. (2015): Psiloceratid ammonites from the Lower Hettangian of the Karwendel Mountains (Northern Calcareous Alps, Austria) and their biostratigraphic significance. – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen 277 (3): 275–306 (Schweizerbart).
- Hillebrandt, A. von; Krystyn, L.; Kürschner, W. M.; Bonis, N. R.; Ruhl, M.; Richoz, S.; Schobben, M. A. N.; Urlichs, M.; Bown, P. R.; Kment, K.; McRoberts, C. A.; Simms, M. & Tomášovych, A. (2013): The Global Stratotype Sections and Point (GSSP) for the base of the Jurassic System at Kuhjoch (Karwendel Mountains, Northern Calcareous Alps, Tyrol, Austria). – Episodes 36: 162–198 (IUGS).

- Hirsch, F. (1966): Etude stratigraphique du Trias moyen de la région de l'arlberg Alpes du Lechtal, Autriche. – Thèse Fac. Sci.: 87 S.; Zürich (Universität Zürich). Hochuli, P. A. & Frank, S. M. (2000): Palynology (dinoflagellate cysts, spore-pollen) and stratigraphy of the Lower Carnian Raibl Group in the Eastern Swiss Alps. – *Eclogae Geologicae Helvetiae* 93: 429–443 (Birkhäuser).
- Hohenegger, J. & Lein, R. (1977): Die Reiflinger Schichten des Schneeberg-Nordostabfalles und ihre Foraminiferenfauna, Teil 1. – *Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich* 24: 203–261 (Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich).
- Hornung, T. (2005): Palaeoclimate background and stratigraphic evidence of Late Norian / early Rhaetian polyphase synsedimentary tectonics in the Hallstatt Limestones of Berchtesgaden (Rappoltstein, Southern Germany). – *Austrian Journal of Earth Sciences* 98: 106–119 (Wien).
- Hornung, T. (2006a): Conodont biostratigraphy of the Lercheck / Königsleiten section near Berchtesgaden (Late Ladinian – Hallstatt Limestones). – *Geo.Alp* 3: 23–31 (Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Innsbruck).
- Hornung, T. (2006b): Die Reingrabener Wende in der Halleiner Salzbergfazies (distale Hallstattfazies) – Biostratigraphische Daten. – *Geo.Alp* 3: 9–21 (Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Innsbruck).
- Hornung, T. (2007): Multistratigraphy of the Draxllehen quarry near Berchtesgaden (Tuvalian – Laciian 2): implications for Hallstatt limestone-sedimentation and paleoclimate in the aftermath of the 'Carnian crisis'. – *Austrian Journal of Earth Sciences* 100: 82–99 (Wien).
- Hornung, T. (2008): The 'Carnian Crisis' in the Tethys realm – multistratigraphic studies and palaeoclimate constraints. – 237 S.; Saarbrücken (VDM-Verlag).
- Hornung, T. (2009): Biostratigraphische Altersbestimmung von Conodonten aus der Hallstatt-Mélange auf den TK25-Blättern 8244/8344 Berchtesgaden Ost, 8243 Bad Reichenhall und 8342 Schneizlreuth (unveröff. Berichte I–IV). – 47 S.; Augsburg (Bayerisches Landesamt für Umwelt).
- Hornung, T. (2011): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Erläuterungen zu den Blättern 8627 Einödsbach und 8727 Biberkopf (unveröff. Manuskript). – 113 S.; Augsburg (Bayerisches Landesamt für Umwelt).
- Hornung, T. (2021a): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000, Blatt 8442 Hirschbichl (unveröff. Manuskript). – 52 S.; Augsburg (Bayerisches Landesamt für Umwelt).
- Hornung, T. (2021b): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000, Blatt Nr. 8443 Königssee (unveröff. Manuskript). – 110 S.; Augsburg (Bayerisches Landesamt für Umwelt).
- Hornung, T. (2021c): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000, Blatt Nr. 8444 Hoher Göll (unveröff. Manuskript). – 105 S.; Augsburg (Bayerisches Landesamt für Umwelt).
- Hornung, T. (2021d): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000, Blatt Nr. 8543 Funtenseetauern (unveröff. Manuskript). – 62 S.; Augsburg (Bayerisches Landesamt für Umwelt).

- Hornung, T. (2022): Rund um Berchtesgaden – Kalkstein, Salz, Fossilien und Eiszeiten. – 231 S.; München (Pfeil).
- Hornung, T. & Brandner, R. (2005): Biochronostratigraphy of the Reingraben Turnover (Hallstatt facies belt): Local black shale events controlled by regional tectonism, climatic change and plate tectonics. – *Facies* 51: 460–479 (Institut für Paläontologie der Universität Erlangen).
- Hornung, T.; Brandner, R.; Krystyn, L.; Joachimski, M. M. & Keim, L. (2007a): Multistratigraphic constraints on the NW Tethyan ‘Carnian Crisis’. – In: Lucas, S. G. & Spielmann, J. A. [Hrsg.]: *The Global Triassic*: 59–67; Albuquerque (New Mexico Museum of Natural History and Science).
- Hornung, T. & Gruber, A. (2011): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000, Blatt Nr. 8435 Fall (unveröff. Manuskript). – 53 S.; Augsburg (Bayerisches Landesamt für Umwelt).
- Hornung, T.; Kogan, I.; Moosleitner, G.; Wolf, G. & van der Wielen, J. (2019): The Norian fish deposits of Wiestal („Seefeld Member“, Northern Calcareous Alps, Salzburg, Austria) – taxonomy and palaeoenvironmental implications. – *Austrian Journal of Earth Sciences* 112 (2): 125–165.
- Hornung, T. & Ortner, H. (2010): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000, Blatt Nr. 8341 Seegatterl (unveröff. Manuskript). – 61 S.; Augsburg (Bayerisches Landesamt für Umwelt).
- Hornung, T.; Schwerd, K.; Berger, S. & Astleitner, C. (2014): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 8627 Einödsbach (unveröff. Manuskript); Augsburg (Bayerisches Landesamt für Umwelt).
- Hornung, T.; Spatzenegger, A. & Joachimski, M. M. (2007b): Condensed ammonoid beds of the Rappoltstein (Berchtesgaden, Southern Germany): biostratigraphic and palaeoclimate constraints of widespread sedimentary stagnation on Hallstatt deep swells during the mid-Carnian event. – *Facies* 53: 267–292 (Institut für Paläontologie der Universität Erlangen).
- Hornung, T. & Teipel, U. (2018a): Gutenstein-Formation. – LithoLex [online-Datenbank]; Datensatz-Nr. 10000009; Hannover (Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe). www.bgr.bund.de/litholex. Aufgerufen am 18.11.2022.
- Hornung, T. & Teipel, U. (2018b): Partnach-Formation. – LithoLex [online-Datenbank]; Datensatz-Nr. 10000010; Hannover (Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe). www.bgr.bund.de/litholex. Aufgerufen am 18.11.2022.
- Hornung, T. & Teipel, U. (2018c): Raibl-Formation. – LithoLex [online-Datenbank]; Datensatz-Nr. 10000011; Hannover (Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe). www.bgr.bund.de/litholex. Aufgerufen am 18.11.2022.
- Hornung, T. & Teipel, U. (2018d): Reichenhall-Formation. – LithoLex [online-Datenbank]; Datensatz-Nr. 10000012; Hannover (Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe). www.bgr.bund.de/litholex. Aufgerufen am 18.11.2022.

- Hornung, T. & Teipel, U. (2018e): Reifling-Formation. – LithoLex [online-Datenbank]; Datensatz-Nr. 10000013; Hannover (Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe). www.bgr.bund.de/litholex. Aufgerufen am 18.11.2022.
- Hornung, T. & Teipel, U. (2018f): Steinalm-Formation. – LithoLex [online-Datenbank]; Datensatz-Nr. 10000014; Hannover (Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe). www.bgr.bund.de/litholex. Aufgerufen am 18.11.2022.
- Hornung, T. & Teipel, U. (2018g): Virgloria-Formation. – LithoLex [online-Datenbank]; Datensatz-Nr. 10000015; Hannover (Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe). www.bgr.bund.de/litholex. Aufgerufen am 18.11.2022.
- Hornung, T. & Teipel, U. (2018h): Wetterstein-Formation. – LithoLex [online-Datenbank]; Datensatz-Nr. 10000016; Hannover (Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe). www.bgr.bund.de/litholex. Aufgerufen am 18.11.2022.
- Hornung, T. & Teipel, U. (2020): Die tethyale Mitteltrias in den Bayerischen Nördlichen Kalkalpen. – In: Deutsche Stratigraphische Kommission (Koordination und Redaktion: H. Hagdorn & T. Simon, für die Subkommission Perm-Trias) [Hrsg.]: Stratigraphie von Deutschland XIII. Muschelkalk: 1180-1214; Berlin (Schweizerbart).
- Ibele, T. & Behrmann, J. (2007): Geologie und Strukturentwicklung der Blankuskopf- und Wildberggruppe im südlichen Brandnertal (Rätikon, Österreich). – Vorarlberger Naturschau 20: 123–154 (Dornbirn).
- Jenkyns, H. C. (1971): Speculations on the genesis of crinoidal limestones in the Tethyan Jurassic. – *Geologische Rundschau* 60: 471–488 (Springer).
- Jerz, H. (1966): Untersuchungen über Stoffbestand, Bildungsbedingungen und Paläogeographie der Raibler Schichten zwischen Lech und Inn (Nördliche Kalkalpen). – *Geologica Bavarica* 56: 3–100 (Bayerisches Geologisches Landesamt).
- Jerz, H. & Ulrich, R. (1966): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 8533/8633 Mittenwald. – 152 S.; München (Bayerisches Geologisches Landesamt).
- Jurgan, H. (1969): Sedimentologie des Lias der Berchtesgadener Kalkalpen. – *Geologische Rundschau* 58: 464–501 (Enke; Stuttgart).
- Keim, L.; Brandner, R.; Krystyn, L. & Mette, W. (2001): Termination of carbonate slope progradation: an example from the Carnian of the Dolomites, Northern Italy. – *Sedimentary Geology* 143: 303–323 (Elsevier).
- Keim, L.; Spötl, C. & Brandner, R. (2006): The aftermath of the Carnian carbonate platform demise: a basin perspective (Dolomites, Southern Alps). – *Sedimentology* 53: 361–386 (Wiley).
- Kellerbauer, S. (1996): Geologie und Geomechanik der Salzlagerstätte Berchtesgaden. – *Münchner Geologische Hefte, Reihe B 2*: 1–101 (Lehrstuhl für Allgemeine, Angewandte und Ingenieur-Geologie der LMU München).

- Kellerbauer, S. (2011): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Erläuterungen zum Blatt 8344 Berchtesgaden Ost (unveröff. Manuskript). – 146 S.; Augsburg (Bayerisches Landesamt für Umwelt).
- Kendler, M. (2012): Hochalpiner Karst im zentralen Karwendel am Beispiel des Roßlochs. – Unveröff. Diplomarbeit: 107 S.; Innsbruck (Universität Innsbruck).
- Kenter, J. & Schlager, W. (2009): Slope angle and basin depth of the Triassic platform basin transition at the Gosaukamm, Austria. – *Journal of Austrian Earth Science* 102 (1): 15–22 (Wien).
- Kilian, S. & Ortner, H. (2019): Structural evidence of in-sequence and out-of-sequence thrusting in the Karwendel mountains and the tectonic subdivision of the western Northern Calcareous Alps. – *Austrian Journal of Earth Sciences* 112 (1): 62–83 (Wien).
- Klaus, W. (1963): Sporen aus dem südalpinen Perm: Vergleichsstudie für die Gliederung nordalpiner Salzserien. – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt* 106: 229–361 (Geologische Bundesanstalt).
- Klaus, W. (1965): Zur Einstufung alpiner Salztone mittels Sporen. – *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt* 1965, Sonderheft G: 288–292 (Geologische Bundesanstalt).
- Klebensberg, R. von (1935): *Geologie von Tirol*. – 872 S.; Berlin (Borntraeger).
- Kment, K. & Teipel, U. (2019): Kendlbach-Formation. – LithoLex [online-Datenbank]; Datensatz-Nr. 10000027; Hannover (Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe). www.bgr.bund.de/litholex. Aufgerufen am 18.11.2022.
- Kner, R. (1866): Die fossilen Fische der Asphalt-schiefer von Seefeld in Tirol. – *Sitzungsberichte Akademie der Wissenschaften Wien., mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse*, 54: 303–334, Wien. – *Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften Wien, Mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse* 54: 303–334 (Wien).
- Kobel, M. (1969): Lithostratigraphische und sedimentologische Untersuchungen in der kalkalpinen Mitteltrias (Anisian und Ladinian) des Rätikon (Österreich und Fürstentum Liechtenstein). – *Mitteilungen aus dem Geologischen Institut der Eidgenössischen Technischen Hochschule und der Universität Zürich N.F.* 118: 1–149 (ETH Zürich).
- Krainer, K. (1985): Zur Sedimentologie des Alpenen Buntsandsteins und der Werfener Schichten (Skyth) Kärntens. – *Geologische und Paläontologische Mitteilungen der Universität Innsbruck* 14: 21–81 (Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Innsbruck).
- Krainer, K. (1987): Zusammensetzung und fazielle Entwicklung des Alpenen Buntsandsteins und der Werfener Schichten im westlichen Drauzug (Kärnten/Osttirol). – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt* 130: 61–91 (Geologische Bundesanstalt).
- Krainer, K.; Lucas, S. G. & Strasser, M. (2011): Vertebrate fossils from the Northalpine Raibl Beds, western Northern Calcareous Alps, Tyrol (Austria). – *Austrian Journal of Earth Sciences* 104: 97–106 (Österreichische Geologische Gesellschaft).

- Kraus, O. & Schmidt-Thomé, P. (1967): Faziesverteilung in der alpinen Trias des Heiterwand-Gebietes (östliche Lechtaler Alpen, Tirol). – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Monatshefte 1967: 117–127 (Schweizerbart).
- Krauss, H. (1913): Geologische Aufnahme des Gebietes zwischen Reichenhall und Melleck. – Geognostische Jahreshefte 26: 105–154 (Königlich Bayerisches Oberbergamt).
- Kristan-Tollmann, E. (1960): Rotaliidea (Foraminifera) aus der Trias der Ostalpen. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt Sonderband 5: 47–78 (Wien).
- Kristan-Tollmann, E.; Barkham, S. & Gruber, B. (1987): Pötschenschichten, Zlambachmergel (Hallstätter Obertrias) und Liasfleckenmergel in Zentraltimor, nebst ihren Faunenelementen. – Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft 80: 229–285 (Wien).
- Kronecker, W. (1910): Zur Grenzbestimmung zwischen Trias und Lias in den Südalpen. – Centralblatt für Mineralogie, Geologie und Paläontologie 1910: 548–556 (Schweizerbart).
- Krystyn, L. (1974a): Die Tirolites-Fauna (Ammonoidea) der untertriassischen Werfener Schichten Europas und ihre stratigraphische Bedeutung. – Sitzungsberichte der Akademie der Wissenschaften, Mathematisch-naturwissenschaftliche Klasse 183: 29–50 (Österreichische Akademie der Wissenschaften).
- Krystyn, L. (1974b): Probleme der biostratigraphischen Gliederung der Alpin-Mediterranen Obertrias. – Schriftenreihe der Erdwissenschaftlichen Kommissionen 2: 137–144 (Österreichische Akademie der Wissenschaften).
- Krystyn, L. (1980): Stratigraphy of the Hallstatt region. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt 35: 69–80 (Wien).
- Krystyn, L. (1991): Die Fossilagerstätten der alpinen Trias. – In: Vasicek, W.; Krystyn, L. & Golebiowski, R. [Hrsg.]: Exkursionen im Jungpaläozoikum und Mesozoikum Österreichs: 23–78; Wien (Österreichische Paläontologische Gesellschaft).
- Krystyn, L. (2008a): An ammonoid-calibrated Tethyan conodont time scale of the late Upper Triassic. – Berichte der Geologischen Bundesanstalt 76: 9–11 (Wien).
- Krystyn, L. (2008b): Excursion 1: The Hallstatt pelagics – Norian and Rhaetian Fossilagerstätten of Hallstatt. – Berichte der Geologischen Bundesanstalt: 81–98 (Wien).
- Krystyn, L. & Schöllnberger, W. (1972): Die Hallstätter Trias des Salzkammergutes. – In: Flügel, H. W. [Hrsg.]: Führer zu den Exkursionen der 42. Jahresversammlung der Paläontologischen Gesellschaft in Graz vom 6. bis 16. September 1972: 61–106; Graz (Paläontologische Gesellschaft).
- Kubanek, F. (1969): Sedimentologie des alpinen Muschelkalks (Mitteltrias) am Kalkalpensüdrand zwischen Kufstein (Tirol) und Saalfelden (Salzburg). – Dissertation: 203 S.; Berlin (TU Berlin).
- Kühn, O. (1962): Europe: Autriche. – In: Congres Geologique International / Commission de Stratigraphie [Hrsg.]: Lexique Stratigraphique International: 1–646; Paris (Centre National de la Recherche Scientifique).

- Kuhnert, C. (1967a): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 8431 Linderhof. – 99 S.; München (Bayerisches Geologisches Landesamt).
- Kuhnert, C. (1967b): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 8432 Oberammergau. – 128 S.; München (Bayerisches Geologisches Landesamt).
- Lein, R. (1989): Neufassung des Begriffs Ramingerkalk (Oberladin-Unterkarn) auf mikrofazialer Grundlage. – Geologische und Paläontologische Mitteilungen der Universität Innsbruck 16: 72–73 (Universität Innsbruck).
- Leitner, C.; Wiesmaier, S.; Köster, M. H.; Gilg, H. A.; Finger, F. & Neubauer, F. (2017): Alpine halite-mudstone-polyhalite tectonites: Sedimentology and early diagenesis of evaporites in an ancient rift setting (Haselgebirge Formation, eastern Alps). – Geological Society of America Bulletin: 1537–1553 (Geological Society of America).
- Lepsius, R. (1876): Einteilung der alpinen Trias und ihr Verhältnis zur Außeralpinen. – Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie 1876: 742–744 (Stuttgart).
- Lill von Lilienbach, A. (1830): Ein Durchschnitt aus den Alpen mit Hindeutungen zu den Karparthen. – Jahrbuch für Mineralogie, Geognosie, Geologie und Petrefakten-Kunde 1: 153–220 (Georg Reichard).
- Lipold, M. W. (1852): Geologische Stellung der Alpenkalksteine, welche die Dachsteinbivalve enthalten. – Jahrbuch der königlichen und kaiserlichen geologischen Reichsanstalt ¾: 90–98 (K. k. geol. Reichsanstalt).
- Lobitzer, H. (1974): Fazielle Untersuchungen an norischen Karbonatplattform-Beckengesteinen (Dachsteinkalk – Aflenzer Kalk im südöstlichen Hochschwabgebiet, Nördliche Kalkalpen, Steiermark). – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft Wien 66/67: 75–91 (Geol. Ges. Wien).
- Lombardo, C. & Tintori, A. (2005): Feeding specializations in Norian fishes. – Museologica Scientifica e Naturalistica 2005: 1–9 (Università di Ferrara).
- Lutyi-Lutenko, A. (1951): Bau und Strukturen der Lechtal-Decke im Gebiet der Jachenau. – Geologica Bavarica 8: 1–63 (Bayerisches Geologisches Landesamt).
- Mandl, G.; van Husen, D. & Lobitzer, H. (2012): Geologische Karte von Österreich – Erläuterungen zu Blatt 96 Bad Ischl. – 223 S.; Wien (Geologische Bundesanstalt).
- Mandl, G. W. (1984): Zur Trias des Hallstätter Faziesraumes – ein Modell am Beispiel Salzkammergut (Nördliche Kalkalpen, Österreich). – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich 30/31: 133–176 (Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich).
- Mandl, G. W. (2000): The Alpine sector of the Tethyan shelf – examples of Triassic and Jurassic sedimentation from the Northern Calcareous Alps. – Mitteilungen der Österreichischen Geologischen Gesellschaft 92: 61–77 (Österreichische Geologische Gesellschaft).

- Mandl, G. W.; Brandner, R. & Gruber, A. (2017): Zur Abgrenzung und Definition der Kalkalpinen Deckensysteme (Ostalpen, Österreich). – Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 2017, Bad Ischl, Hallstatt, Gmunden: 254–255 (Geologische Bundesanstalt).
- Mandl, G. W.; Hejl, E. & van Husen, D. (2014): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50 000 – Erläuterungen zu Blatt 127 Schladming. – 191 S.; Wien (Geologische Bundesanstalt).
- Matzner, C. (1986): Die Zlambach-Schichten (Rhät) in den Nördlichen Kalkalpen: Eine Plattform – Hang – Beckenentwicklung mit allochthoner Karbonatsedimentation. – *Facies* 14: 1–104 (Institut für Paläontologie der Universität Erlangen).
- Merz, M. (1987): Geologische Aufnahme des MAB-6-Testgebietes Ramsau: Östlicher Teil. – Unveröff. Diplomarbeit: 98 S.; Marburg (Universität Marburg).
- Mette, W.; Clemence, M.-E.; Thibault, N.; Korte, C.; Konrad, B. & Ullmann, C. V. (2019): Sedimentology, carbon isotope stratigraphy and micropalaeontology of the Rhaetian Zlambach Formation – Implications for the Dachstein carbonate platform development (Northern Calcareous Alps, Austria). – *Sedimentary Geology* 382: 47–60 (Elsevier).
- Mette, W.; Honigstein, A. & Crasquin, S. (2015): Deep-water ostracods from the Middle Anisian (Reifling Formation) of the Northern Calcareous Alps (Austria). – *Journal of Micropalaeontology* 34: 71–91 (Micropalaeontological Society).
- Miller, H. (1962): Der Bau des westlichen Wettersteingebirges. – *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft* 113: 409–425 (Schweizerbart).
- Miller, H. (1965): Die Mitteltrias der Mieminger Berge mit Vergleichen zum westlichen Wettersteingebirge. – *Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt* 1965: 187–212 (Geologische Bundesanstalt).
- Missoni, S. (2003): Analyse der mittel- bis oberjurassischen Beckenentwicklung in den Berchtesgadener Kalkalpen – Stratigraphie, Fazies, Paläogeographie. – Unveröff. Dissertation: 150 S.; Leoben (Universität Leoben).
- Missoni, S. & Gawlick, H.-J. (2010): Jurassic mountain building and Mesozoic-Cenozoic geodynamic evolution of the Northern Calcareous Alps as proven in the Berchtesgaden Alps (Germany). – *Facies* 57: 137–186 (Springer).
- Missoni, S.; Steiger, T. & Gawlick, H.-J. (2001): Das „Gschirrkopfenster“ in den Berchtesgadener Kalkalpen (Deutschland) und seine Interpretation: Neuergebnisse auf der Basis von stratigraphischen und faziellen Untersuchungen. – *Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich* 45: 89–110.
- Mojsisovics, E. von (1869): Ueber die Gliederung der oberen Triasbildungen der östlichen Alpen. – *Jahrbuch der königlichen und kaiserlichen geologischen Reichsanstalt* 19: 91–150 (K. k. geol. Reichsanstalt).
- Mojsisovics, E. von (1873–1902): Das Gebirge um Hallstatt I. – *Abhandlungen der k. u. k. geologischen Reichsanstalt* 6 (6/1: 356 S. (1. Liefer.); 6/2: 835 S. (2. Liefer., 1875; 3. Liefer. 1902)): 356 und 835 S. (K. k. geol. Reichsanstalt).

- Mojsisovics, E. von (1882): Die Cephalopoden der mediterranen Triasprovinz. – Abhandlungen der k. u. k. geologischen Reichsanstalt 10: 1–322 (K. k. geol. Reichsanstalt).
- Mojsisovics, E. von (1893): Die Cephalopoden der Hallstätter Kalke. – Abhandlungen der k. u. k. geologischen Reichsanstalt 6: 1–835 (K. k. geol. Reichsanstalt).
- Mojsisovics, E. von (1905): Erläuterungen zur Geologischen Karte SW-Gruppe Nr. 19. Ischl und Hallstatt. – 60 S.; Wien (K. k. geol. Reichsanstalt).
- Moosleitner, G. (2004): Fossilien sammeln im Salzburger Land. – 224 S.; Stuttgart (Edition Goldschneck).
- Moosleitner, G. (2019): Eine Schnecke im Haselgebirge. – Fossilien 2019 (1): 52–54 (Wibelingen).
- Morlot, A. von (1847): Erläuterungen der geologischen Übersichtskarte der nordöstlichen Alpen – ein Entwurf zur vorzunehmenden Bearbeitung der physikalischen Geographie und Geologie ihres Gebietes. – 208 S.; Wien (Braumüller & Seidel).
- Mostler, H. (1968): Holothurien-Sklerite und Conodonten aus dem Schreyeralmkalk (Anisium) der Nördlichen Kalkalpen (Oberösterreich). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt 1968: 54–64 (Geologische Bundesanstalt).
- Mostler, H. (1971): Holothuriensklerite aus anisischen, karnischen und norischen Hallstätterkalken. – Geologische und Paläontologische Mitteilungen der Universität Innsbruck 1 (1): 1–30 (Universität Innsbruck).
- Mostler, H. (1972a): Ein Beitrag zur Genese mitteltriassischer Crinoidenkalke im Gebiet von Reutte, Tirol (Nördliche Kalkalpen). – Geologische und Paläontologische Mitteilungen der Universität Innsbruck 2: 1–21 (Universität Innsbruck).
- Mostler, H. (1972b): Zur Gliederung der Permoskyth-Schichtfolge im Raume zwischen Wörgl und Hochfilzen (Tirol). – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt 1972: 155–162 (Geologische Bundesanstalt).
- Mostler, H. (1973): Holothuriensklerite der alpinen Trias und ihre stratigraphische Bedeutung. – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich 21: 729–744 (Wien).
- Mostler, H. (1978): Ein Beitrag zur Mikrofauna der Pötschenkalke an der Typlokalität unter besonderer Berücksichtigung der Poriferenspiculae. – Geologische und Paläontologische Mitteilungen der Universität Innsbruck 7: 1–28 (Universität Innsbruck).
- Mostler, H. & Roßner, R. (1977): Stratigraphische, fazielle und tektonische Betrachtungen zu Aufschlüssen in den skythisch-anisischen Grenzschiefern der Annaberger Senke. – Geologische und Paläontologische Mitteilungen der Universität Innsbruck 6: 1–14 (Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Innsbruck).
- Mostler, H. & Roßner, R. (1984): Mikrofazies und Palökologie der höheren Werfener Schichten (Untertrias) der Nördlichen Kalkalpen. – Facies 10: 87–144 (Institut für Paläontologie der Universität Erlangen).

- Müller, W.; Schmid, R. & Vogt, P. (1964): Vulkanogene Lagen aus der Grenzbitumenzone (Mittlere Trias) des Monte San Giorgio in den Tessiner Kalkalpen. – *Eclogae Geologicae Helvetiae* 57: 431–450.
- Müller-Jungbluth, W. U. (1968a): Sedimentary Petrologic Investigation of the Upper Triassic “Hauptdolomit” of the Lechtaler Alps, Tyrol, Austria. – In: Müller, G. & Friedman, G. M. [Hrsg.]: *Recent Developments in Carbonate Sedimentology in Central Europe*: 228–239; Berlin (Springer).
- Müller-Jungbluth, W. U. (1968b): Sedimentologische Untersuchungen im Hauptdolomit der östlichen Lechtaler Alpen, Tirol. – Dissertation: 106 S.; Innsbruck (Universität Innsbruck).
- Mundil, R.; Brack, P.; Meier, M.; Rieber, H. & Oberli, F. (1996): High resolution U-Pb dating of Middle Triassic volcanoclastics: Time-scale calibration and verification of tuning parameters for carbonate sedimentation. – *Earth and Planetary Science Letters* 141: 137–151 (Elsevier).
- Neri, C. & Posenato, R. (1985): New biostratigraphical data on uppermost Werfen Formation of Western Dolomites (Trento, Italy). – *Geologische und Paläontologische Mitteilungen der Universität Innsbruck* 14: 83–107 (Universität Innsbruck).
- Niedermayer, J. (1936): Geologie der bayrischen Alpen zwischen Loisach, Isar und Walchensee. – *Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie, Paläontologie* 76 Abt. B (Beil.): 451–511 (Stuttgart).
- Nittel, P. (2006): Beiträge zur Stratigraphie und Mikropaläontologie der Mitteltrias der Innsbrucker Nordkette (Nördliche Kalkalpen, Austria). – *Geo.Alp* 3: 93–145 (Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Innsbruck).
- Ohlenschläger, T. (1984): Zur Geologie des westlichen Wettersteingebirges mit geologischer Kartierung im Maßstab 1 : 10 000. – Unveröff. Diplomarbeit und -kartierung: 153 S.; Frankfurt a. M. (Universität Frankfurt a. M.).
- Ortner, H. & Bitterlich, L. (2016): The Zugspitze cross section and the structure of the western Northern Calcareous Alps. – Abstract Volume of GeoTirol2016, 25.-28.09.2016, Innsbruck: 248 (Universität Innsbruck).
- Osswald, K. (1924): Das Risserkogelgebiet. Geologie der Berge südlich Tegernsee. – *Geognostische Jahreshefte* 37: 111–167 (Königlich Bayerisches Oberbergamt).
- Österlen, M. (1967): Geologie der Unkenener Mulde im Süden der Sonntagshorn-Gruppe (Salzburg): der Südwest-Teil. – Unveröff. Diplomarbeit: 141 S.; München (TU München).
- Ott, E. (1972): Die Kalkalgen-Chronologie der alpinen Mittel-Trias in Angleichung an die Ammoniten-Chronostratigraphie. – *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen* 141: 81–115 (Schweizerbart).
- Petschik, R. (1983): Sedimentpetrographie und sehr schwache Metamorphose mitteltriadischer Beckengesteine der zentralen Westlichen Kalkalpen. – Unveröff. Diplomarbeit und -kartierung: 248 S.; Frankfurt a. M. (Universität Frankfurt a. M.).

- Pflaumann, U. & Stephan, W. (1968): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 8237 Miesbach. – 415 S.; München (Bayerisches Geologisches Landesamt).
- Pia, J. von (1923): Geologische Skizze der Südwestecke des Steinernen Meeres bei Saalfelden mit besonderer Berücksichtigung der Diploporengesteine. – S.-B. Akad. Wiss. Mathem.-naturw. Kl. 132: 35–78 (Österreichische Akademie der Wissenschaften).
- Pia, J. von (1930): Grundbegriffe der Stratigraphie. – 252 S.; Leipzig (Franz Deuticke).
- Pichler, A. (1856): Zur Geognosie der nordöstlichen Kalkalpen Tirols. – Jahrbuch der königlichen und kaiserlichen geologischen Reichsanstalt 7: 717–738 (K. k. geol. Reichsanstalt).
- Pichler, A. (1857): Zur Geognosie der Tiroler Alpen. Cardita-Schichten. – Neues Jahrbuch für Mineralogie Monatshefte 1857: 689–695 (Schweizerbart).
- Pichler, H. (1963): Geologische Untersuchungen im Gebiet zwischen Roßfeld und Markt Schellenberg im Berchtesgadener Land. – Beihefte zum Geologischen Jahrbuch 48: 129–204 (Schweizerbart).
- Piller, W. E.; Egger, H.; Erhart, C. W.; Gross, M.; Harzhauser, M.; Hubmann, B.; van Husen, D.; Krenmayr, H.-G.; Krystyn, L.; Lein, R.; Lukeneder, A.; Mandl, G.; Rögl, F.; Roetzel, R.; Rupp, C.; Schnabel, W.; Schönlaub, H. P.; Summesberger, H.; Wagreich, M. & Wessely, G. (2004): Die stratigraphische Tabelle von Österreich 2004 (sedimentäre Schichtfolgen); Wien (Österreichische Akademie der Wissenschaften).
- Pistotnik, U. (1972): Zur Mikrofazies und Paläogeographie der Zlambachschichten (Oberes Nor – ?Unterer Lias) im Raume Bad Goisern – Bad Aussee (Nördliche Kalkalpen). – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich 21: 279–288 (Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich).
- Plöching, B. (1955): Zur Geologie des Kalkalpenabschnittes vom Torrener Joch zum Ostfuß des Untersberges; die Göllmasse und die Halleiner Hallstätter Zone. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt 98: 93–144 (Geologische Bundesanstalt).
- Plöching, B. (1963): Bericht 1962 über die Aufnahmen zwischen dem Hengstsattel und St. Gallen. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt 1963: 8–40 (Geologische Bundesanstalt).
- Plöching, B. (1980): Die Nördlichen Kalkalpen. – In: Oberhauser, R. [Hrsg.]: Der geologische Aufbau Österreichs: 218–264; Wien (Springer).
- Plöching, B. (1982): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000 – Erläuterungen zu Blatt 95 Sankt Wolfgang im Salzkammergut. – 74 S.; Wien (Geologische Bundesanstalt).
- Plöching, B. (1984): Zum Nachweis jurassisch-kretazischer Eingleitungen von Hallstätter Gesteinsmassen beiderseits des Salzach-Quertales (Salzburg). – Geologische Rundschau 73: 293–306 (Enke).
- Plöching, B. (1990): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000 – Erläuterungen zu Blatt 94 Hallein. – 76 S.; Wien (Geologische Bundesanstalt).

- Plöching, B. (2006): Aus dem Leben der Erde – rund um den Halleiner Salzberg. – 24 S.; Wien (Geologische Bundesanstalt).
- Poleschinski, W. (1989): Stratigraphie, Fazies und Sedimentologie der Seefelder Schichten im Raum Seefeld/Tirol. Ein potentielles Erdölmuttergestein aus dem Ober-Nor der Nördlichen Kalkalpen. – Unveröff. Dissertation: 197 S.; Innsbruck (Universität Innsbruck).
- Pugin, L. (1964): Le Rhetien, etage du Trias ou du Jurassique. – In: Institut grand-ducal de Luxembourg [Hrsg.]: Colloque du Jurassique à Luxembourg, 1962: 91–99; Luxembourg (St. Paul).
- Reis, O. M. (1900): Eine Fauna des Wettersteinkalks. 1. Theil: Cephalopoden. – Geognostische Jahreshefte 13: 71–105 (Wolf & Sohn).
- Reis, O. M. (1911): Erläuterungen zur Geologischen Karte des Wettersteingebirges. – Geognostische Jahreshefte 23: 61–114 (Piloty & Loehle).
- Reiser, K. A. (1920): Geologie der Hindelanger und Pfrontener Berge im Allgäu. – Geognostische Jahreshefte 33, 35, 37: 1–82 (Königlich Bayerisches Oberbergamt).
- Reuss, F. A. (1798): Neues mineralogisches Wörterbuch oder Verzeichnis aller Wörter, welche auf Oryctognosie und Geognosie Bezug haben. – 503 S.; Hof (Grau).
- Richter, D. (1963): Geologie der Allgäuer Alpen südlich von Hindelang. – Geologisches Jahrbuch, Beiheft 48: 45–128 (Hannover).
- Richtofen, F. F. von (1859): Die Kalkalpen von Vorarlberg und Nordtirol, 1. Abtheilung. – Jahrbuch der königlichen und kaiserlichen geologischen Reichsanstalt 10: 72–137 (K. k. geol. Reichsanstalt).
- Rieche, J. (1971): Die Hallstätter Kalke der Berchtesgadener Alpen. – Unveröff. Dissertation: 173 S.; Berlin (TU Berlin).
- Risch, H. (1993): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 8343 Berchtesgaden West. – 132 S.; München (Bayerisches Geologisches Landesamt).
- Rosenberg, G. (1952): Vorlage einer Schichtnamentabelle der Nord- und Südalpinen Mitteltrias der Ostalpen. – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft Wien 42/43: 235–247 (Geol. Ges. Wien).
- Rothpletz, A. (1888): Das Karwendelgebirge. – Zeitschrift des Deutsch-Österreichischen Alpenvereins 19: 401–470 (Verlag des Deutschen und Oesterreichischen Alpenvereins).
- Rüffer, T. (1995): Entwicklung einer Karbonat-Plattform: Fazies, Kontrollfaktoren und Sequenzstratigraphie in der Mitteltrias der westlichen Nördlichen Kalkalpen (Tirol, Bayern). – Gaea heidelbergensis 1: 1–282 (Universität Heidelberg).
- Rüffer, T. (1999): Exkurs: Sedimentation und Faziesräume in der nordalpinen Trias. – In: Hauschke, N. & Wilde, V. [Hrsg.]: Trias – eine ganz andere Welt: 175–204; München (Pfeil).

- Rüffer, T. & Bechstädt, T. (1995): Interpretation des Deckenbaus in den westlichen Nördlichen Kalkalpen: Widerspruch zwischen tektonischen und sedimentologischen Daten. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt 138: 701–713 (Geologische Bundesanstalt).
- Sander, B. (1921): Über bituminöse Mergel. – Jahrbuch der Geologischen Staatsanstalt 71: 135–148 (Geologische Bundesanstalt).
- Särchinger, H. (1939): Geologie des Benediktenwandgebirges zwischen Glaswandscharte und Isar. – Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie, Paläontologie 81 Abt. B: 347–476 (Stuttgart).
- Sarntheim, M. (1965): Sedimentologische Profilreihen aus den mitteltriadischen Karbonatgesteinen der Kalkalpen nördlich und südlich von Innsbruck. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt 1965: 119–162 (Geologische Bundesanstalt).
- Sarntheim, M. (1967): Versuch einer Rekonstruktion der mitteltriadischen Paläogeographie um Innsbruck, Österreich. – Geologische Rundschau 56: 116–127.
- Satterley, A. K. & Brandner, R. (1995): The genesis of Lofer cycles of the Dachstein Limestone, Northern Calcareous Alps, Austria. – Geologische Rundschau 84: 287–292 (Springer).
- Schang, H. (1983): Die Geologie des Jenners zwischen Königssee und Torrener Joch (Berchtesgadener Alpen). – Unveröff. Diplomarbeit: 124 S.; Marburg (Universität Marburg).
- Schlager, W. (1967): Hallstätter und Dachsteinkalk-Fazies am Gosaukamm und die Vorstellung ortgebundener Hallstätter Zonen in den Ostalpen. – Verhandlungen der Geologischen Bundesanstalt 166: 93–106 (Geologische Bundesanstalt).
- Schlager, W. (1969): Das Zusammenwirken von Sedimentation und Bruchtektonik in den triadischen Hallstätterkalken der Ostalpen. – Geologische Rundschau 59: 289–308 (Enke).
- Schlager, W. & Schöllnberger, W. (1974): Das Prinzip stratigraphischer Wenden in der Schichtfolge der Nördlichen Kalkalpen. – Mitteilungen der Geologischen Gesellschaft Wien 66/67: 165–193 (Geol. Ges. Wien).
- Schlosser, M. (1898): Das Triasgebiet von Hallein. – Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft 50: 333–384 (Hertz).
- Schmidt, C. (1915): Das Vorkommen von Gelbbleierz im Höllental bei Garmisch (Oberbayern). – Zeitschrift für praktische Geologie 1915: 1–16 (J. Springer).
- Schmidt, H. (1990): Mikrobohrspuren in Fossilien der triassischen Hallstätter Kalke und ihre bathymetrische Bedeutung. – Facies 23: 109–120 (Erlangen).
- Schneider, H. J. (1953a): Der Bau des Arnspitzstockes und seine tektonische Stellung zwischen Wetterstein- und Karwendelgebirge. – Geologica Bavarica 17: 17–65 (Bayerisches Geologisches Landesamt).
- Schneider, H. J. (1953b): Lagerstättenkundliche Untersuchungen am Oberen Wettersteinkalk der bayrischen Kalkalpen östlich der Loisach. – Dissertation: 131 S.; München (Ludwig-Maximilians-Universität).

- Schneider, H. J. & Waldvogel, F. (1964): Sedimentäre Eisenerze und Faziesdifferenzierung im oberen Wettersteinkalk. – In: Zacher, W.: Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 8430 Füssen: 101–123; München (Bayerisches Geologisches Landesamt).
- Siegwarth, I. (1989a): Fazies der Mitteltrias und tektonischer Bauplan im Tal der Ramsauer Ache, Berchtesgadener Land. – Unveröff. Diplomarbeit: 100 S.; Marburg (Universität Marburg).
- Siegwarth, I. (1989b): Geologische Aufnahme des MAB 6 – Testgebietes Ramsau, zentraler Teil. – Unveröff. Diplomkartierung; Marburg (Universität Marburg).
- Simms, M. J. & Ruffell, A. H. (1989): Synchronicity of climatic change in the late Triassic. – *Geology* 17: 265–268.
- Simony, F. (1847): Zweiter Winteraufenthalt auf dem Hallstätter Schneegebirge und drei Ersteigerungen der hohen Dachsteinspitze (am 29. Jänner, 4. und 6. Februar 1847). – *Berichte über Mittheilungen von Freunden der Naturwissenschaften in Wien; Haidinger Berichte* 2: 207–221 (Braumüller & Seidel).
- Spatzenegger, A. & Hornung, T. (in Vorb.): Review of the lower Tuvalian *Tropites dilleri* and *Tropites subbullatus* ammonoid zones in the Northwestern Tethys (Austria, Italy, Slovenia and Bosnia-Herzegowina) – constraints and proposal for a new Tethyan Tuvalian Ammonite zonation.
- Spitz, A. & Dyhrenfurth, G. (1914): Monographie der Engadiner Dolomiten zwischen Schuls, Sanfs und dem Stilfserjoch. – *Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz* 44 (Bern).
- Spötl, C. (1988a): Evaporitische Fazies der Reichenhaller Formation (Skyth / Anis) im Haller Salzburg (Nördliche Kalkalpen, Tirol). – *Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt* 131: 153–168 (Geologische Bundesanstalt).
- Spötl, C. (1988b): Sedimentologisch-fazielle Analyse tektonisierter Evaporitserien – eine Fallstudie am Beispiel des Alpenen Haselgebirges (Permoskyth, Nördliche Kalkalpen). – *Geologische und Paläontologische Mitteilungen der Universität Innsbruck* 15: 59–69 (Universität Innsbruck).
- Spötl, C. & Burns, S. J. (1991): Formation of ^{18}O -depleted dolomite within a marine evaporitic sequence, Triassic Reichenhall Formation, Austria. – *Sedimentology* 38: 1041–1057 (Blackwell).
- Stampfli, G. M. & Hochard, C. (2009): Plate tectonics of the Alpine realm. – In: Murphy, J. B.; Keppie, J. D. & Hynes, A. J. [Hrsg.]: *Ancient Orogens and Modern Analogues*: 89–111; London (Geol. Soc. London).
- Stanton, R. J. & Flügel, E. (1989): Problems with Reef Models: The late Triassic Steinplatte „Reef“ (Northern Alps, Salzburg/Tyrol, Austria). – *Facies* 20: 1–53 (Universität Erlangen).
- Steinberg, V. (1980): Geologische Kartierung im Roß- und Buchstein-Schönberg-Gebiet, Bayer. Alpen unter besonderer Berücksichtigung der Mikrofazies und Feinstratigraphie des Jura und der Kreide. – Unveröff. Diplomarbeit: 140 S.; München (Universität München).
- Stephan, W. & Hesse, R. (1966): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 8236 Tegernsee. – 304 S.; München (Bayerisches Geologisches Landesamt).

- Sterzinger, N. (1757): Ursprung und ächte Eigenschaften des Hall-Innthalischen Kochsalzes. – 26 S.; Innsbruck (Wagner).
- Stingl, V. (1984): Alpiner Buntsandstein und Werfener Schichten bei Leogang (Salzburg). – Geologische und Paläontologische Mitteilungen der Universität Innsbruck 14: 1–19 (Universität Innsbruck).
- Stur, D. (1871): Geologie der Steiermark. – 654 S.; Graz (Geognostisch-montanistischer Verein für Tirol und Vorarlberg).
- Suess, E. (1852): Über die Brachiopoden der nordöstlichen Alpen. – Jahrbuch der königlichen und kaiserlichen geologischen Reichsanstalt 3: 171 (K. k. geol. Reichsanstalt).
- Suess, E. & Mojsisovics, E. von (1867): Studien über die Gliederung der Trias- und Jurabildungen in den östlichen Alpen. – Jahrbuch der königlichen und kaiserlichen geologischen Reichsanstalt 17: 553–582 (K. k. geol. Reichsanstalt).
- Summesberger, H. (1965): Stellungnahme zu einigen Schichtennamen der nordalpinen Mitteltrias („Diploporen“-Gesteine). – Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich 16: 71–83 (Gesellschaft der Geologie- und Bergbaustudenten in Österreich).
- Summesberger, H. & Wagner, L. (1971): Der Lithostratotypus des Gutensteiner Kalkes. – Annalen des Naturhistorischen Museums Wien 75: 343–356 (Naturhistorisches Museum Wien).
- Summesberger, H. & Wagner, L. (1972): Der Stratotypus des Anis (Trias) – Geologische Beschreibung des Profils von Großreifling (Steiermark). – Annalen des Naturhistorischen Museums Wien 76: 515–538 (Naturhistorisches Museum Wien).
- Taupitz, K.-C. (1954): Die Blei-, Zink- und Schwefelerzlagerstätten der nördlichen Kalkalpen westlich der Loisach. – Dissertation: 120 S.; Clausthal (Bergakademie Clausthal).
- Teipel, U. & Hornung, T. (2022): Die Nördliche Kalkalpen-Supergruppe im bayerischen Alpenanteil – Vorschlag für die lithostratigraphische Gruppengliederung der Nördlichen Kalkalpen. – *Geologica Bavarica* 123: 1–35 (Bayerisches Landesamt für Umwelt).
- Teipel, U.; Zerlauth, M. & Haas, U. (in Vorb.): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 8527 Oberstdorf; Augsburg (Bayerisches Landesamt für Umwelt).
- Tichy, G. (1980): Gastropoden und Bivalven aus dem karnischen Ramsaudolomit südlich von Bad Reichenhall. – Geologische und Paläontologische Mitteilungen der Universität Innsbruck 9: 221–238 (Universität Innsbruck).
- Tichy, G. (1995): Ein früher, durophager Ichthyosaurier (Omphalosauridae) aus der Mitteltrias der Alpen. – Geologische und Paläontologische Mitteilungen der Universität Innsbruck 20: 349–369 (Universität Innsbruck).
- Tollmann, A. (1960): Die Hallstätterzone des östlichen Salzkammergutes und ihr Rahmen. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt 103: 37–131 (Wien).

- Tollmann, A. (1966): Die alpidischen Gebirgsbildungs-Phasen in den Ostalpen und Westkarpaten. – Geotektonische Forschungen 21: 1–156 (Schweizerbart).
- Tollmann, A. (1976a): Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. – 580 S.; Wien (Franz Deuticke).
- Tollmann, A. (1976b): Der Bau der Nördlichen Kalkalpen (mit Beilagen). – 449 S.; Wien (Franz Deuticke).
- Trusheim, F. (1930): Die Mittenwalder Karwendelmulde: Beiträge zur Lithogenese und Tektonik der nördlichen Kalkalpen. – Wissenschaftliche Veröffentlichungen des Deutschen und Österreichischen Alpenvereins 7: 1–69 (Verlag des Deutschen und Oesterreichischen Alpenvereins).
- Ulrich, R. (1960): Die Entwicklung der ostalpinen Juraformation im Vorkarwendel zwischen Mittenwald und Achensee. – Geologica Bavarica 41: 99–151 (Bayerisches Geologisches Landesamt).
- Vaché, R. (1960): Geologie und Lagerstätten des mittleren Wettersteingebirges zwischen Hammersbach und Partnach. – Unveröff. Diplomarbeit: 68 S.; München (TU München).
- Vidal, H. (1953): Neue Ergebnisse zur Stratigraphie und Tektonik des nordwestlichen Wettersteingebirges und seines nördlichen Vorlandes. – Geologica Bavarica 17: 56–88 (Bayerisches Geologisches Landesamt).
- Vortisch, W. (1926): Oberrhätischer Riffkalk und Lias in den nordöstlichen Alpen. 1. Teil. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt 76: 1–64 (Geologische Bundesanstalt).
- Wagner, F. (1970): Die Entwicklung der Mitteltrias in den östlichen Kalkvoralpen im Raum zwischen Enns und Wiener Becken. – Dissertation: 202 S.; Wien (Universität Wien).
- Wähner, F. (1886): Zur heteropischen Differenzierung des alpinen Lias. – Verhandlungen der k. k. geologischen Reichsanstalt 1886: 168–176 & 190–206 (Wien).
- Weinig, H.; Dobner, A.; Lagally, U.; Stephan, W.; Streit, R. & Weinelt, W. (1984): Oberflächennahe mineralische Rohstoffe von Bayern. – Geologica Bavarica 86: 1–563 (Bayerisches Geologisches Landesamt).
- Wöhrmann, S. von (1889): Die Fauna der sog. Cardita- und Raibler Schichten in den Nordtiroler und bayerischen Alpen. – Jahrbuch der königlichen und kaiserlichen geologischen Reichsanstalt 39: 181–358 (K. k. geol. Reichsanstalt).
- Wöhrmann, S. von (1893): Die Raibler Schichten nebst kritischer Zusammenstellung ihrer Fauna. – Jahrbuch der königlichen und kaiserlichen geologischen Reichsanstalt 43: 617–768 (K. k. geol. Reichsanstalt).
- Wolff, H. (1973): Erläuterungen zur Geologischen Karte 1 : 25 000 Blatt 8238 Neubeuern; München (Bayerisches Geologisches Landesamt).

- Wolff, H. (1985): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Erläuterungen zum Blatt Nr. 8338 Bayrischzell; München (Bayerisches Geologisches Landesamt).
- Zacher, W. (1964): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 8430 Füssen. – 151 S.; München (Bayerisches Geologisches Landesamt).
- Zacher, W. (1966): Erläuterungen zur Geologischen Karte von Bayern 1 : 25 000 Blatt Nr. 8429 Pfronten. – 208 S.; München (Bayerisches Geologisches Landesamt).
- Zacher, W. (2014): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Erläuterungen zum Blatt 8428 Bad Hindelang (unveröff. Manuskript). – 109 S.; Augsburg (Bayerisches Landesamt für Umwelt).
- Zäh, S. (1999): Geologie der Schlierseer Berge zwischen Josefthal, Spitzingsee und Geitau. – Unveröff. Diplomkartierung: 46 S.; München (TU München).
- Zankl, H. (1961): Die Geologie der Torrener-Joch-Zone in den Berchtesgadener Alpen. – Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft 113: 446–462.
- Zankl, H. (1969): Der Hohe Göll. Aufbau und Lebensbild eines Dachsteinkalkriffes in der Obertrias der nördlichen Kalkalpen. – Abhandlungen der Senckenberg naturforschenden Gesellschaft 519: 1–123 (Frankfurt).
- Zankl, H. (1971): Upper Triassic Carbonate Facies in the Northern Limestone Alps. – In: Müller, G. [Hrsg.]: Sedimentology of parts of Central Europe – Guidebook to Excursions held during the VIII International Sedimentological Congress 1971 in Heidelberg: 147–185; Frankfurt am Main (Kramer).
- Zankl, H. & Risch, H. (2011): Geologische Karte von Bayern 1 : 25 000, Erläuterungen zum Blatt 8243 Bad Reichenhall (unveröff. Manuskript). – 130 S.; Augsburg (Bayerisches Landesamt für Umwelt).
- Zapfe, H. (1971): Die Stratotypen des Anis, Tuval und Nor und ihre Bedeutung für die Biostratigraphie und Biostratinomie der alpinen Trias. – Annales Geological Institute of Hungary 52: 579–590 (Geol. Inst. Hungary).
- Zerbes, D. & Ott, E. (2000): Geologie des Kaisergebirges (Tirol) – Kurzerläuterungen zur Geologischen Karte 1 : 25 000 und Exkursionsvorschläge. – Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt 142: 95–143 (Geologische Bundesanstalt).



Eine Behörde im Geschäftsbereich
Bayerisches Staatsministerium für
Umwelt und Verbraucherschutz

