

Lithologie und Biostratigraphie des Hettangium im Karwendelgebirge

A. v. HILLEBRANDT und K. KMENT

Abstract

The top of the Eiberg Subformation (Kössen Beds) is ending in the region of the Karwendel Syncline with a finely bedded limestone bed containing a rich microfauna including foraminifera and ostracods overlain by a very finely bedded, bituminous shale, 1 to 2 cm thick and with an increasingly impoverished microfauna, a low diversity of bivalves and the last *Choristoceras* (Late Rhaetian). This layer is locally highly organic rich, unbedded and lacks microfauna indicative of anoxic conditions in deeper parts of the basin. The overlying marl contains worm-shaped traces and few species of a large, calcareous fauna of foraminifera indicating a return to better oxic conditions. The marl is only some decimetres thick and becomes finely bedded upwards, passing into the increasingly red, clayey Schattwald Beds which were deposited in a basin with higher or lower salinity than normal seawater. The strongly impoverished microfauna indicates more difficult precipitation of calcium carbonate. Sea level fall started at the end of deposition of the Eiberg Subformation and probably was at its lowest point at the time of sedimentation of the Schattwald beds. These beds pass up into the variably clayey or marly Tiefengraben Subformation s. str. which contains a microfauna increasing in species and with fewer small-sized foraminifera. A slow increase in sea level is inferred. The thickness of this Subformation increases at least at the southern flank of the Karwendel Syncline from east to west. The microfauna indicates variable bottom water oxygenation, within the sections as well as also from east to west. The marls become calcareous and silty from the middle part of the Subformation upwards and the microfauna become progressively more impoverished. The upper part of the Subformation is characterized by micritic limestones interbedded with marl. From this alternation the succeeding Breitenberg Subformation develops by gradual loss of marly interlayers. Progressive reduction in sedimentation rate is postulated, which culminated in reworked sediments at the basin margin at the top of the Breitenberg Subformation, and to an accumulation of ammonites of different age in the same beds, forming condensed horizons. At the end complete cessation of sedimentation occurred with formation of ferromanganese crusts. As a result of renewed sea level rise and/or subsidence sedimentation of red limestones of variable facies occurred (Adnet Formation).

The Tiefengraben and Breitenberg Subformations can be biostratigraphically subdivided using ammonites. From 5 to 6 meters above the base of the Tiefengraben Subformation *Psiloceras spelae tirolicum* appears. The Triassic-Jurassic boundary (GSSP Kuhjoch) was defined internationally by this ammonite. *P. spelae* is also found in North and South America and allows a global biostratigraphic correlation together with further ammonites found above this species. The Tiefengraben Subformation is relatively thick but contains only a few ammonite biohorizons of the early Early Hettangian, whereas the condensed Breitenberg Subformation has many ammonite biohorizons of the late Early Hettangian to Late Hettangian. Different groups of microfossils from the Tiefengraben Subformation yielded additional biostratigraphic data. Radiometric estimates for the duration of the Hettangian enable a calculation of the duration of 50.000 to 60.000 years for the ammonite biohorizons of the Early Hettangian.

Zusammenfassung

Die Eiberg-Subformation (Kössener Schichten) endet im Bereich der Karwendelmulde mit einer feinschichtigen Kalkbank und einer reichen Mikrofauna aus Foraminiferen und Ostrakoden sowie einer ebenfalls feinschichtigen, 1 bis 2 cm mächtigen, bituminösen Schicht mit einer zunehmend verarmenden Mikrofauna, einer niedrig diversen Muschelfauna und den letzten *Choristoceras* (Oberrhät). Diese Schicht kann auch durch einen ähnlich mächtigen Bitumenhorizont ersetzt sein, gebildet wahrschein-

lich unter anoxischen Bedingungen in den tieferen Teilen des Beckens. Die anschließenden Mergel mit Bohrspuren und einer großwüchsigen, kalkschaligen Foraminiferen-Fauna aus wenigen Arten lassen auf wieder bessere Sauerstoffbedingungen schließen. Diese wenige dm mächtigen Mergel werden zum Hangenden feinschichtig und gehen in die zunehmend roten, wenige Meter mächtigen, tonigen Schattwalder Schichten über, für die eine Ablagerung in einem Becken mit erhöhter oder erniedrigter Salinität angenommen werden kann. Die stark verarmte Mikrofauna spricht für eine erschwerte Ausscheidung von Kalziumkarbonat. Die Absenkung des Meeresspiegels, die am Ende der Eiberg-Subformation begann, dürfte zu dieser Zeit am stärksten gewesen sein. Die Schattwalder Schichten gehen in die mehr oder minder tonige bis mergelige Tiefengraben-Subformation s. str. über, die eine zunehmend artenreichere und großwüchsiger Mikrofauna enthält. Es kann ein allmähliches Ansteigen des Meeresspiegels angenommen werden. Die Mächtigkeit der Subformation s. str. nimmt zumindest im Bereich des Südflügels der Karwendelmulde von Osten nach Westen zu. Die Mikrofauna spricht für unterschiedliche Sauerstoffbedingungen am Meeresboden, sowohl innerhalb der Profile als auch von Ost nach West. Ab dem mittleren Teil der Subformation werden die Mergel kalkig-siltig. Die Mikrofauna verarmt allmählich. Der obere Teil der Subformation wird durch mikritische Kalkbänke charakterisiert, die mit den Mergeln wechsellagern. Aus dieser Wechsellagerung geht durch das Zurücktreten von Mergellagen die Breitenberg-Subformation hervor und es kann eine allmähliche Verringerung der Sedimentationsgeschwindigkeit postuliert werden, die am Ende der Breitenberg-Subformation zur Aufarbeitung der Sedimente an den Beckenrändern und Akkumulation von verschieden alten Ammoniten in der gleichen Bank, Kondensationshorizonten und schließlich völligem Stillstand der Sedimentation mit der Bildung von Eisenmangankrusten führte. Durch erneuten Anstieg des Meeresspiegels kam es anschließend zur Ablagerung von faziell unterschiedlich ausgebildeten Rotkalken (Adnet-Formation).

Biostratigraphisch lassen sich die Tiefengraben- und die Breitenberg-Subformation detailliert mit Ammoniten gliedern. 5 bis 6 m über der Basis der Tiefengraben-Subformation tritt *Psiloceras spelae tirolicum* auf. Mit diesem Ammoniten wurde international die Trias/Jura-Grenze (GSSP Kuhjoch) festgelegt. *Psiloceras spelae* kommt auch in Nord- und Südamerika vor und erlaubt zusammen mit weiteren über dieser Art gefundenen Ammoniten einen globalen, biostratigraphischen Vergleich. Während die Tiefengraben-Subformation s. str. mit einer relativ großen Mächtigkeit nur wenige Ammoniten-Biohorizonte des tieferen Teils des Unterhettangium enthält, sind in den Ammonitenbänken der Breitenberg-Subformation viele Ammoniten-Biohorizonte des höheren Unterhettangium sowie des Mittel- und Oberhettangium kondensiert. Verschiedene Mikrofossilgruppen der Tiefengraben-Subformation liefern zusätzliche biostratigraphische Daten. Radiometrische Angaben über die Dauer des Hettangium ermöglichen eine Berechnung der Dauer der Biohorizonte des Unteren Hettangium, die zu dieser Zeit eine ungefähre Dauer von 50.000 bis 60.000 Jahren besaßen.

I. Einleitung

Nach der Wahl des Profils am **Kuhjoch** zum GSSP für die Trias/Jura-Grenze im Jahr 2009 (Ratifizierung durch IUGS 2010) sind in den vergangenen Jahren die Aufschlüsse des Karwendelgebirges wieder vermehrt auf wissenschaftliches Interesse gestoßen. Die Ammoniten des Fonsjochs (Blatt ÖK 119 Schwaz) erregten bereits frühzeitig die Aufmerksamkeit der Geologen, Sammler und Paläontologen. In der klassischen Arbeit von NEUMAYR (1879) und der umfangreichen Monographie von WÄHNER (1882–1898) sowie den Monographien von LANGE (1952) und BLIND (1963) wurden Ammoniten des Hettangium vom Fonsjoch beschrieben und biostratigraphisch ausgewertet.

Im sogenannten **Eiberg-Becken**, einem geschützten Ablagerungsbereich zwischen zwei Karbonatplattformen am Nordrand der Tethys, lagerten sich zur Trias/Jura-Wende kontinuierlich Sedimente ab, in denen die ältesten Jura-Ammoniten gefunden werden, die bisher nur aus Nord- und Südamerika bekannt waren. Die starke Regression am Ende der Triaszeit hatte in diesem Becken weit weniger starke Folgen auf das Ablagerungsgeschehen als auf den angrenzenden Karbonatplattformen oder in anderen Schelfbereichen in Europa. Die Sedimente im Trias/Jura-Grenzbereich sind relativ reich an Mikro- und Makrofossilien.

Heute sind Teile dieses Beckens in einer großen Muldenstruktur aufgeschlossen, die sich West–Ost von Mittenwald bis zum Achensee erstreckt (Karwendelmulde) (Abb. 1). Diese Mulde endet nordöstlich von Mittenwald und hebt stark verengt mit umlaufendem Streichen aus. Die Karwendelmulde gehört paläogeographisch zum westlichen Teil des Eiberg-Beckens, das nordwestlich von Garmisch-Partenkirchen im Lahnenwiesgraben endet.

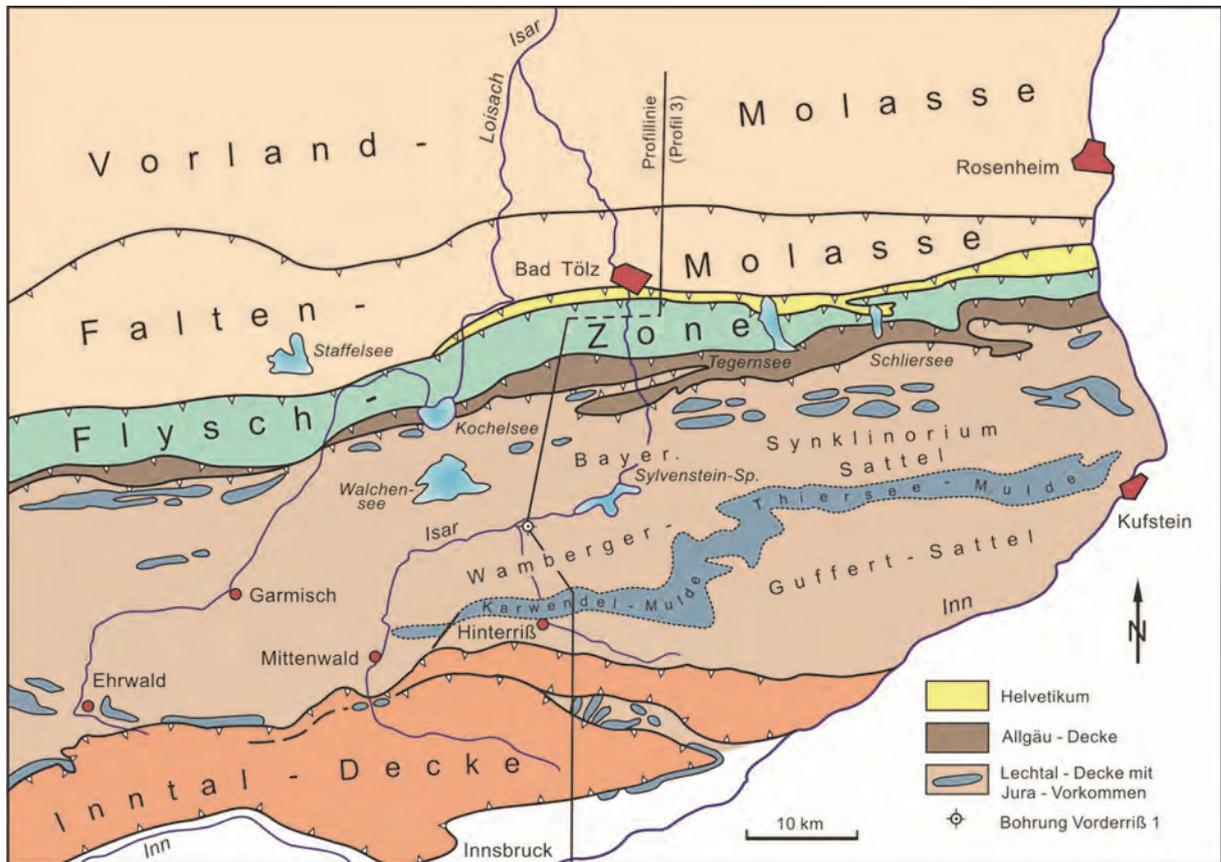


Abb. 1: Strukturkarte des Mittelabschnitts der bayerisch-tirolischen Alpen (umgezeichnet nach DOBEN & FISCHER, 1982).

Das Blatt ÖK 88 Achenkirch enthält im Westen noch Teile der **Karwendelmulde**, im Osten beginnt bereits die Thierseemulde, die nicht im paläogeographischen Bereich des Eiberg-Beckens liegt. Im Übergangsbereich beider Mulden, im zentralen Teil dieses Kartenblatts, sind die Gesteine des Hettangium tektonisch sehr stark zerstückelt und schlecht aufgeschlossen.

Die jurassischen Gesteine werden in der Karwendelmulde zwischen Mittenwald und Achenkirch überwiegend von der Kössen-Formation unterlagert. Riffe spielen so gut wie keine Rolle. Erst weiter östlich sind vermehrt massige Riff- oder Riffschuttkalke des Rhät direkt unter Juraablagerungen vorhanden. Der Schwerpunkt dieser Arbeit liegt auf den Ablagerungen im Beckenbereich mit einem kontinuierlichen Übergang von der Trias in den Jura.

Als Besonderheit in der Umgebung des Achensees sind die Lias-Ablagerungen im Rofan zu betrachten: Die Sedimentation beginnt erst im Sinemurium auf einer bereits erodierten Trias-Oberfläche (Riffkalk). Dort ist also an der Basis des Jura ein großer Hiatus vorhanden.

2. Kössen-Formation

2.1. Eiberg-Subformation

Die Eiberg-Subformation wird durch eine zyklische Wechsellagerung von Mergeln, mergeligen Kalken und mikritischen Kalken charakterisiert, die unterhalb der maximalen Sturmwellenbasis abgelagert wurden.

Die oberste Einheit der Eiberg-Subformation besteht in der Karwendelmulde aus dm- bis dickbankigen, mikritischen, 3 bis 5 m mächtigen Kalken, die auf mehrere Meter mächtigen, dunklen Mergeln liegen. In den Kalken kommen Querschnitte von *Choristoceras* und Brachiopoden (vor allem *Oxycolpella oxycolpos* EMMRICH) und in den Lösungsrückständen Conodonten des oberen Rhaetium vor. In den darunter liegenden Mergeln wurde eine zumeist artenarme, kleinwüchsige Foraminiferen- und eine artenarme Ostrakodenfauna gefunden. Die oberste Einheit der Eiberg-Subformation schließt mit einer 20 bis 25 cm mächtigen, an der Basis z. T. mergeligen, feinschichtigen Kalkbank (= T-Bank in HILLEBRANDT et al., 2007) ab, die an der Basis eine reiche Mikrofauna aus Foraminiferen (hauptsächlich Nodosariidae) und Ostrakoden lieferte. Die **T-Bank** endet mit einer 1 bis 2 cm mächtigen, feinschichtigen, schwarzen, bituminösen Lage mit Fischschuppen, Muscheln und den letzten **Choristoceras** des oberen Rhaetium. Die Mikrofauna ist etwas artenärmer als die des unteren Teils der T-Bank. Die bituminöse Lage kann auch als bis 2 cm mächtiger **Bitumen-Horizont** ausgebildet sein (Forststraße östlich des Rohnbergs).

2.2. Riffkalk

Der meist massige, mikritische Kalk ist außerhalb des Eiberg-Beckens sehr gut im Ampelsbach und im Rofan aufgeschlossen. Trotz der starken Tektonik ist gut zu erkennen, dass die Rotsedimente des Lias ihm direkt aufliegen. Die Sedimentation des unteren Jura beginnt hier erst im oberen Hettangium/unteren Sinemurium

3. Kendlbach-Formation (PLÖCHINGER, 1982)

Die Kendlbach-Formation liegt über der Eiberg-Subformation und wird in die **Tiefengraben-** und die **Breitenberg-**Subformation unterteilt. FABRICIUS (1966) bezeichnete die Tiefengraben-Subformation in der Karwendelmulde als rhätische Grenzmergel (Typlokalität Marmorgraben NE Mittenwald) und ULRICH (1960) die Breitenberg-Subformation als Grauen Basiskalk.

3.1. Tiefengraben-Subformation (GOLEBIOWSKI, 1990)

Die Tiefengraben-Subformation kann in die Grenzmergel s. str., die Schattwalder Schichten und die Tiefengraben-Subformation s. str. unterteilt werden.

3.1.1. Lithologie und Mächtigkeiten

Der Übergang von der Eiberg-Subformation in die Tiefengraben-Subformation ist in der Karwendelmulde sehr einheitlich ausgebildet. Ein besonders gut aufgeschlossenes Profil mit flach lagernden Schichten ist am Nordflügel im gut zugänglichen (Forststraße) Schlossgraben östlich Hinterriß vorhanden (Abb. 2, 3). Die meisten Profile der Subformation sind im Bereich des Südflügels aufgeschlossen. Im Bereich des Nordflügels der Mulde gibt es aufschlussbedingt und tektonisch verursacht nur wenige Profile, bei denen zumindest ein Teil der Tiefengraben-Subformation vorhanden ist. Die Unterschiede in der Mächtigkeit und der Fazies der Tiefengraben-Subformation sind vermutlich von Osten nach Westen größer als von Norden nach Süden.

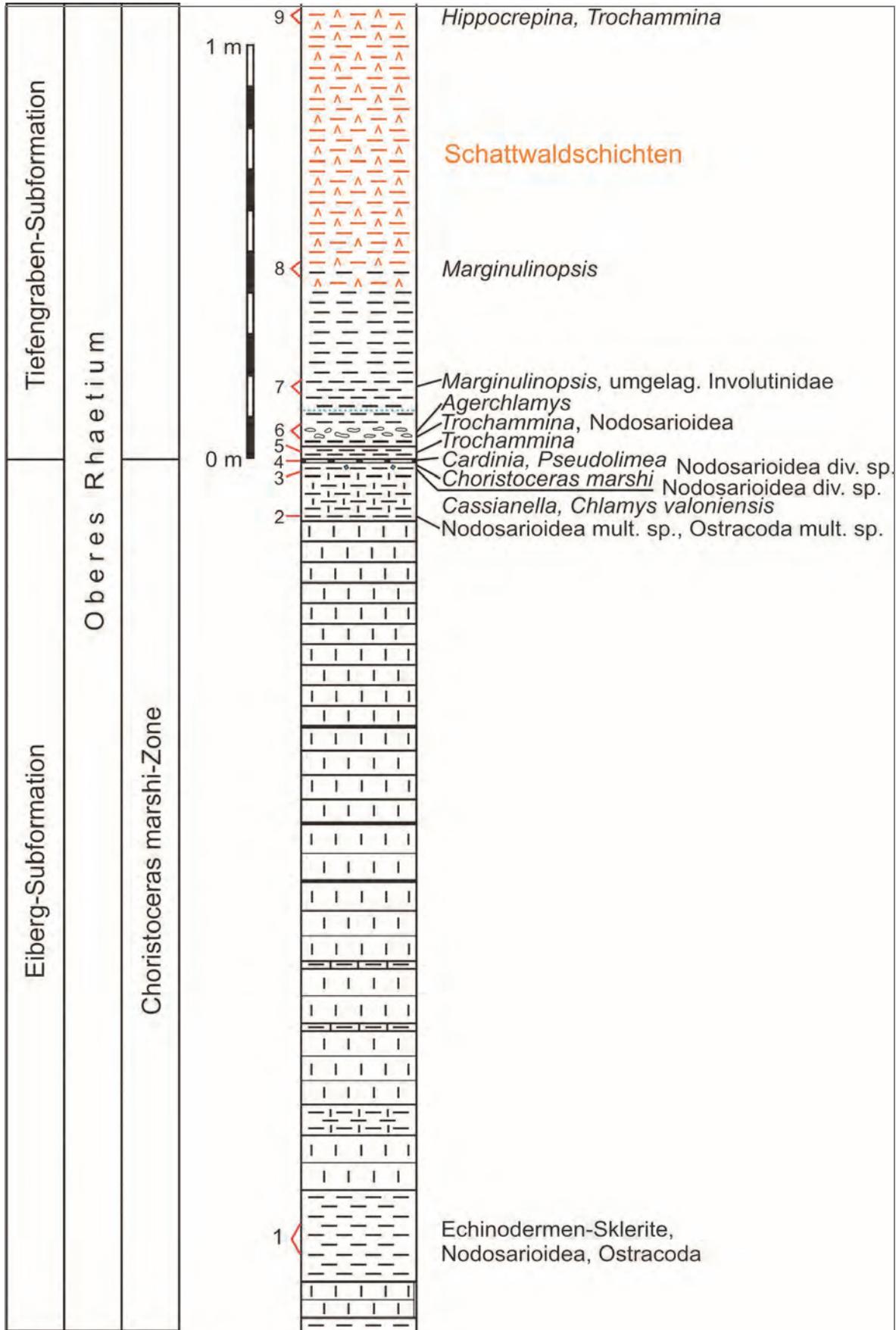


Abb. 2: Schlossgraben: Profilsäule von der obersten Eiberg-Subformation bis zu den Schattwalder Schichten der Tiefengraben-Subformation mit den Angaben der Probennummern 1 bis 9 und den wichtigsten Fossilien.



Abb. 3: Lageskizze der im Text angegebenen Lokalitäten und Profile.

Südflügel der Karwendelmulde (Abb. 3)

Die Mächtigkeit der Subformation nimmt bei den Profilen des Südflügels von Osten (Fonsjoch) nach Westen (Rissbach) kontinuierlich zu. Sie beträgt 12 bis 13 m am **Fonsjoch**, besitzt ca. 25 m am **Kuhjoch** (GSSP), erreicht zumindest 30 m im Gebiet zwischen dem **Schlossgraben** und dem **Rissbach**, nimmt wahrscheinlich in Richtung Westen wieder ab und beträgt im **Hochalplgraben** zumindest 15 m. Im **Marmorgraben** ist die Tiefengraben-Subformation nur ca. 6 m mächtig, wobei besonders die stark gestörten Schattwalder Schichten tektonisch ausgedünnt sein dürften.

Nicht nur die Mächtigkeit, sondern auch die Fazies der Tiefengraben-Subformation ändert sich von Osten nach Westen. Im Osten, am **Fonsjoch** fehlt die T-Bank, die Grenzmergel s. str. beginnen mit 6 cm mächtigen Mergeln und darüber mit 30 cm mächtigen bläustichigen Tonsteinen mit einer relativ großwüchsigen jedoch an Arten abnehmenden Mikrofauna, in der *Marginulinopsis* zunehmend vorherrscht. Die Schattwalder Schichten werden durch 65 cm mächtige violette bis rotstichige Tonsteine ersetzt und in den anschließenden Mergeln sind bereits ab 2 m über der Basis geringmächtige Kalkbänke eingelagert. Die Tiefengraben-Subformation s. str. enthält am Fonsjoch eine artenarme und kleinwüchsige Mikrofauna. Oberhauserellidae und *Reinholdella* sind selten und wurden nur im obersten Teil der Tiefengraben-Subformation gefunden.

Am **Mantschenhalsl** (zwischen Fonsjoch und Kuhjoch gelegen; noch auf Blatt Achenkirch) ist ein Profil der oberen Tiefengraben-Subformation mit dem Übergang in die Breitenberg-Subformation aufgeschlossen. Auch bei diesem Profil sind die eingelagerten Kalkbänke häufiger und mächtiger als im Kuhjochgebiet und weiter westlich. In den Mikrofaunen herrscht *Ammobaculites* vor.

Im Gebiet der größten Mächtigkeit der Tiefengraben-Subformation (Schlossgraben bis östl. Rohnberg) besteht diese im tieferen Teil aus Tonsteinen, in deren obersten Schichten die ersten *Psiloceras spelae tirolicum* auftreten. Die Mächtigkeit der Schichten mit *Psiloceras spelae tirolicum* ist wahrscheinlich größer als am Kuhjoch. Die Mikrofauna ist ärmer, Ostrakoden fehlen weitgehend und eine klein-

wüchsige *Astarte* ist relativ häufig. Der mittlere und obere Teil der Tiefengraben-Subformation ist ähnlich wie im Kuhjoch-Gebiet ausgebildet.

Im Hochalplgraben (Abb. 7) ist die Tiefengraben-Subformation insgesamt toniger und unter dem Horizont mit *Psiloceras* cf. *pacificum* kommt eine Schicht mit Kalkkonkretionen vor. Die reichsten und auch am besten erhaltenen Mikrofaunen wurden im Hochalplgraben (Abb. 7) gefunden.

Nordflügel der Karwendenmulde (Abb. 3)

Das östlichste Profil ist im Baumgartenbach (rechter Prallhang) beim Forsthaus **Pletzboden** aufgeschlossen. Es ist hier der Übergang von der Tiefengraben-Subformation in die Breitenberg-Subformation und die Adnet-Formation zugänglich. Ebenfalls am **Baumgartenbach** ist ca. 100 bis 200 m oberhalb der Mündung des Eiskönigbachs in den Baumgartenbach der Grenzbereich der Eiberg-Subformation in die Tiefengraben-Subformation aufgeschlossen. In den unteren Schattwalder Schichten sind zwei graue Mergelhorizonte mit Pectiniden vorhanden. Der obere Teil der Schattwalder Schichten ist stark gestört und grenzt mit einer Verwerfung an den oberen Teil der Tiefengraben-Subformation s. str. mit *Reinholdella*. Der Bereich der *P.-spelae*- und der *P.-cf.-pacificum*-Schichten ist tektonisch bedingt nicht vorhanden. Den grauen Mergeln der Tiefengraben-Subformation s. str. sind zwei mikritische, 12 und 9–10 cm dicke Kalkbänke in einem Abstand von 1,6 m eingeschaltet, die mit lithologisch ähnlichen Kalkbänken des Südflügels der Mulde verglichen werden können.

Etwa 125 m SE **Tölzer Hütte** (Schafreiter) ist am Delpshals ein Profil von der Eiberg-Subformation bis in den mittleren Teil der Tiefengraben-Subformation s. str. aufgeschlossen. Die T-Bank ist wahrscheinlich vorhanden. Die Grenzmergel s. str. sind schlecht aufgeschlossen und die etwa 3 m mächtigen Schattwalder Schichten enthalten im Übergang zur Tiefengraben-Subformation graue Mergellagen. In den anschließenden grauen Mergeln ist ab ca. 7 m über der Basis der Subformation *Praegubkinella turgescens* vorhanden und ca. 8 m über der Basis wurden in einer Probe Fragmente von *Psiloceras spelae* gefunden. Anschließend wird der Aufschluss immer stärker von einer Grasdecke überwachsen. Ungefähr 2 und 3 m über dieser Probe treten *Cardinia* und *Astarte* auf und es kommt *Reinholdella* vor. Etwa 2 m höher sind den Mergeln zwei 5 cm mächtige, mikritische Kalkbänke eingelagert.

Ein Aufschluss im Bereich des **Sattelgrabens** (Forststraße) von den Kössener Schichten bis in den Mittleren Jura ist tektonisch stark gestört und es treten besonders im Bereich der Kendlbach-Formation mehrere, tektonisch bedingte Schichtverdoppelungen auf (KMENT, 2004). Es wurde ein kurzes, in sich ungestörtes ca. 5 m mächtiges Profil von der Tiefengraben-Subformation in die Breitenberg-Subformation aufgenommen. In den Mergeln der Tiefengraben-Subformation tritt eine artenarme Fauna aus Foraminiferen und Ostrakoden auf. Im obersten Mergel sind relativ große Seeigelstacheln häufig, die in diesem Schichtbereich auch in mehreren Profilen des Südflügels der Karwendenmulde gefunden wurden.

Grenzmergel s. str.

Die feinschichtige, schwarze, bituminöse Schicht am Top der T-Bank geht im Gebiet zwischen dem Hölzelstal und dem Hochalplgraben in graue, etwa 3 cm mächtige Mergel mit Muscheln über. Anschließend folgen etwa 35 bis 40 cm mächtige, hellbräunliche bis graue Mergel mit pyritgefüllten Bohrspuren (Kuhjoch; Schlossgraben, Abb. 2) im tieferen Teil. Diese Mergel (**Grenzmergel s. str.** i. S. von HILLEBRANDT et al., 2007) können im tieferen Teil Muscheln (*Pseudolimea*, *Cardinia*, *Agerchlamys*) (Abb. 4) und eine artenarme Foraminiferenfauna aus Nodosariiden und Ostrakoden enthalten, zum Teil dominieren flachgedrückte *Trochammina*. Im höheren Teil verarmt die Mikrofauna noch stärker und eine großwüchsige *Marginulinopsis* herrscht vor.

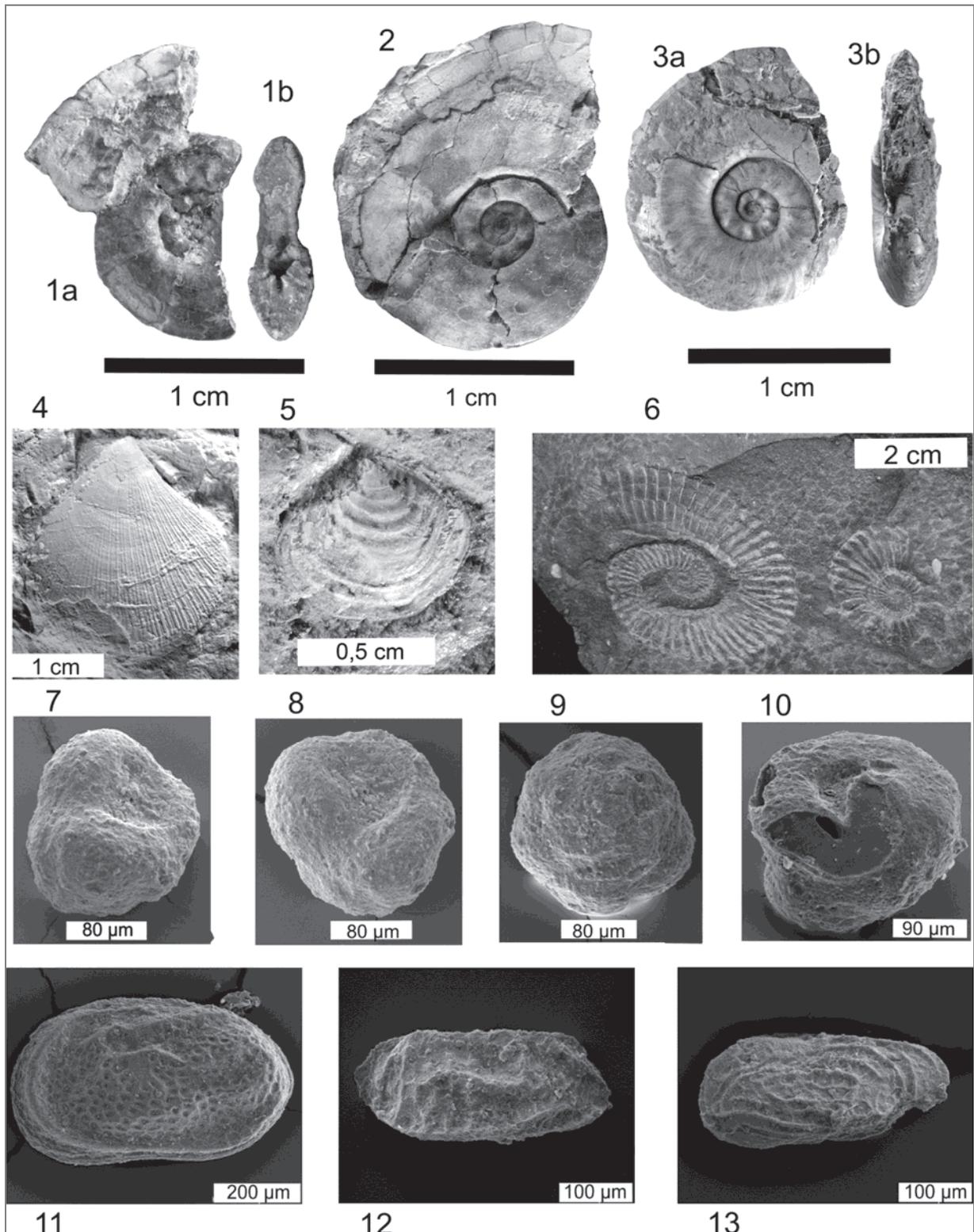
Schattwalder Schichten

Die Grenzmergel s. str. werden im oberen Teil feinschichtig und gehen in ebenfalls vorwiegend feinschichtige rote Tonmergel über, die als **Schattwalder Schichten** (Typuslokalität in der Allgäuer Einheit im Tannheimer Tal, Westtirol) bezeichnet werden.

Die Mächtigkeit der Schattwalder Schichten beträgt in der Karwendelmulde 2 bis 3 m (in der Allgäu-einheit bis zu 10 m). Sie sind allerdings häufig stark tektonisch beansprucht und in der Mächtigkeit reduziert, seltener erhöht. Vor allem im Nordflügel der Karwendelmulde können geringmächtige, graue, kalkige Mergelhorizonte eingelagert sein, in denen Muscheln (hauptsächlich Pectiniden) auftreten. Pectiniden-Fragmente treten auch in den Rückständen von Mergelproben auf, zusammen mit einer artenarmen Nodosariiden-Fauna und *Hippocrepina*, einem einfach gebauten, silikatisch gebundenen Sandschaler, der auch noch unter ungünstigen ökologischen Bedingungen auftritt.



- Abb. 4: Wichtige Fossilien aus der obersten Trias und dem basalen Jura der Karwendelmulde.
- Fig. 1–3: *Psiloceras spelae tirolicum* HILLEBRANDT & KRYSSTYN, basales Hettangium.
Fig. 1a, b, 2: Profil Kuhjoch (Steinkerne mit Lobenlinien, Phragmokon und Teil der Wohnkammer).
Fig. 3a, b: Profil Hochalplgraben (Schalenexemplar, Phragmokon körperlich erhalten, Wohnkammer verdrückt).
- Fig. 4: *Agerchlamys* sp., RK, Hochalplgraben, Muschelbank im Topbereich des Profils; Unteres Hettangium.
- Fig. 5: *Astarte* sp., LK, Kuhjoch, Horizont mit *P. spelae tirolicum*, basales Hettangium.
- Fig. 6: *Choristoceras marshi* HAUER, Kuhjoch, bituminöse Schicht am Top der T-Bank, Oberes Rhätium.
- Fig. 7–8: *Praegubkinella turgescens* FUCHS, Kuhjoch, *spelae*-Horizont, basales Hettangium.
- Fig. 9–10: *Reinholdella* sp., Kuhjoch, *P.-cf.-pacificum*-Horizont, Unteres Hettangium.
- Fig. 11: *Cytherelloidea buisensis* DONZE, LK, Kuhjoch, *spelae*-Horizont.
- Fig. 12, 13: Hochalplgraben, *P.-cf.-pacificum*-Horizont,
Fig. 12: *Eucytherura sagitta* SWIFT, RK,
Fig. 13: *Nanacythere elongata* MICHELSEN, LK.
- RK, LK = rechte, linke Klappe.



Tiefengraben-Subformation s. str.

Die Schattwalder Schichten gehen in die Tiefengraben-Subformation s. str. über, die im Gebiet des Kuhjochs und Ochsenaljochs im unteren Teil aus mehr oder minder tonigen, grauen Mergeln bestehen und in denen vereinzelt Muscheln (Pectiniden, *Cardinia*, *Astarte*, Nuculiden) auftreten. Bei den **Ostrakoden** handelt es sich bis zum ersten Auftreten von *Psiloceras* um eine arten- und individuenarme rhätische Fauna bestehend aus *Bythocypris* sp., *Fabalicypis triassica*, *Paracypris redcaensis*, *Eucytherura austriaca*, *Ogmoconchella bristolensis*, *Cardobairdia* sp. und *Cytherelloidea buisensis*.

Fünf bis 6 m über dem Top der T-Bank kommen über eine Mächtigkeit von 0,4 m bis knapp 1 m kleinwüchsige (Durchmesser überwiegend nur 1 bis 2 cm), häufig noch mit Aragonitschalen erhaltene, vorwiegend flachgedrückte **Ammoniten** vor. Es handelt sich fast ausschließlich um eine neue Unterart von *Psiloceras spelae* (Abb. 4) (Typlokalität Hochalplgraben) (HILLEBRANDT & KRYSSTYN, 2009). Es ist die älteste Art der für das untere Hettangium typischen Gattung *Psiloceras*. Diese Art wurde zunächst in Nordamerika, dann auch in Südamerika und nun auch in Europa gefunden. Mit dem ersten Auftreten von *Psiloceras spelae tirolicum* HILLEBRANDT & KRYSSTYN wird die Basis des Hettangium definiert (GSSP am Kuhjoch).

Die Mergel bis Tonmergel enthalten eine Mikrofauna aus **Foraminiferen** und **Ostrakoden** (Abb. 7) (HILLEBRANDT & URLICHS, 2008), **kalkigen Nannofossilien** (BOWN in HILLEBRANDT et al., 2007) und gut erhaltenen **Palynomorphen** (BONIS et al., 2009) sowie weiteren Mikrofossilien (Abb. 7).

Die Foraminiferenfauna wird durch einen großwüchsigen Sandschaler (*Ammobaculites*) charakterisiert. Daneben treten vorwiegend kleinwüchsige Polymorphiniden und Nodosarioidea und zum z. T. häufig, **aragonitschalige Oberhauserellidae** auf. Die aus dem untersten Teil der Tiefengraben-Subformation genannten rhätischen Ostrakoden reichen noch ins Hettangium. Sie zeigen an, dass im obersten Rhaetium wieder vollmarine Ablagerungsbedingungen geherrscht haben. Daneben sind *Ogmoconchella* mit ca. 80 % der Individuen und *Cytherelloidea* mit 5–10 % vertreten. Letztere Gattung weist auf ungünstige, disaerobe Lebensbedingungen am Meeresboden hin.

Ab dem *spelae*-Horizont werden Crinoideen-Sklerite häufig bis sehr häufig. Im Profil des Hochalplgrabens tritt eine 1 cm mächtige Crinoidenlage auf. Im oberen Teil der mittleren Tiefengraben-Subformation nimmt in den Mergeln die Siltkomponente zu und es treten anschließend kalkarenitische Bänke auf. In den siltigen Mergeln wurde in 4 Profilen *Psiloceras* cf. *pacificum* gefunden. Die für den Jura typische Gattung **Reinholdella** kann in der mittleren Tiefengraben-Formation zusammen mit *Ammobaculites* die überwiegende Faunenkomponente darstellen.

Im tieferen Teil der oberen Tiefengraben-Subformation sind in die Mergel zwei mikritische Kalkbänke eingelagert, die Untere mit Muscheln (hauptsächlich *Liostrea*), selten Brachiopoden (*Tetrarhynchia*) und sehr selten Ammoniten. Im oberen Teil der Tiefengraben-Subformation werden kalkarenitische Mergel und Kalkbänke häufiger und es vollzieht sich ein Übergang in die Breitenberg-Subformation mit nur noch geringmächtigen Mergelfugen zu Beginn.

Während in der mittleren Tiefengraben-Subformation noch reiche Mikrofaunen mit Foraminiferen und Ostrakoden vorhanden sind, tritt im oberen Teil dieser Subformation zunehmend eine Verarmung der Mikrofaunen ein.

3.1.2. Biostratigraphie

Der jurassische Anteil der **Tiefengraben-Subformation** (Abb. 5) lässt sich mit Hilfe von Arten der Gattung *Psiloceras* biostratigraphisch (HILLEBRANDT & KRYSZYN, 2009) unterteilen, von denen nahe verwandte Arten auch in Nord- und Südamerika vorkommen und die bisher in Europa nur in der Karwendelmulde gefunden wurden. Der Ammoniten-Biohorizont mit ***Psiloceras spelae tirolicum*** lässt sich sehr gut mit dem Ammonitenhorizont mit *Psiloceras spelae spelae* in Nordamerika vergleichen und tritt auch in Südamerika auf.

Ein zweiter Ammoniten-Biohorizont mit *Psiloceras* ist am GSSP-Kuhjoch ca. 2 m über dem *spelae*-Horizont vorhanden und die Exemplare können der Gruppe des *Psiloceras tilmanni* zugeordnet werden, die in Amerika über dem *spelae*-Horizont angetroffen wird. Dieser Horizont lässt sich wahrscheinlich auch am Ochsentaljoch nachweisen.

Ein dritter Ammoniten-Biohorizont wurde im mittleren Teil der Tiefengraben-Subformation gefunden. Die besten Exemplare stammen aus dem Hochalplgraben und können als ***Psiloceras cf. pacificum*** bestimmt werden. *P. pacificum* wurde vor allem aus Nordamerika beschrieben und tritt über Schichten mit *P. tilmanni* auf. Der Horizont mit *P. cf. pacificum* ließ sich auch am Rissbach, Ochsentaljoch und Kuhjoch nachweisen.

Die 3 Ammoniten-Biohorizonte wurden von HILLEBRANDT & KRYSZYN (2009) (Abb. 6) zur **Tilmanni-Standardzone** zusammengefasst, über der die **Planorbis-Standard-Zone** folgt. Die Basis der Planorbis-Standardzone wurde von PAGE, CLEMENCE & BLOOS (2010) diskutiert und in NW-Europa mit dem ersten Auftreten von *Neophyllites* definiert.

Ein glattschaliges Ammoniten-Fragment aus der ersten Kalkbank des Hochalplgraben-Profiles ist für eine Artbestimmung zu fragmentarisch erhalten.

Verschiedene biostratigraphisch wichtige Mikrofossilgruppen wurden gefunden (Abb. 7). Die **Palynomorphen** (BONIS et al., 2009) sind vor allem für den Übergangsbereich von der Eiberg-Subformation in die Tiefengraben-Subformation und in den basalen Jura von biostratigraphischer Bedeutung, da auch die Schattwalder Schichten wichtige Daten lieferten, in denen durch die eingeschränkt marine Fazies keine anderen biostratigraphisch wichtigen Fossilien vorkommen.

Bei den Foraminiferen sind es die **aragonitischen Robertinina**, die biostratigraphisch bedeutsam sind (HILLEBRANDT, 2010) und ab der Tiefengraben-Subformation s. str. zunächst selten und dann zunehmend in manchen Proben sehr häufig auftreten können. Es existiert eine Entwicklungsreihe von *Oberhauserella* über *Praegubkinella* bis zu *Reinholdella*. ***Praegubkinella turgescens*** ist eine Leitform für den Schichtbereich, in dem *P. spelae tirolicum* auftritt.

Die **Ostrakoden** lieferten bis zur T-Bank eine artenreiche, für das Rhätium typische Ostrakoden-Fauna, die reduziert auch noch bis zur bituminösen Schicht am Top der T-Bank vorhanden ist. Anschließend nimmt die Artenzahl stark ab und erst ab der Tiefengraben-Subformation wieder allmählich zu. Knapp unter dem ersten Auftreten von *P. spelae* tauchen folgende jurassische Arten auf: *Bairdiacypris? sartriensis*, *Isobrythocypris tatei*, *Eucytherura* n. sp., *Pseudomacrocypis subtriangularis*, *Paradoxostoma fusiforme* und *Cytherella drexlerae*. Im *spelae*-Horizont kommen weitere jurassische Arten hinzu: *Bairdia molesta*, *Fabalypris praelonga*, *Nanacythere elongata*, *Ogmoconchella aspinata*, und *O. telata* sowie im *tilmanni*-Horizont *Cytheropteron* n. sp. und knapp darüber *Nanacythere* aff. *paracostata*. Im *pacificum*-Horizont treten erstmals *Cytherella flacherensis* und *Liasina lanceolata* sowie darüber *Cytherella concentrica* und *Carinobairdia gracilis* auf. In der unteren Tilmanni-Zone dominiert *Ogmoconchella* mit bis zu 96 % der Individuen, in der oberen Tilmanni-Zone tritt daneben *Cytherelloidea* mit bis zu 56 % auf. Häufiges Auftreten letzterer Gattung weist auf disaerobe Lebensbedingungen am Meeresboden hin (pers. schriftl. Mitt. M. Urlichs).

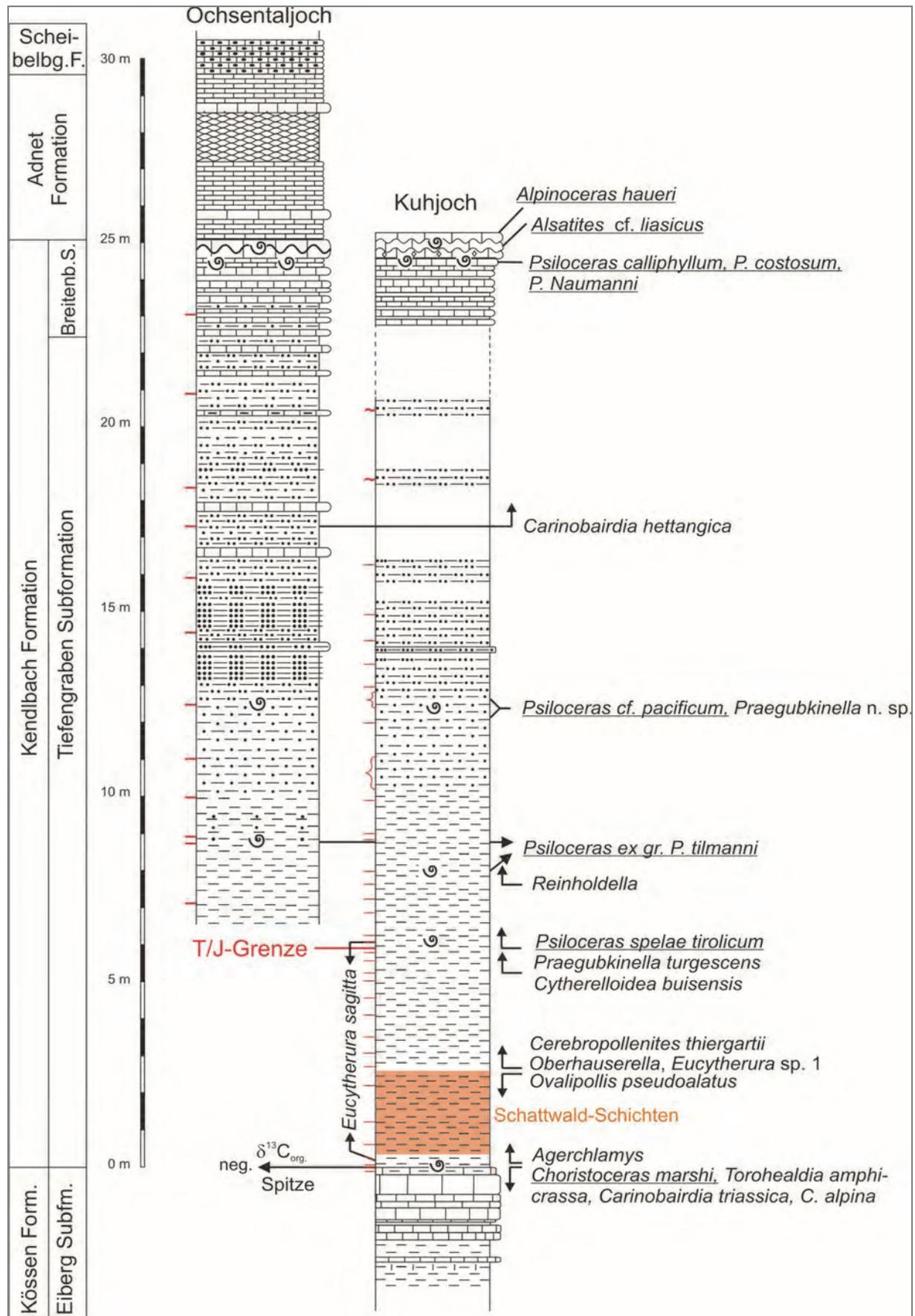


Abb. 5: Profile Kuhjoch- und Ochsentaljoch mit dem ersten und letzten Auftreten biostratigraphisch wichtiger Fossilien.

	Zonen	Nördliche Kalkalpen HILLEB.& KR. 2009	NW Europa (Großbritannien) PAGE 2003 (modif.)	Nordamerika (Nevada) GUEx et al. 2004 (modif.)	Südamerika (Chilingote) HILLEBRANDT 2000(m.)
Unteres Hettangium	Planorbis	P. naumanni	C. johnstoni	C. crassicostratum	P. cf. calliphylloides
		P. costosum + P. calliphylum	P. plicatulum P. psilonotum P. planorbis	----- P. polymorphum	P. rectocostatum P. primocostatum
		Neophyllites	Neophyllites P. erugatum	----- P. pacificum	P. planocostatum
	Tilmanni	P. cf. pacificum	?	P. marcoux + Odog.	P. tilmanni
		P. ex gr. P. tilmanni			P. cf. tilm. + Odog.
		Psiloc. spelae		P. spelae	P. cf. spelae
	Rhätium	Marshi	Choristoceras marshi		Choristoceras crickmayi

Abb. 6: Korrelation der Ammoniten-Zonen, -Subzonen und -Horizonte (grau) des Unteren Hettangium, gestrichelte Linien ungefähre Korrelation (HILLEBRANDT & KRYSZYN, 2009).

3.2. Breitenberg-Subformation (GOLEBIOWSKI, 1990)

3.2.1. Lithologie

Die Tiefengraben-Subformation geht in die Breitenberg-Subformation über. Im Grenzbereich nimmt die Mächtigkeit der sandigmergeligen Lagen zwischen den Kalkbänken ab und die Grenze wird dort gezogen, wo die Mächtigkeit der sandigmergeligen Zwischenlagen weniger als 3 bis 5 cm beträgt. Da es sich um eine lithologische Grenze handelt, muss damit gerechnet werden, dass diese Grenze von Profil zu Profil ein unterschiedliches biostratigraphisches Alter besitzen kann.

Die **Mächtigkeit** der Breitenberg-Subformation und einzelner Bänke ist in Profilen des Süd- und Nordflügels der Karwendelmulde auf kurze Entfernung sehr unterschiedlich (Abb. 8). Die Mächtigkeit der Subformation liegt am **Kuhjoch** und **Ochsentaljoch** (Südflügel) sowie **Sattelgraben** (Nordflügel) im Bereich von 1 m, beträgt am **Fonsjoch** (Südflügel) ca. 2 m und erreicht am **Pletzboden** (Nordflügel) eine maximale Mächtigkeit von 2,5 m. Die faziellen Unterschiede und die Mächtigkeitsunterschiede können zwischen den östlichen und westlichen Profilen größer sein als zwischen den nördlichen und südlichen Profilen. Im Karwendelgebirge beginnt die Breitenberg-Subformation mit einer unterschiedlichen Anzahl von grauen Kalkbänken (bis max. 16 am Pletzbodenprofil) („**Grauer Liasbasiskalk**“ i. S. von ULRICH, 1960). Die Mächtigkeit dieser Graukalkbänke kann bis zu 25 cm betragen. In den obersten Graukalkbänken werden Glaukonit und Muschelschill zunehmend häufiger. In einzelnen Profilen sind deutlich ein oder zwei **Muschelpflaster** mit *Plagiostoma giganteum* vorhanden. Ausführlich beschrieben sind die Muschelpflaster z. B. vom Fonsjoch, dort allerdings nicht mehr im Graukalk.

Lithologisch und stratigraphisch lassen sich im oberen Teil der Breitenberg-Subformation mehrere, faziell typische Kalkbänke unterscheiden (Abb. 8).

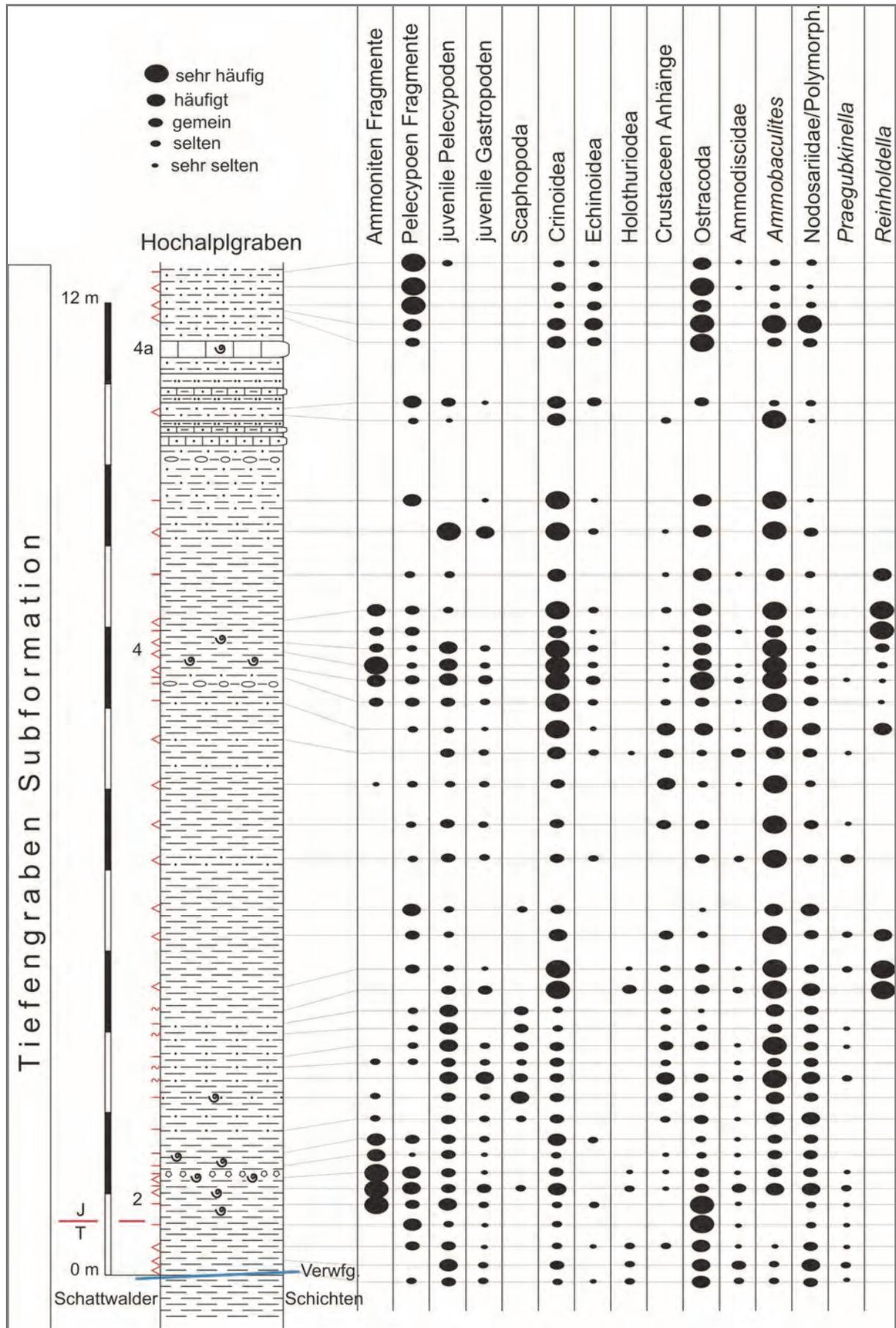


Abb. 7: Profil Hochalplgraben mit Tabelle Mikrofossilien.

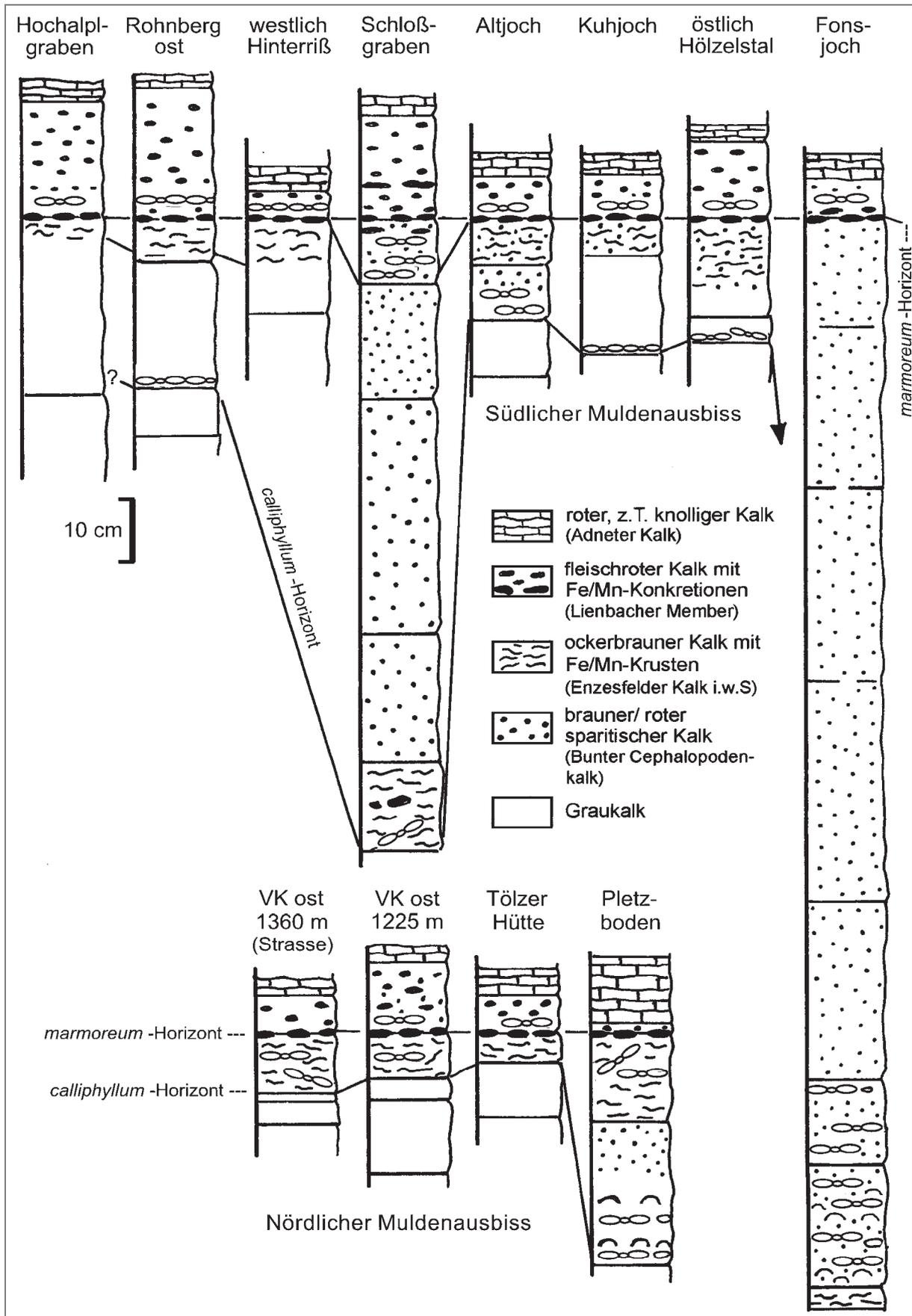


Abb. 8: Detailprofile der Breitenberg-Subformation (oberes Unter- bis Oberhettangium) bis zu den roten Knollenkalken der Adnet-Formation.

Calliphyllum-Bank

Die oberste Graukalkbank (selten mehr als eine Bank) kann reich an Ammoniten sein und enthält durch mehr oder minder starke Kondensation mehr als einen biostratigraphischen Ammonitenhorizont. Diese Bank wird nach dem in dieser Bank häufigen *Psiloceras calliphyllum* (NEUMAYR) als **Calliphyllum-Bank** bezeichnet. *P. calliphyllum* wurde von früheren Autoren als Leit-Ammonit für die Basis des alpinen Hettangium angesehen. Diese Art ist zusammen mit *Psiloceras costosum* LANGE in allen Profilen nachgewiesen. Die Ausbildung als **Ammonitenpflaster** ist nicht selten. Die Calliphyllum-Bank ist in mächtigeren Profilen als Graukalk ausgebildet oder im Enzesfelder Kalk enthalten.

Am **Fonsjoch** ist sie ausnahmsweise am Übergang des Enzesfelder Kalks zu den Bunten Cephalopodenkalken zu finden. Ob das Ammonitenpflaster mit *Ps. calliphyllum* am Fonsjoch faziell noch zum Enzesfelder Kalk gezählt werden sollte oder nicht, bleibt zu definieren.

In der Calliphyllum-Bank findet man auch gelegentlich seltene Formen wie z. B. *Pleuracantithes*, *Neophyllites* oder *Euphyllites*.

Im **Pletzbodenprofil** ist eine eigene Bank mit *Psiloceras naumanni* und *Caloceras johnstoni* (oberes Unterhettangium) (s. a. S. SCHÜTZ, 1974) ausgebildet und die Graukalke reichen bis zu einer Bank mit *Storthoceras frigga* (unteres Mittelhettangium).

Wahrscheinlich ist davon auszugehen, dass die Ammoniten aus der Calliphyllum-Bank alle umgelagert vorliegen. Der ursprüngliche Ablagerungsraum scheint nicht mehr erhalten zu sein.

Enzesfelder Kalk

Über den Graukalkbänken folgt ein ockerbrauner Kalk, der reich an Eisen-Mangan-Krusten und -Imprägnationen ist. Typisch sind in der Mikrofauna **Kleingastropoden**, **Ostrakoden** und nodosariide sowie involutinide **Foraminiferen**. Das Gestein ist ein wirres Durcheinander von Gesteinsklasten verschiedener Herkunft mit Subsolutionspuren, Fossilien und Fe-Mn-Krusten. Der Übergang vom Graukalk zu diesem als „Enzesfelder Kalk im weiteren Sinn“ anzusprechenden Gestein ist meistens fließend und findet innerhalb von ca. 10 Zentimetern statt. Selten folgt auf den Graukalken als Übergang ein brauner, sparitischer Kalk, der erst im obersten Bereich die typischen Eisen-Mangan-Krusten und Imprägnationen zeigt. Dieser kann auch als Bunter Lias-Cephalopodenkalk (s. u.) angesehen werden.

Die ockerbraune Verwitterungsfarbe ist für den Enzesfelder Kalk charakteristisch. Der Enzesfelder Kalk ist meistens mikritisch ausgebildet (v. a. im Westen). In den östlichen Profilen wird er zunehmend sparitisch.

Als einzige Ausnahme ist das Profil am **Fonsjoch** zu nennen: die Kalkabfolge beginnt dort mit einer Varietät des Enzesfelder Kalks, einem gelbbraunen mikritischen Kalk, der sehr reich an Eisen und großen kieseligen Konkretionen ist. Graukalke sind (tektonisch bedingt ?) nicht vorhanden.

Bunter Lias-Cephalopodenkalk

Gelegentlich unter, vor allem über dem Enzesfelder Kalk kann ein hellbrauner oder weinroter, sparitischer Kalk (Wackestone) folgen. Dieser Kalk ist besonders mächtig am **Fonsjoch** und kommt auch im **Schlossgraben** vor. Diese gut gebankten Kalkbänke sind nach TOLLMANN (1976) als Bunter Lias-Cephalopodenkalk anzusprechen, auch wenn die Cephalopoden selten und sehr schlecht erhalten sind. Bei den meisten Profilen fehlt er jedoch.

Marmoreum-Kruste und Marmoreum-Bank

Als Leithorizont folgt über dem Enzesfelder Kalk oder dem Bunten Lias-Cephalopodenkalk eine in allen Profilen zu beobachtende Eisen-Mangan-Kruste, die sog. „Marmoreum-Kruste“ nach *Angulaticeras marmoreum* (OPPEL). Sie ist ein klassischer Kondensationshorizont. „Die Bildung dieser kondensierten Serie fällt mit einem globalen Meeresspiegeltiefstand zusammen (HAQ et al., 1988) und lässt sich durch verstärkte Strömungsaktivität erklären (BÖHM, 1992)“ (WAGREICH et al., 1996). Die Eisenmangankruste folgt im Karwendelgebirge entweder direkt auf dem Enzesfelder Kalk oder auf dem Lias-Cephalopodenkalk. Im Bereich der rhätischen Riffplattformen kann sie als erste jurassische

Schicht auf Rhätkalk liegen, z. B. in Adnet. Die Marmoreum-Kruste kann punktuell bis zu 10 cm mächtig werden. Dieser Bereich ist oft schlecht zu fassen, der Übergang zum liegenden und hangenden Gestein kann fließend sein. Charakteristisch sind große Fe-Mn-Konkretionen in Verbindung mit einer dünnen, durchgehenden Kruste.

3.2.2. Entstehung der kondensierten Ammonitenbänke

Die Breitenberg-Subformation wird durch ihre kondensierten Ammonitenbänke charakterisiert. So treten in der Calliphyllum-Bank Arten auf, von denen nahe verwandte Arten in Großbritannien (PAGE, 2003) aber auch in Nord- und Südamerika in verschiedenen, übereinander liegenden Bänken gefunden wurden. Eine Deutung ihrer Entstehung ist nicht einfach. In vorwiegend geringmächtigen Bänken im cm- bis dm-Bereich liegen schichtparallel oder ungeordnet Ammoniten verschiedener Größe, wobei auch Sortierungen nach der Größe beobachtet wurden. Man kann davon ausgehen, dass die Ammoniten zumeist nicht an Ort und Stelle durch Mangelsedimentation kondensiert wurden, sondern durch Umlagerung an ihrem endgültigen Ort ihrer Sedimentation abgelagert wurden. Es muss auch mit mehrfachen Umlagerungen gerechnet werden. Der heutige Ablagerungsbereich stimmt wahrscheinlich nicht mit dem ursprünglichen Ablagerungsbereich überein.

Direkt unter der Calliphyllum-Bank treten sehr selten *Psiloceras* auf, die jünger sind als die ältesten in der Calliphyllum-Bank gefundenen *Psiloceras*. Die Calliphyllum-Bank verschiedener Profile ist wahrscheinlich nicht überall zum exakt gleichen Zeitpunkt entstanden, da der Umfang der kondensierten Ammoniten-Biohorizonte unterschiedlich sein kann. Die besonders stark kondensierte Calliphyllum-Bank am **Kuhjoch** kann in exakt gleicher Fazies, Mächtigkeit und Ammoniteninhalt über ca. 1 km von Westen nach Osten verfolgt werden. Bei anderen Lokalitäten setzen sich die kondensierten Ammonitenbänke bei stark variierender Mächtigkeit und Fossilinhalt nur über wenige Meter fort und stellen langgestreckte, oft unregelmäßige Linsen dar.

Das ursprüngliche Ablagerungsgebiet der meisten kondensierten Ammoniten dürfte in den Randbereichen des Eiberbeckens gelegen haben. Während der Ablagerung der Kendelbach-Formation verringerte sich die Ablagerungsgeschwindigkeit durch reduzierte Subsidenz, Absenkung des Meeresspiegels und/oder Auffüllung des Beckens. Davon betroffen waren sicherlich verstärkt die Randbereiche des Beckens.

Am Ende des Zeitraums der in der **Calliphyllum-Bank** akkumulierten Ammoniten muss es in den Randbereichen des Beckens zur Umlagerung der dort abgelagerten Ammoniten in tiefere Beckenbereiche gekommen sein. Da die zu diesem Zeitpunkt jüngsten Ammoniten zuerst umgelagert wurden, ist es verständlich, dass diese bereits unterhalb der eigentlichen Calliphyllum-Bank gefunden werden. Bei mehreren Lokalitäten treten an der Basis der Calliphyllum-Bank besonders großwüchsige *P. calliphyllum* auf, die schichtparallel eingeregelt sind.

Beim **Enzesfelder Kalk** dürfte die Kondensation durch Umlagerung und möglicherweise auch Kondensation durch Mangelsedimentation entstanden sein. Die Mikrofazies spricht für eine Sedimentbildung, wie sie auf Seamounts erfolgt.

Bei der **Marmoreum-Kruste** bzw. **Marmoreum-Bank** ist die Kondensation vor allem durch Mangelsedimentation und Omissionsbedingungen erfolgt.

3.2.3. Biostratigraphie

Unter-Hettangium

Die makrofossilarne Kalk-Mergel-Abfolge der obersten Tiefengraben-Subformation (Übergang zur Breitenberg-Subformation) lieferte kürzlich an einem einzigen Profil der Karwendelmulde bestimmbare Ammoniten, die älter als die Ammoniten der Calliphyllum-Bank sein müssen (Bestimmung in Arbeit; ? **Tilmani-Zone**).

Die in der **Calliphyllum-Bank** kondensierten Ammoniten können mit mehreren aus Großbritannien beschriebenen (PAGE, 2003) Ammoniten-Biohorizonten korreliert werden (BLOOS, 2004). Die in der Calliphyllum-Bank seltene Gattung *Neophyllites* tritt in Großbritannien in Ammoniten-Hori-

zonen auf, die unter Schichten mit *Psiloceras*-Arten liegen, die mit *P. calliphyllum* und *P. costosum* vergleichbar sind. PAGE et al. (2010) definierten die Basis der **Planorbis-Zone** in NW-Europa mit der Gattung *Neophyllites*.

P. calliphyllum und *P. costosum* sind Leitammoniten für den untersten Bereich der Calliphyllum-Bank.

In der nächsten Bank (Pletzboden) oder darüber folgen *Psiloceras naumanni* (NEUMAYR) und *Caloceras johnstoni* (SOWERBY). Eine Trennung dieses Ammoniten-Horizonts von dem mit *Ps. calliphyllum* ist nur an den mächtigeren Profilen (z. B. **Pletzbodenprofil**) nachzuweisen. Meist liegen sie untrennbar zusammen vor, z. B. am Kuhjoch. *C. johnstoni* charakterisiert in Großbritannien den obersten Teil des unteren Hettangium (**Johnstoni-Zone**). Die Ammoniten der Calliphyllum-Bank können einen Zeitraum umfassen, der sich in Großbritannien in bis zu 8 unterscheidbare Ammoniten-Biohorizonte gliedern lässt.

Mittel-Hettangium

Ammoniten des mittleren Hettangium wie *Storthoceras frigga* (WÄHNER) im tieferen Teil und *Megastomoceras megastoma* (GÜMBEL) sowie *Alsatites proaries* (NEUMAYR) und begleitenden Formen im höheren Teil sind selten nachzuweisen.

Gelegentlich finden sich einzelne Exemplare aus diesem Faunenbereich im obersten **Enzesfelder Kalk**, häufiger umgelagert und verkrustet innerhalb der Marmoreum-Kruste. Eine Ausnahme stellt wiederum das Fonsjoch dar, wo das mittlere Hettangium mächtig und fossilreich ansteht.

Ober-Hettangium

Die Fauna des oberen Hettangium mit *Schlotheimia montana* (WÄHNER) und *Angulaticeras marmoreum* (OPPEL) beginnt wenige cm unter der **Marmoreum-Kruste**. Je nach Karbonatsedimentation während dieser Krustenbildung kann ein Ammonitenpflaster ausgebildet sein. Häufig ist eine Anreicherung der Fauna wenige cm unter der Kruste, in einer stark kondensierten Bank, die reich an Eisen-/Mangankrusten und -Imprägnationen ist. Über der Kruste kommen in der Lienbach-Subformation häufig einzelne, stark mit Eisen/Mangan umkrustete Ammoniten vor, die offensichtlich mehrfach umgelagert wurden. Der Artenreichtum der Fauna ist nicht überall gleich. Manchmal fehlen einzelne Ammonitengruppen aufgrund von Sedimentationslücken. Zum Beispiel treten im Profil **Tölzer Hütte** seltene, stratigraphisch jüngere Formen wie *Schreinbachites*, *Epammonites cordieri* und engnablige *Discamphiceras* (KMENT, 2000) konzentriert zusammen mit typischen, älteren Vertretern wie *Schlotheimia montana* auf. Die jüngsten Formen leiten bereits über ins Sinemurium. Dagegen treten dort Formen wie *Schlotheimia donar*, *Alpinoceras haueri* und *A. marmoreum* nicht auf, die in den anderen Profilen häufig sind.

Auch hier ist eine vollständige Umlagerung der Gehäuse aus einem unbekanntem Ablagerungsraum denkbar, was eine gewisse Selektion möglich werden lässt.

In der Marmoreum-Kruste sind in westlichen, geringmächtigen Aufschlüssen des Nordflügels der Karwendelmulde vor allem umgelagerte Formen des unteren Hettangium (z. B. Tölzer Hütte) enthalten, wie z. B. *Psiloceras calliphyllum*. Ammoniten des mittleren und oberen Hettangium treten gemischt in den meisten, etwas mächtigeren Profilen auf.

Ausschließlich Formen des oberen Hettangium sind nur in den wenigen besonders mächtigen Profilen (z. B. **Schloßgraben, Fonsjoch**) enthalten. Ein Trend ist in den Profilen nicht festzustellen.

Die Mächtigkeit des Gesteinspakets zwischen der Calliphyllum- und der Marmoreum-Bank wechselt sehr schnell innerhalb von wenigen hundert Metern von 100 cm bis 20 cm.

Am Aufschluss Vorderskopf Ost fehlen Ammoniten in der Marmoreum-Kruste fast völlig.

4. Adnet- und Scheibelberg-Formation

Auf der *marmoreum*-Kruste folgt zumeist ein fleischroter, mikritischer Kalk, in dem vor allem im unteren Bereich größere Fe-Mn-Konkretionen auftreten. Meist ist die ganze Bank voll mit kleinen Konkretionen (<10 mm). Der Gesteinswechsel über der *marmoreum*-Kruste zu einem mikritischen Rotkalk ist ein weiteres typisches Indiz, diesen Horizont im Gelände zu finden. Dieser eisenreiche Rotkalk kann eindeutig zur **Lienbach-Subformation** (beschrieben nach der Typlokalität bei Adnet in WAGREICH et al., 1996) der **Adnet-Formation** gestellt werden.

Nicht selten treten größere Konkretionen auf, die umgelagerte Ammoniten des Hettangium enthalten.

Ammoniten des basalen Sinemurium konnten bisher kaum nachgewiesen werden. Lediglich am Profil **Tölzer Hütte** ist über der Bank der Lienbach-Subformation im hangenden Rotkalk *Angulaticeras taurinum* WÄHNER enthalten, das eventuell schon ins Sinemurium zu stellen ist.

Die Fortsetzung der Schichtfolge bilden weitere Gesteinstypen der **Adnet-** oder auch **Scheibelberg-Formation** (GARRISON, 1964) in typischer Ausbildung. Durch die Zerlegung des Ablagebereichs am Ende des Hettangium in einzelne Schollen ist die Lithologie der Liasgesteine sehr divers, je nach Stärke der Absenkung und Kippung der Schollen. Die Karwendelmulde weist eine schnelle – jedoch auch unterschiedliche – Absenkung auf. Schwellensedimente (Bunte Cephalopodenkalke und Crinoidenspatkalke) wechseln vertikal und lateral sehr schnell mit Hangsedimenten (Adneter Schichten s. l. = Adnet-Formation und Lias-Kieselkalke = Scheibelberg-Formation) und Beckensedimenten (graue Mergel und Fleckenkalke = Allgäu-Formation) ab.

Im **Nordflügel** der Karwendelmulde liegt z. B. am Vorderskopf fast die gesamte Abfolge des Lias als **Adnet-Formation** vor: Crinoiden-Biomikrite (**Motzen-Subformation**) des Unterlias, rotbraune Knollenkalke (**Schmiedwirt-Subformation**) des Mittellias und rote Mergel (**Saubach-Subformation**) des Oberlias. Nur im stratigraphisch tieferen Bereich ersetzt ein typischer Crinoidenspatkalk (Hierlatzkalk) Teile der Adnet-Formation, der nach Osten auskeilt. Die wenigen, in diesen Schichten gefundenen Ammoniten weisen auf Ober-Sinemurium hin.

Im **Südflügel** kommen am Rohnberg über wenig mächtigen Rotkalkbänken (der o. g. **Lienbach-Subformation**) graubraune und rote Kalke und Kieselkalke (= **Scheibelberg-Formation**) im unteren Bereich der Schichtfolge vor. Sie repräsentieren ein Hangsediment zwischen Schwelle und Becken und enthalten überwiegend eine Fauna des Sinemurium. Darüber liegen mächtige Knollenkalke (**Schmiedwirt-Subformation**) und Mergel (**Saubach-Subformation**) mit z. T. reichen Faunen vom Pliensbachium bis zum oberen Toarcium (FISCHER in DOBEN & FISCHER, 1982, S. 11). Im Westen kommen im Hochalplgraben sogar Resedimentlagen (**Scheck-Subformation**) vor.

Östlich Hinterriß sind nach S. SCHÜTZ (1974) über Rotkalken der Adnet-Formation graue Sedimente (**Allgäu-Formation**) ausgebildet, die auch im Wesentlichen das Sinemurium repräsentieren. Der obere Lias ist dann wieder durch Rotsedimente vertreten. Lias-Kieselkalke kommen nicht vor. Die Adneter Schichten des Nordflügels sind fossilreich. Allgemein kann in der Karwendelmulde auf eine Beckenvertiefung von West nach Ost geschlossen werden (ULRICH, 1960).

5. Schlussfolgerungen

Aufgrund der geringen faziellen Unterschiede zwischen dem Süd- und dem Nordflügel der Karwendelmulde kann davon ausgegangen werden, dass diese im Hettangium ein zusammenhängendes Becken bildeten. Am Ende der Eiberg-Subformation kommt es durch eine globale Regression auch im Bereich der Karwendelmulde zu einer Absenkung des Meeresspiegels. Die das Eibergbecken begrenzenden Kalkplattformen fielen trocken. Am Top der Kössener Schichten bildete sich eine feinschichtige, 1 bis 2 cm mächtige, bituminöse Lage, in der die letzten triassischen Ammoniten (*Choristoceras*), Muscheln, Fischschuppen und eine noch relative reiche Mikrofauna aus Foraminiferen und Ostrakoden vorkommen. Zumindest zeitweise dürften dysoxische bis anoxische Bedingungen geherrscht haben. In den folgenden Mergeln verarmt die Mikrofauna und *Trochammina* kann vorherrschen. Eine Schicht mit Bohrspuren beweist, dass nicht völlig anoxische Verhältnisse existierten. Im oberen Teil der Grenzmergel s. str. tritt eine großwüchsige *Marginulinopsis* auf.

In den roten Schattwalder Schichten kommen nur untergeordnet vollmarine Organismen vor und sie wurden vorwiegend unter nicht normalen, marinen Bedingungen abgelagert. Ein kieselig gebundener und einfach gebauter Sandschaler (*Hippocrepina*) tritt auf. Die Ausbildung kalkiger Gehäuse könnte erschwert gewesen sein. Die Verbindung zu offen marinen Gebieten dürfte zu dieser Zeit am stärksten unterbrochen worden sein. Im nördlich anschließenden Allgäubecken ließen sich in den dort mächtigeren Schattwalder Schichten keine marinen Organismen nachweisen. Die Grenze zu der Tiefengraben-Subformation liegt wahrscheinlich in biostratigraphisch jüngeren Schichten, da dort (Profil Wolfsschlucht bei Aschau, südl. Chiemsee) *Praegubkinella turgescens* bereits 20 bis 40 cm über den Schattwalder Schichten auftritt.

Während des Übergangs der roten Schattwalder Schichten in die graue Tiefengraben-Subformation s. str. kam es durch einen erneuten Anstieg des Meeresspiegels zur Rückkehr von vollmarinen Verhältnissen. Kleinwüchsige, kalkige Foraminiferen und ökologisch anspruchsvollere Sandschaler kehrten zurück und auch die Zahl sowie Diversität der Ostrakoden nahm wieder zu. Während der Ablagerung der mehr oder minder tonigen oder mergeligen Sedimente des unteren Teils der Tiefengraben-Subformation s. str. herrschten am Meeresboden zumindest zeitweise noch ungünstige Sauerstoffverhältnisse, was sich in der Häufigkeit bestimmter Foraminiferen und Ostrakoden widerspiegelt. Im Bereich der mittleren Tiefengraben-Subformation s. str. nimmt erst die Silt- und dann auch die Feinsandfraktion in den Mergeln zu und es ist 1,2 bis 1,5 m über dem Ammoniten-Horizont mit *P. cf. pacificum* eine bis 35 cm mächtige arenitische Bank eingelagert, die hauptsächlich aus aufgearbeiteten Kalkkörnern besteht. Im oberen Teil der Tiefengraben-Subformation s. str. sind den mehr oder minder sandigen Mergeln mikritische Kalkbänke eingelagert. Die Mikrofaunen nehmen allmählich an Diversität und Häufigkeit ab. Zuerst verschwinden die stärker an dysoxische Verhältnisse angepassten aragonitischen *Reinholdella* und dann auch die großwüchsigen Sandschaler (*Ammobaculites*). Nodosariide Foraminiferen können in einigen Proben häufiger und großwüchsiger sein.

Während der Ablagerung der Tiefengraben-Subformation s. str. muss die Geschwindigkeit der Sedimentation allmählich zurückgegangen sein und kam vermutlich im Übergang zur Breitenberg-Subformation zeitweise zum Stillstand. Die Bildung der Ammonitenbänke der Breitenberg-Subformation ist durch Wiederaufbereitung, Umlagerung und Kondensation charakterisiert.

Die wenigen Ammoniten-Biohorizonte der Tiefengraben-Subformation wurden in einer Schichtfolge von 7 bis 10 m abgelagert, während die Calliphyllum-Bank, die eine ähnliche Anzahl oder noch mehr Ammoniten-Biohorizonte beinhaltet, nur eine einzige Kalkbank (10 bis 25 cm) umfasst oder möglicherweise sogar völlig fehlt, wenn *P. calliphyllum* erst im Enzesfelder Kalk auftritt. Die Planorbis-Subzone im Sinne von PAGE (2003) und PAGE et al. (2010), die zumindest einen Teil der Calliphyllum-Bank beinhaltet, ist in Großbritannien je nach Gebiet und Fazies 4 bis 4,5 m (St. Audrie's Bay/Doniford Bay), 9,5 m (Cheshire und Lerne, Nordirland) und 13 m (Wilkesley Borehole) mächtig (BLOOS & PAGE, 2000; SIMMS & JERAM, 2007; WARRINGTON et al., 1994).

Nach SCHALTEGGER et al. (2008) besitzt das gesamte Hettangium ein radiometrisches Alter von ca. 2 Millionen Jahren. Teilt man diese Stufe in 3 Zonen und das Untere Hettangium in 3 Zonen (Johnstoni-, Planorbis- und Tilmanni-Zone) sowie die Tilmanni- und Planorbis-Zone in 8 bis 9 Ammoniten-Biohorizonte (PAGE, 2003; HILLEBRANT & KRISTYN, 2009), so besitzt jeder Biohorizont dieser

beiden Zonen eine ungefähre Zeitlänge von ca. 50.000 bis 60.000 Jahren. Die Tilmanni-Zone könnte dann mit 3 bis 4 Biohorizonten einen Zeitabschnitt von 150.000 bis 240.000 Jahren vertreten und die Planorbis-Zone mit 4 bis 5 Biohorizonten 200.000 bis 300.000 Jahre. Die Zeitlänge der Horizonte im Mittleren und Oberen Hettangium würde bei jeweils 7 Biohorizonten 95.000 Jahre betragen, also deutlich mehr als im Unteren Hettangium.

RUHL et al. (2010) kamen zu dem Ergebnis, dass die Planorbis-Zone in St. Audrie's Bay eine Dauer von ~250.000 Jahren hatte, also ähnlich wie oben angegeben, während die Liasicus-Zone (Mittleres Hettangium) ~750.000 Jahre und die Angulata-Zone (Oberes Hettangium) ~800.000 Jahre gedauert haben sollen. Die kürzere Dauer der Planorbis-Zone wurde nach der Meinung dieser Autoren kritisch beeinflusst durch eine erhöhte Erneuerungs/Mutationsrate bei den frühesten jurassischen Ammoniten, verursacht durch umweltbedingten Stress während der erhöhten vulkanischen Aktivität im Zusammenhang mit dem CAMP-Vulkanismus. Für den Zeitabschnitt zwischen dem ersten Auftreten von *P. planorbis* und dem von *P. spelae* wird angenommen, dass dieser nur im Bereich von 10.000er Jahren lag, demnach noch wesentlich kürzer war als die Zeitdauer der Planorbis-Zone.

Es wird also eine sehr unterschiedliche Zeitdauer für die Planorbis-Zone und die der Tilmanni-Zone postuliert. Hiergegen spricht jedoch die große Mächtigkeit der Tilmanni-Zone nicht nur in der Karwendelmulde sondern auch in Nord- und Südamerika (GUEX, 1997; HILLEBRANDT, 2000; SCHALTEGGER et al., 2008). Außerdem kann in Peru der *tilmanni*-Horizont in einer ähnlichen, zyklisch gebankten Fazies wie in England ausgebildet sein und in Nevada der *pacificum*-Horizont. Sowohl *P. tilmanni* als auch *P. pacificum* treten dort in einer bis zu mehrere Meter mächtigen Schichtfolge in mehreren Kalkbänken auf.

Dank

Wir danken ganz besonders Herrn Prof. Dr. L. Krystyn (Wien) für wiederholte Diskussionen, die unsere Arbeit sehr gefördert haben. Herrn Prof. Dr. M. Urlichs (Stuttgart) verdanken wir die Bestimmung der Ostrakoden, ohne die viele wertvolle Aussagen nicht möglich gewesen wären. Herr Dr. G. Bloos (Stuttgart) gab uns mehrfach Ratschläge zur Bestimmung und Auswertung der Ammoniten. Danken möchten wir auch den Herren B. Kleeberg und J. Nissen für die Aufnahmen von Mega- und Mikrofossilien sowie Frau H. Glowa und Frau B. Dunker für die Anfertigung von Zeichnungen (TU Berlin). Herr Prof. Stephen Hesselbo (Oxford) korrigierte freundlicherweise die englische Zusammenfassung.

Literatur

- BLIND, W. (1963): Die Ammoniten des Lias alpha aus Schwaben, vom Fonsjoch und Breitenberg (Alpen) und ihre Entwicklung. – *Palaeontographica (A)*, 121, 37–131.
- BLOOS, G. (2004): Psiloceratids of the earliest Jurassic in the North-West European and Mediterranean Provinces – Remarks and new observations. – *Stuttgarter Beitr. Naturk., B*, 347, 1–15.
- BLOOS, G. & PAGE, K.N. (2000): The Basal Jurassic Ammonite Succession in the North-West European Province – Review and New Results. – *GeoResearch Forum*, 6 (2000), 27–40.
- BONIS, N., KUERSCHNER, W.M. & KRISTYN, L. (2009): A detailed palynological study of the Triassic-Jurassic transition in key sections of the Eiberg Basin (Northern Calcareous Alps, Austria). – *Review of Palaeobotany and Palynology*, 156 (2009), 376–400.
- DOBEN, K. & FISCHER, R. (1982): Der Jura der Bayerisch-Tiroler Kalkalpen. Exkursionsführer (unveröff.). – DUGW – Stratigraphische Kommission, Subkommission für Jura-Stratigraphie. Jahrestagung in München und Hinterriß vom 15.–18. 9. 1982, 41 S., München.
- FABRICIUS, F.H. (1966): Beckensedimentation und Riffbildung an der Wende Trias/Jura in den Bayerisch-Tiroler Kalkalpen. – *International Sedimentary Petrographical Series*, 9, 143 S.
- GARRISON, R.E. (1964): Jurassic and early Cretaceous sedimentation in the Unken valley area Austria. – Unveröff. Diss. Geol. Dept. Univ. Princeton, 193 S., Princeton.

- GOLEBIEWSKI, R. (1990): Facial and faunistic changes from Triassic to Jurassic in the Northern Calcareous Alps (Austria). – *Les Cahiers de l'Université Catholique de Lyon, Série Sciences*, 3, 175–184.
- GUÉX, J., RAKUS, M., TAYLOR, D. & BUCHER, H. (1998): Deux nouveaux genres et quatre nouvelles espèces d'ammonites (Cephalopoda) du Lias inférieur. – *Bull. Géol. Lausanne*, 339, 73–85.
- HILLEBRANDT, A. v. (2000): Die Ammonitenfauna des südamerikanischen Hettangium (basaler Jura), Teil I. – *Palaeontographica (A)*, 257, 85–189.
- HILLEBRANDT, A. v. (2010): Aragonitic Foraminifera (Robertinina) from the Triassic-Jurassic Boundary Interval of the Northern Calcareous Alps. – *Earth Science Frontiers*, 17, 70–72.
- HILLEBRANDT, A. v., KRYSZYN, L. & KUERSCHNER, W.M. (2007): A candidate GSSP for the base of the Jurassic in the Northern Calcareous Alps (Kuhjoch section, Karwendel Mountains, Tyrol, Austria). – *ISJS Newsletter*, 34 (1), 2–20.
- HILLEBRANDT, A. v. & KRYSZYN, L. (2009): On the oldest Jurassic ammonites from Europe (Northern Calcareous Alps, Austria) and their global significance. – *N. Jb. Geol. Paläont.*, 253/2-3, 163–195, Stuttgart.
- HILLEBRANDT, A. v. & URLICHS, M. (2008): Foraminifera and Ostracoda from the Northern Calcareous Alps and the end-Triassic biotic crisis. – *Ber. Geol. B.-A.*, 76, 30–38.
- KMENT, K. (2000): Frühe liassische Ammoniten aus der Gegend um Hinterriß im Karwendelgebirge (Tirol) und aus dem Mangfallgebirge bei Rottach-Egern (Bayern). – *Jb. Geol. B.-A.*, 142, 181–218.
- KMENT, K. (2004): Von Bad Tölz zur Isarquelle. – *Wanderungen in die Erdgeschichte*, 16, 152 S., München (Verlag F. Pfeil).
- LANGE, W. (1952): Der untere Lias am Fonsjoch (östliches Karwendelgebirge) und seine Ammonitenfauna. – *Palaeontographica (A)*, 102, 49–162.
- NEUMAYR, M. (1879): Zur Kenntnis der Fauna des untersten Lias in den Nordalpen. – *Abh. kais.-königl. Geol. Reichsanst.*, 7 (5), 1–46.
- PAGE, K.N. (2003): The Lower Jurassic of Europe: its subdivision and correlation. – *Geol. Surv. Denmark and Greenland Bulletin*, 1, 23–59.
- PAGE, K.N., CLÉMENCE, M.E. & BLOOS, G. (2010): The Tilmanni Chronozone in NW Europe: Re-correlating the Base of the Jurassic system. – *Earth Science Frontiers*, 17, 8–9, Beijing.
- RUHL, M., DEENEN, M.H.L., ABELS, H.A., BONIS, N.R., KRIJGSMAN, W. & KÜRSCHNER, W.M. (2010): Astronomical constraints on the duration of the early Jurassic Hettangian stage and recovery rates following the end-Triassic mass extinction (St. Audrie's Bay / East Quantoxhead, UK). *Earth and Planetary Science Letters*, 295, 262–276.
- SCHALTEGGER, U., GUÉX, J., BARTOLINI, A., SCHOENE, B. & OVTCHAROVA, M. (2008): Precise U-Pb age constraints for end-Triassic mass extinction, its correlation to volcanism and Hettangian post-extinction recovery. – *Earth and Planetary Science Letters*, 267, 266–275.
- SCHÜTZ, S. (1974): Die Geologie der Karwendel-Mulde zwischen Dürrach und Baumgartenjoch (Nordtirol). – *Unveröff. Dipl.-Arb., Inst. Geol. und Paläont. der Techn. Univ. Berlin*, 160 S., Berlin.
- SIMMS, M.J. & JERAM, A.J. (2007): Waterloo Bay, Larne, Northern Ireland: a candidate Global Stratotype Section and Point for the base of the Hettangian Stage and Jurassic System. – *ISJS Newsletter*, 34 (1), 50–68.
- TOLLMANN, A. (1976): Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums (Stratigraphie, Fauna und Fazies) der Nördlichen Kalkalpen. – 2, XVI-580, Wien (Deuticke Verlag).
- ULRICH, R. (1960): Die Entwicklung der ostalpinen Juraformation im Vorkarwendel zwischen Mitlenwald und Achensee. – *Geologica Bavarica*, 41, 99–151.
- WAGREICH, M., BÖHM, F. & LOBITZER, H. (1996): Sedimentologie des kalkalpinen Mesozoikums in Salzburg und Oberösterreich (Jura, Kreide). – *Ber. Geol. B.-A., Exkursionsführer*, 11. Sedimentologentreffen, Exkursion B1, 8–56, Wien
- WÄHNER, F. (1882–1898): Beiträge zur Kenntnis der tieferen Zonen des unteren Lias der nordöstlichen Alpen. – *Beiträge zur Paläontologie Österreich-Ungarns und des Orients*, 2–11, 291 S.
- WARRINGTON, G., COPE, J.C.W. & IVEMEY-COOK, H.C. (1994): St Audrie's Bay, Somerset, England: a candidate Global Stratotype Section and Point for the base of the Jurassic. – *Geol. Mag.*, 131 (2), 191–200.