

Die Plassen-Formation der Typlokalität (Salzkammergut, Österreich) – neue Daten zu Fazies, Sedimentologie und Stratigraphie

The Plassen Formation of the type locality (Salzkammergut region, Austria) – new data on facies, sedimentology and stratigraphy

Von

FELIX SCHLAGINTWEIT, HANS-JÜRGEN GAWLICK & RICHARD LEIN

mit 6 Abbildungen, 2 Tabellen und 4 Tafeln
with 6 figures, 2 tables and 4 plates

Schlüsselwörter:
Nördliche Kalkalpen
Ober-Jura
Unter-Kreide
Plassen-Formation
Fazies
Stratigraphie
Sedimentologie

Key words:
Northern Calcareous Alps
Upper Jurassic
Lower Cretaceous
Plassen Formation
Facies
Stratigraphy
Sedimentology

Anschriften der Verfasser, addresses of the authors:

FELIX SCHLAGINTWEIT
Lerchenauerstrasse 167
80935 München
Deutschland.

HANS-JÜRGEN GAWLICK
Montanuniversität Leoben
Institut für Geowissenschaften, Prospektion und Angewandte Sedimentologie
Peter-Tunner-Strasse 5
8700 Leoben
Österreich.

RICHARD LEIN
Universität Wien
Institut für Geologie
Geozentrum Althanstrasse 14
1090 Wien
Österreich.

Inhalt

Zusammenfassung.....	2
Abstract.....	3
1. Einleitung.....	3
2. Erforschungsgeschichte der “Plassenkalke”.....	4
3. Geologischer Rahmen.....	7
4. Mikrofazies, Fazieszonen und sedimentäre Entwicklung.....	7
4.1. Hangfazies 1.....	9
4.2. Plattformrand- und “Rückriff”-Fazies.....	9
4.3. Tidal Flat 1.....	10
4.4. Offene Lagune 1.....	11
4.5. Tidal Flat 2.....	12
4.6. Offene Lagune 2.....	12
4.7. Geschlossene Lagune.....	13
4.8. “Riff”-Fazies bzw. Riffschutt-Fazies.....	13
4.9. Hangfazies 2.....	14
5. Anmerkungen zur Biostratigraphie.....	14
6. Diskussion der Ergebnisse und Schlussfolgerungen.....	18
6.1. Plattformgeometrie der Ober-Jura Flachwasserkarbonate.....	18
6.2. Sedimentationsraten.....	20
6.3. Plattformgliederung.....	20
6.4. Faziesentwicklung.....	21
7. Ausblick.....	21
Dank.....	22
Literatur.....	22

Contents

Zusammenfassung.....	2
Abstract.....	3
1. Introduction.....	3
2. History of “Plassenkalke”.....	4
3. Geological setting.....	7
4. Microfacies, Facies zones and sedimentology.....	7
4.1. Slope facies 1.....	9
4.2. Reef rim- and “back reef”-facies.....	9
4.3. Tidal flat 1.....	10
4.4. Open lagoon 1.....	11
4.5. Tidal flat 2.....	12
4.6. Open lagoon 2.....	12
4.7. Closed lagoon.....	13
4.8. “Reef”-facies and reef debris facies.....	13
4.9. Slope facies 2.....	14
5. Comments on biostratigraphy.....	14
6. Discussion, results and conclusions.....	18
6.1. Platform geometry of the Upper Jurassic shallow water carbonates.....	18
6.2. Sediment production.....	20
6.3. Facies zones.....	20
6.4. Facies evolution.....	21
7. Outlook.....	21
Acknowledgements.....	22
References.....	22

Zusammenfassung

Die vorliegende Arbeit beschäftigt sich mit der Neuuntersuchung der Typlokalität der Plassen-Formation (Kimmeridgium bis Berriasium), dem Plassen westlich von Hall-

statt. Auf der Basis einer flächigen Beprobung wurden mehr als 200 Dünnschliffe anhand von mikrofaziellen Merkmalen und stratigraphischen Daten zu einer synoptischen Abfolge kombiniert, die vom tieferen Kimmeridgium bis in das tiefere Berriasium reicht. Die auftretenden Gesteine zeigen

den kompletten Sedimentationszyklus einer shallowing-upward Folge (Kimmeridgium), danach weitgehend stabile Sedimentationsbedingungen im Tithonium, und schliesslich ein finales “drowning” im Berriasium. Ein mit Basis-konglomeraten verbundenes transgressives Auflagern der Plassen-Formation auf triassischen Gesteinen, mit einer Schichtlücke im unteren und mittleren Jura, wurde nicht angetroffen. Der Plassen überlagert vielmehr Beckensedimente (Kieselkalke und Radiolarite) mit eingeschalteten mass-flow deposits und Gleitschollen (Hallstätter Kalke und Haselgebirge). Diese Beckensedimente reichen bis in den Oxfordium/Kimmeridgium-Grenzbereich bzw. das tiefere Kimmeridgium.

Der tiefer Anteil der Plassen-Formation der Typlokalität repräsentiert eine typische shallowing-upward Folge, an deren Top Tidal Flat Ablagerungen mit Anzeichen von Emerision auftreten. Diesem ersten Progradations-Zyklus über den Kieselsedimenten folgt im tieferen Tithonium eine kurze Meeresspiegeltransgression. Der nachfolgende Zeitpunkt mit einem nochmaligen Auftreten von intertidalen Karbonaten ist ungefähr in das mittlere Tithonium zu stellen. Der höhere Anteil der Plassen-Formation (oberes Tithonium bis tieferes Berriasium) wird schliesslich von einer transgressiven Abfolge gebildet. Die grösste Verbreitung nehmen die Karbonate der offenen und geschlossenen Lagune des Tithonium ein. Riffkalke bzw. Riffschuttkalke des obersten Tithonium (?tiefsten Berriasium) sind nur von ganz untergeordneter Bedeutung. Auf der Basis der synoptisch erstellten Schichtfolge, der mikrofaziellen Charakteristik und der Verbreitung der Fazieszonen ist anzunehmen, dass an der Typlokalität die Sedimentation der Plassen-Formation offensichtlich auf einer isolierten Rampe bzw. Plattform unbekannter lateraler Erstreckung erfolgte. Beginn und Ende der Rampen-/Plattformentwicklung scheinen weitgehend tektonisch gesteuert.

Abstract

The type locality of the Plassen Formation (Kimmeridgian to Berriasian), Mount Plassen west of Hallstatt, was reinvestigated. Based on large-scale areal sampling, more than 200 samples were analysed and, according to aspects of microfacies, micropaleontology and biostratigraphy, combined to a synoptic sedimentary sequence ranging from the Lower Kimmeridgian to the Lower Berriasian. The exposed sequence represents a complete sedimentary cycle encompassing an initial, shallowing-upward platform phase (Kimmeridgian), more or less stable conditions during the Lower/Middle Tithonian and a final drowning (?Upper Tithonian/Berriasian). A transgressive layering (with basal conglomerates) upon Triassic strata with a stratigraphic gap in the Lower/Middle Jurassic as indicated in various previous papers, cannot be confirmed. The lower part of the Plassen Formation overlies basin deposits (cherty limestones, radiolarites including mass-flow deposits) reaching into the Lower Kimmeridgian and representing a typical shallowing-upward sequence topped by tidal flat deposits with signs of emersion in the Tithonian. The first progradational cycle above cherty limestones is followed by a short transgression during the lower Tithonian. With a reappearance of intertidal

limestones, a time of lowest sea-level can be placed approximately in the Middle Tithonian.

The higher parts of the Plassen Formation (upper Tithonian to lower Berriasian) show a transgressive succession. The carbonates of the open and closed lagoon have the largest distribution whereas reefal or reefal-debris limestones (uppermost Tithonian, ?lowermost Berriasian) are of subordinate importance. Based on the synoptical tentative profile, the characteristics of microfacies and the distribution of the facies zones it is assumed that the sedimentation of the Plassen Formation at the type locality obviously took place on an isolated ramp/platform of unknown width. Beginning and ending of the sedimentary evolution was obviously mainly tectonically controlled.

1. Einleitung

Die Geologie des Hallstätter Salzberges bzw. der Hallstätter Zone westlich von Hallstatt ist ein klassisches Untersuchungsgebiet im Zentrum der Nördlichen Kalkalpen (Abb. 1). Derzeit erfolgt eine Neubearbeitung der Gesamtschichtfolge, der Salzlagerstätte, besonders der tauben Nebengesteins-einlagerungen im Haselgebirge sowie der Plassen-Formation im Hangenden. Über erste Ergebnisse wurde bereits kurz berichtet (GAWLICK et al. 2001).

Der folgende Beitrag beschäftigt sich ausschliesslich mit der Plassen-Formation, für die der Plassen die Typlokalität darstellt. Die spezielle Literatur zeigt, dass die letzten Untersuchungen bereits viele Jahrzehnte zurückliegen (z. B. FENNINGER & HÖTZL 1967). Eine moderne Bearbeitung der Seichtwasserkarbonate der Plassen-Formation unter Berücksichtigung von mikrofaziellen, mikropaläontologischen und biostratigraphischen Aspekten fehlt bislang. In zusammenfassenden Übersichtsarbeiten wird daher vielfach zwangsläufig auf Ergebnisse zurückgegriffen, die von anderen, besser untersuchten, Lokalitäten der Plassen-Formation vorliegen (z. B. TOLLMANN 1976, 1985). Nach dem bisherigen Kenntnisstand kann die Typlokalität der Plassen-Formation immer noch als eine der am wenigsten gut untersuchten Lokalitäten des nordalpinen Mesozoikums bezeichnet werden, auch wenn TOLLMANN (1976: 364) diese als “*gut untersucht*” bezeichnet.

Die bereits von PETERS (1855) getroffene Feststellung, dass “*das Studium der oberen Juraschichten in den nordöstlichen Alpen mit der von Jahr zu Jahr erfreulicher fortgeschrittenen Erforschung der älteren Gebilde nicht ganz gleichen Schritt gehalten*” hat, besitzt immer noch Gültigkeit. Die Bedeutung der aufgeführten Informationsdefizite gewinnt insbesondere vor dem Hintergrund an Bedeutung, dass gerade die tektonische Geschichte des Ober-Jura gegenwärtig lebhaft und auch kontrovers diskutiert wird (z. B. SCHWEIGL & NEUBAUER 1997, GAWLICK et al. 1999).

Um die angesprochene Kenntnislücke zu schliessen und um eine solide Arbeitsgrundlage/Datenbasis für weitere Untersuchungen zu liefern, wurde das gesamte Massiv des Plassen in einer ersten Übersichtsbeprobung mit mehr als 200 Dünnschliffen untersucht. Die Punkte der Probenahme sind in Abb. 2 dargestellt. Die Anordnung der Probenahme-

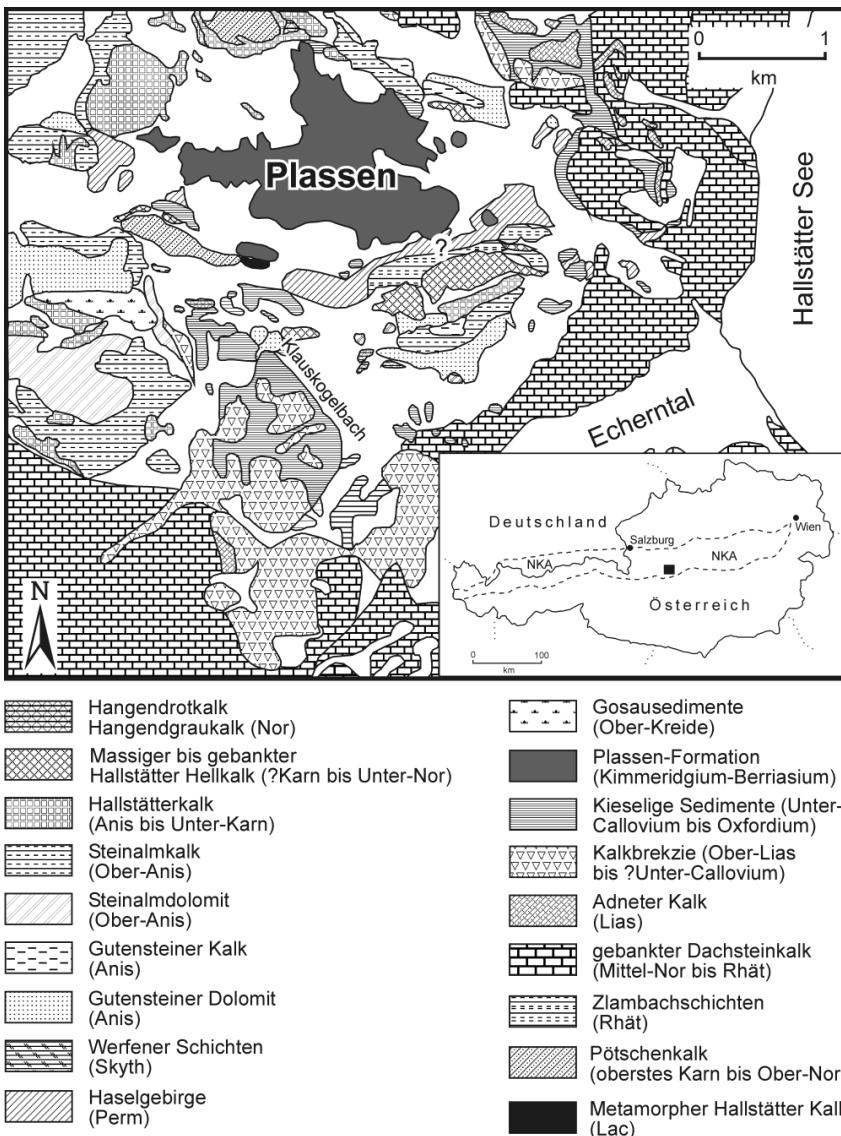


Abb. 1: Geologische Übersichtskarte des Bereiches rund um den Plassen auf der Basis der geologischen Karte ÖK 96 Bad Ischl und MANDL (1998), partiell verändert nach eigenen Aufnahmen und stratigraphischen Neuergebnissen (WEGERER et al. 1999, in Druck, SUZUKI et al. 2001, GAWLICK et al. 2001) und Lage des Plassen (vgl. Abb. 2).

Fig. 1: Geological map of the Plassen area after geological map ÖK 96 Bad Ischl and MANDL (1998), partly modified on the basis of own investigations and new stratigraphic data (WEGERER et al. 1999, in press, SUZUKI et al. 2001, GAWLICK et al. 2001) and position of mount Plassen (see Fig. 2).

punkte ist weitgehend durch die Geländemorphologie mit vielfach steilen Wänden vorgegeben. Alle untersuchten Gesteinsproben stammen ausschliesslich aus dem Anstehenden. Weitere Proben wurden vom Hohe Wasserstollen (Plassen-Ostseite), der im Südosten unter den Plassen verläuft (Abb. 2), genommen. Angelegt zur Sicherung der Wasserversorgung des Hallstätter Salzberges, befinden sich in ihm mehrere Quellfassungen. Geologische Untersuchungen der Plassenkalke wurden bisher im Hohe Wasserstollen nicht durchgeführt.

Das Belegmaterial dieser Untersuchungen ist am Institut für Geologie der Universität Wien und am Institut für Geowissenschaften der Montanuniversität Leoben hinterlegt.

2. Erforschungsgeschichte der “Plassenkalke”

Im folgenden wird in chronologischer Reihenfolge ein Überblick über die Erforschung der nordalpinen Plassenkalke, insbesondere im Bereich der Typokalität, gegeben.

Eine der frühesten Erwähnungen in der Literatur findet sich bei von HAUER (z. B. 1857: 300), der von “dem oberen Jura angehörigen Kalksteine des Plassen” spricht. Im Rahmen der Arbeit über “Die Nerineen des oberen Jura in Österreich” hat PETERS (1855) u. a. Fossilien aus dem “Nerineenkalk, welcher den Plassenberg bei Hallstatt bildet” beschrieben und abgebildet. Aufgrund gut übereinstimmender Megafauna (i. w. Gastropoden) kommt PETERS (1855: 365) zu dem Schluss, dass die Nerineenkalke des Plassen oder “Blossenstein” und Sandling “mit den im nordöstlichen Theile von Niederösterreich, in Mähren und weiter entlang dem Nordrand der Karpaten auftauchenden Jurakalkgebilden (den sog. Klippenkalken) identisch sind”. Von der stratigraphischen Einstufung erwähnt PETERS (S. 366) das Portlandium, “Arten, welche die Kimmeridge-Schichten ausdrücklich bezeichnen würden, sind bisher nicht bekannt”.

In einem Kurzbericht von E. von MOJSISOVICS (1868) “Ueber den Malm des Salzkammergutes” werden die später als Plassenkalke bezeichneten Gesteine noch als Strambergerkalke behandelt und – wie die Oberalmer Schichten auch – der tithonischen Stufe zugeschrieben. In bezug auf den

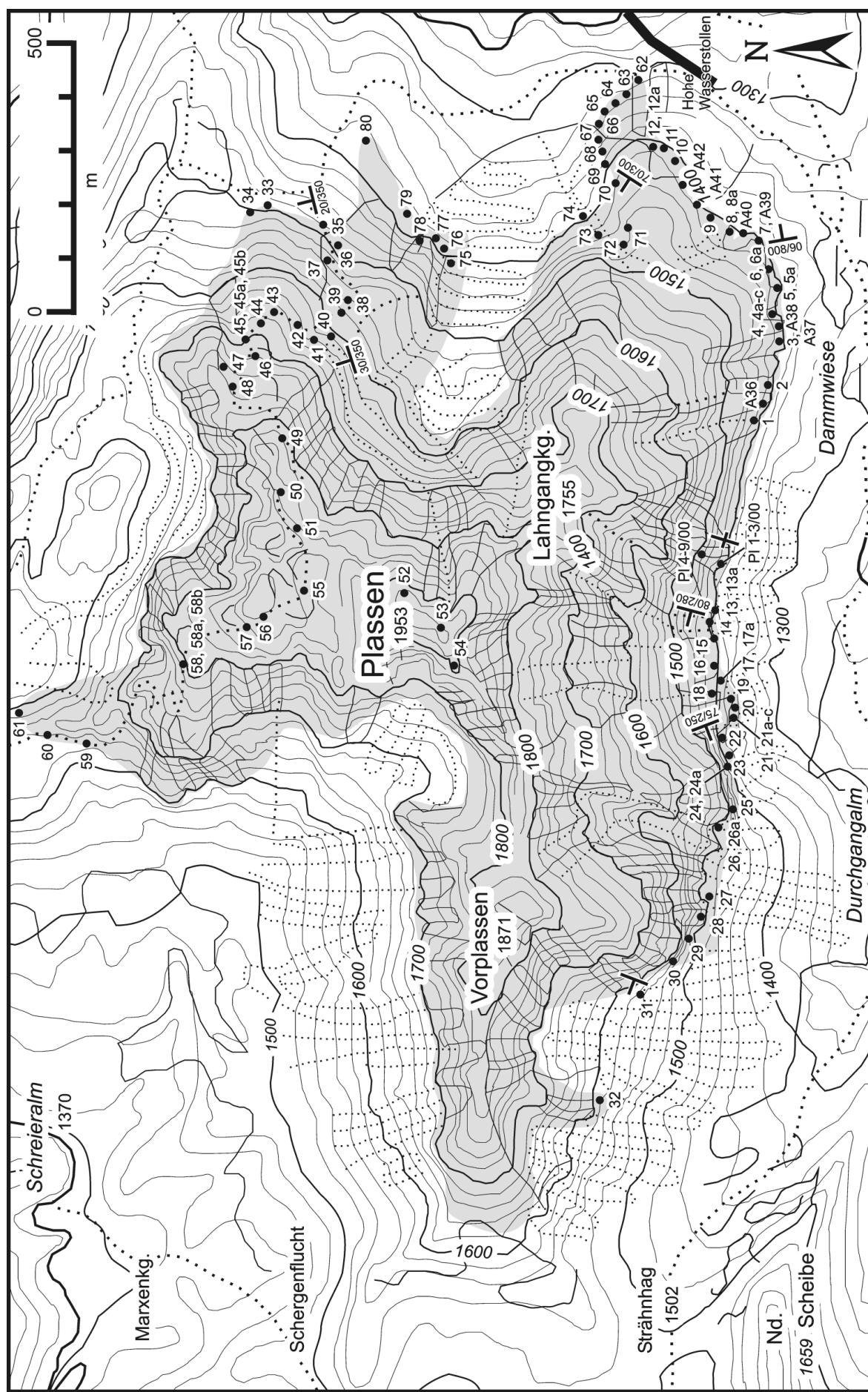


Abb. 2: Topographische Karte des Plassen und Lage der untersuchten Proben.

Fig. 2: Topographic map of Mount Plassen and sample localities.



Abb. 3: Der Plassen von Süden aus gesehen.

Fig. 3: Mount Plassen, view from south.

Hochplassen spricht Mojsisovics (1868: 126) von Stramberger Kalk mit Nerinaceen oder auch Nerinea-Kalk, der dort ein 480-640 m mächtiges Gesteinspaket aufbaut. Die Deutung der Plassenkalke als reine Riffkalke war zu dieser Zeit weit verbreitet und findet sich beispielsweise in der Arbeit von HAUG (1906), wo der komplette Plassen als "*Tithonique coralligène*" aufgefasst wird (vgl. Abb. 12 in SCHÄFFER 1976). Die frühesten ausführlicheren Bearbeitungen der "*Gebirgsgruppe des Plassen und Hallstätter Salzberges im Salzkammergut*" gehen auf E. SPENGLER (1916, 1918, 1924) zurück. Wie in dieser Zeit üblich, erfolgte keine monographische Bearbeitung einzelner Schichtglieder, sondern eine geologische Beschreibung der im Untersuchungsgebiet auftretenden Schichtenfolge u. a. auch in Form eines geologischen Führers durch die "*Salzburger Alpen und das Salzkammergut*". In letzterem (SPENGLER 1924: 108) wird für den aus "Riffkalken" bestehenden Plassengipfel (1953 m A.N.) in Übereinstimmung mit früheren Bearbeitern ein Tithonium-Alter angegeben. Die Mächtigkeiten der Plassenkalke des Plassen gibt SPENGLER mit rund 600 m an.

Nach einer grösseren zeitlichen Bearbeitungslücke erfolgte dann durch TRAUTH (1950) eine zusammenfassende Darstellung über "*Die fazielle Ausbildung und Gliederung des Oberjura in den nördlichen Ostalpen*". In Anknüpfung an frühere Arbeiten schlägt TRAUTH (1950: 207) vor, einen "Plassenkalk s. str." für "alle der Tithon-Stufe zugehörigen Korallenriffkalke unserer Kalkalpen" von einem "Plassenkalk s. l." für "die Gesamtheit der derartigen Riffkalke in unserem ganzen alpinen Malm (Oxford-Tithon)" zu unterscheiden.

Die moderne Erforschung der Plassenkalke mit mikrofaziellen und mikropaläontologischen Methoden begann in den 60er Jahren durch Bearbeiter der Universitäten Graz und Erlangen (FENNINGER, FLÜGEL & HÖTZL 1963, FENNINGER 1967, 1972, FENNINGER & HOLZER 1972, FENNINGER & HÖTZL 1965, 1967, FLÜGEL 1964, FLÜGEL & FENNINGER 1966, HÖTZL 1966). Neben ersten Fossilisten über die in Dünnschliffen auftretenden Kalkalgen und bentonischen Foraminiferen wurde auch das angenommene Alter der Plassenkalke im Vergleich zu dem bisherigen Kenntnisstand auf den Zeitbereich Kimmeridgium

(ggf. auch Oxfordium) bis Tithonium erweitert. Als übergreifendes Grundmuster der Plassenkalkmassive wurde ein mikritischer Liegendanteil ("*Plassenkalk in Schlammfazies*") gefolgt von einem sparitischem Hangendanteil festgestellt (FENNINGER 1967).

Über die Hydrozoenfauna der Typikalität des Plassen berichteten FENNINGER, FLÜGEL & HÖTZL (1963) und FENNINGER & HÖTZL (1965) wobei neben einer umfangreichen Faunenliste insbesondere das Fehlen der für andere Vorkommen (Jaintzen, Röthelstein) so typischen Ellipsactinien und Sphaeractinien hervorgehoben wird.

Hinsichtlich der Faziesausbildung wird Mikrit als "typische Fazies des Vorderen Plassen", der "bis zum Plassengipfel" reicht, beschrieben. Für die Plassenkalke der Typikalität geben FENNINGER & HÖTZL (1965: 50) als Alter Tithonium an. In der grundlegenden Arbeit der klassischen Analyse des nordalpinen Mesozoikums wurde von TOLLMANN (1976) dann der seinerzeitige Forschungsstand zusammengefasst. Als Synonyme für den Plassenkalk führt TOLLMANN (1976) den Sandlingkalk (STUR 1871), den Falkensteinkalk (AMPFERER 1918), den Rofankorallenkalk (KÜHN 1935) sowie den Seekarspitzkalk (TRAUTH 1950) auf. Diese Auflistung zeigt, dass zwar der Name Plassenkalk einerseits schon Anfang des 20. Jahrhunderts fest in die Literatur integriert war, andererseits noch bis in die 50er Jahre neue Schichtnamen eingeführt wurden. An dieser Stelle sei angemerkt, dass sicherlich nicht alle der aufgeführten Synonyme auch tatsächlich mit den autochthonen Plassenkalken identisch sind. Zu denken ist hier beispielweise an den resedimentierten Seekarspitzkalk von TRAUTH (1950) bzw. den resedimentierten Rofankorallenkalk von KÜHN (1935).

Eine weitere wichtige Arbeit über die Plassenkalke wurde von STEIGER & WURM (1980) erstellt. Neben einer ersten Fazieszonierung der ehemaligen Plattformkarbonate wurde auch der Versuch unternommen, die Coenozonen-Gliederung des Ober-Jura vom Apennin auf den nordalpinen Plassenkalk zu übertragen. Der resultierende stratigraphische Gesamtumfang wurde von den Autoren mit Oxfordium bis Tithonium angegeben. Eine wesentliche neue Erkenntnis war dabei, dass selbst bei nicht weit voneinander entfernten Lokalitäten z. T. deutliche Unterschiede in dem Auftreten bzw. Fehlen bestimmter Faziestypen/-zonen sowie verschiedene Alter dafür festzustellen sind.

Eine erneute Diskussion der mittlerweile schon fest in der Literatur etablierten Begriffe Tressensteinkalk, Barmsteinkalk und Plassenkalk wurde von HERRMANN (1990) durchgeführt. HERRMANN vermerkt (1990: 1350) in diesem Zusammenhang, dass die "*Festlegung auf den Plassen bei Hallstatt, den Tressenstein bei Bad Aussee und die Barmsteine bei Hallstatt als loci typici*" zu einer Zeit erfolgte, "da diese Gesteinsvorkommen eher zufällig bei der planmässigen Gelände-aufnahmen entdeckt und beschrieben wurden". Sie werden jedoch "aus stratigraphischen wie auch faziellen Gründen nicht den an eine Typikalität gestellten Ansprüchen gerecht". Als Anmerkung sei darauf hingewiesen, dass die getroffene Aussage wohl für die Barmsteinkalke so nicht gelten kann, da diese bereits in einer grösseren monographischen Arbeit von STEIGER (1981) umfassend bearbeitet worden waren.

1989 beschrieb KRISTAN-TOLLMANN einen neuen Anomuren-

Koprolithen, *Agantaxia biserialis* n. g. n. sp., aus dem tithonen Plassenkalk des Plassen. Die Typikalität wird mit "Plassen, Ostkamm-Nordseite, in 1620 m Höhe (im Oberteil des Plassenstocks)" angegeben. Hinweise zur Begleitfauna und -flora sowie Angaben zur Begründung der Alterseinstufung werden leider nicht gemacht. Aus den Abbildungen geht aber hervor, dass es sich um Mikrifazies des "Plassenkalk in Schlammfazies" sensu FENNINGER & HÖTZL (1967) handelt.

Ab den 90er Jahren sind mit Ausnahme der Arbeit von RASSER & FENNINGER (2002) über Isotopenuntersuchungen keine weiteren Untersuchungen im Bereich der Typikalität der Plassen-Formation durchgeführt worden. Von anderen Lokalitäten, die in diesem Zeitraum untersucht wurden, sind i. w. die Vorkommen im Raum Lofer (DARGA & SCHLAGINTWEIT 1991, DYK 1992, SCHLAGINTWEIT & EBLI 1999b) und der Trisselwand (SCHLAGINTWEIT & EBLI 1999a) zu nennen.

3. Geologischer Rahmen

Der Plassen liegt im Bereich der Hallstätter Zone westlich von Hallstatt und überlagert mit seinen Ober-Jura-Karbonaten im Süden das Haselgebirge, metamorphe Hallstätter Kalke und kieselige Sedimente (Abb. 1). Diese kieseligen Sedimente wurden bisher als Allgäuschichten angesprochen (SCHÄFFER 1971, 1976, 1982, MANDL 1998), konnten aber durch neue Untersuchungen entweder den Strubbergschichten (Callovium bis Oxfordium; WEGERER et al. 1999, SUZUKI et al. 2001, WEGERER et al., 2001) oder der basalen Sillenkopf-Formation (Oxfordium/Kimmeridgium-Grenzbereich bzw. tiefstes Kimmeridgium; WEGERER et al. in Druck) zugeordnet werden. In der Sillenkopf-Formation treten hier umgelagerte metamorphe Hallstätter Kalke und Haselgebirge auf (GAWLIK et al. 2001, WEGERER et al. in Druck; vgl. dazu MISSONI et al. 2001). Nach Norden ist der Plassen durch Störungen gegen lagunäre Dachsteinkalke, verschiedenartige Hallstätter Gesteine und Radiolarite abgesetzt (vgl. dazu WAGREICH & DECKER 2001).

Geologische Karten des Plassen und seiner Umgebung finden sich u. a. bei SPENGLER (1918), SCHÄFFER (1982) und MANDL (1998). Dabei stellt die Karte von SPENGLER (1918) die Grundlage für alle jüngeren Karten dar. Eine Neukartierung des Gebietes rund um den Plassen wurde von SCHÄFFER (1971) durchgeführt, welche die Basis der geologischen Karten ÖK 96 Bad Ischl und der Übersichtskarte von MANDL (1998) darstellt. In der Karte von SPENGLER (1918) sind im Bereich des Plassen keine Störungen verzeichnet. In späteren Karten sind eine Reihe von NNE-SSW verlaufenden Störungen eingetragen. Anhand der Geländebelege und unserer Schliffauswertung ist eine weitere bedeutende, NW-SE verlaufende Störung festzustellen. Diese durchzieht das Plassenmassiv von SE, durch den Hangschuttbereich nördlich des Lahnkogels in Richtung auf den Gipfel verlaufend. Anhand des beidseitig davon festzustellenden Versatzes der Fazieszonen, und zwar des nördlichen Teiles in nordwestliche Richtung, ist diese als sinistrale Blattverschiebung anzusprechen. Anhand der Faziesabfolge bzw. Mikrofaziesauswertung lässt sich ein weiterer Bereich, der beidseitig von Störungen begrenzt ist, nördlich der Durchgangalm aus-

scheiden. Hier grenzt im Streichen die obere Hangfazies des Kimmeridgiums (Probe PL 27, vgl. Abb. 2) an lagunäre Wackestones des oberen Tithonums (Probe PL 28).

Südöstlich des Plassen konnten kieselige Sedimente (laminierte Kieselkalke und Radiolarite), die bisher als liassische Allgäuschichten kartiert wurden (SCHÄFFER 1971, MANDL 1998), mit Hilfe von Radiolarienfaunen biostratigraphisch in das Mittel-Oxfordium bis Ober-Oxfordium bzw. Unter-Kimmeridgium und damit als basale Sillenkopf-Formation sensu MISSONI et al. (2001) eingestuft werden (WEGERER et al. in Druck). Diese Kieselsedimente (Kieselkalke und Radiolarite) treten stratigraphisch im Hangenden der Strubbergschichten (Callovium bis Unter-Oxfordium – WEGERER et al. 1999, SUZUKI et al. 2001) auf, welche im Bereich des Plassen die Matrix der Hallstätter Gesteine bilden. Sie unterlagern das Haselgebirge, das seinerseits von den oberjurassischen Flachwasserkarbonaten des Plassen (Unter-Kimmeridgium bis Unter-Berriasium) überlagert wird.

Bei den Kieselsedimenten des Mittel-Oxfordium bis Ober-Oxfordium bzw. Unter-Kimmeridgium handelt es sich um im 5-10 cm Bereich gebankte, meist feinlaminierte, rötlich-graue Radiolarien-Kieselkalke bis Radiolarite mit meist ebenflächigen Schichtflächen. Mikrofaziell handelt es sich um Radiolarien-Wackestones bis -Packstones, die praktisch frei sind von Begleifauna. Auf Grund der Mikro- und Lithofazies sowie der stratigraphischen Einstufung entsprechen diese Kieselsedimente dem höchsten Anteil des Roten Radiolarites im Sinne von DIERSCHE (1980) bzw. der basalen Sillenkopf-Formation im Sinne von MISSONI et al. (2001), da diese im Hangenden in laminierte, dunkelgraue Kieselkalke bis Radiolarite übergehen.

Aus der Radiolarienfauna dieser Kieselsedimente südöstlich des Plassen lassen sich die U.A.-Zonen 9 oder 10 nach BAUMGARTNER et al. (1995) (U.A.-Zone 9: Mittel-Oxfordium bis Ober-Oxfordium; U.A.-Zone 10: Ober-Oxfordium bis Unter-Kimmeridgium) als Alter nachweisen, wobei höchstes Oxfordium bzw. tiefstes Kimmeridgium als Alter am wahrscheinlichsten ist (Diskussion in WEGERER et al. in Druck).

4. Mikrofazies, Fazieszonen und sedimentäre Entwicklung

Die Ergebnisse zur Mikrofazies und der allgemeinen Faziesentwicklung werden im folgenden übersichtsmässig dargestellt (Abb. 4). Eine detaillierte Ausarbeitung, u. a. auch mit einem systematischen Teil zur Mikropaläontologie, ist in einer gesonderten Abhandlung vorgesehen.

Auf der Basis einer flächig durchgeführten Beprobung des tektonisch stark durchbewegten Plassen wurden mehr als 200 Dünnenschliffe anhand von mikrofaziellen Merkmalen und stratigraphischen Daten zu einer synoptischen Abfolge, die vom tieferen Kimmeridgium bis in das tiefere Berriasium reicht, kombiniert (Abb. 2 - Probenkarte).

Folgende Faziesbereiche/-räume lassen sich vom Liegenden zum Hangenden in einem idealisierten Profilschnitt vom Südosten nach Nordwesten (Gipfelbereich) aufgrund der Mikrofazies und der Biogene unterscheiden:

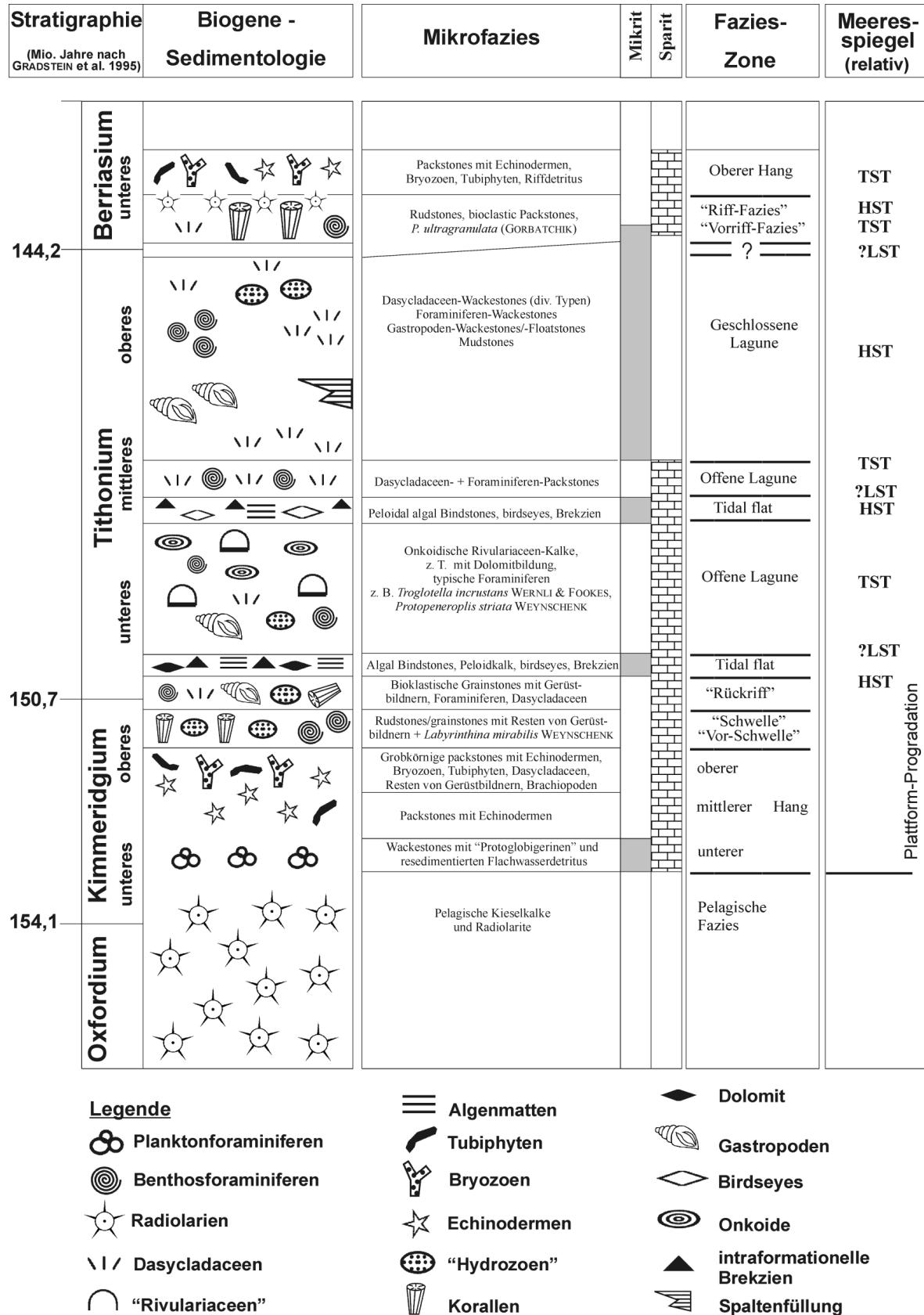


Abb. 4: Synoptische Darstellung der sedimentären und stratigraphischen Entwicklung vom Kimmeridgium bis zum tieferen Berriasium im Bereich des Plassen.

Fig. 4: Synoptical tentative compilation of the sedimentary and stratigraphic sequence of Mount Plassen (Kimmeridgian to Lower Berriasian).

- 4.1) Hangfazies (unteres/oberes Kimmeridgium)
- 4.2) Plattformrand- und “Rückriff”-Fazies (oberes Kimmeridgium/unteres Tithonium)
- 4.3) Tidal Flat 1 (unteres Tithonium)
- 4.4) Offene Lagune (unteres Tithonium, ? mittleres Tithonium)
- 4.5) Tidal Flat 2 (mittleres Tithonium)
- 4.6) Offene Lagune (mittleres?-oberes Tithonium)
- 4.7) Geschlossene Lagune (oberes Tithonium, ? tieferes Berriasium)
- 4.8) “Riff”-Fazies bzw. Riffschutt-Fazies (evtl. noch oberstes Tithonium bis unteres Berriasium)
- 4.9) Hangfazies (oberer Hang im Bereich des Plassen-gipfels, unteres Berriasium)

Zusätzliche Proben, die die Faziesbereiche 4.2) und 4.3) erfassen, wurden aus dem am Südostfuß des Plassen liegenden Hohe Wasserstollen zur Auswertung mit herangezogen. Eine detaillierte Darstellung des im Hohe Wasserstollen angeschnittenen Profiles erfolgt in einer gesonderten Veröffentlichung.

4.1. Hangfazies (Taf. 1, Abb. 1-3) und

4.2. Plattformrand- und “Rückriff”-Fazies (Taf. 1, Abb. 4-7)

Das Einsetzen der Seichtwasserkarbonat-Entwicklung (Initialstadium) stellt sich anhand der im Südosten des Plassen aufgeschlossenen Gesteinsfolge folgendermassen dar (Tabelle 1).

Die untersuchten Proben zeigen eine typische shallowing-upward Folge mit einer Faziesentwicklung der Sedimente vom **unteren Hang** über den mittleren und oberen Hang bis in den Bereich der **inneren Karbonatplattformfazies** der

Plassen-Formation.

In Sedimenten des unteren Hanges treten ausser den “Juratoglobigerinen” bereits erste resedimentierte Flachwasserorganismen, wie *Protopeneroplis striata* WEYNSCHENK 1950 und *Carpathiella* sp. auf. Lithologisch handelt es sich dabei um rötliche Kalke, die mikrofaziell feinkörnige Packstones bis Wackestones mit Echinodermenresten darstellen (Taf. 1, Abb. 1). Sedimentproben, die dem mittleren Hang zugeordnet werden, bestehen ebenfalls aus (etwas gröberkörnigen) Packstones. Sie sind reich an Echinodermenresten sowie “*Tubiphytes*” *morroneensis* CRESCENTI 1969 und Foraminiferen der Gattung *Lenticulina* (Taf. 1, Abb. 2). In Sedimenten des oberen Hanges treten dann resedimentierte Flachwasserorganismen wie z. B. die Foraminifere *Labyrinthina mirabilis* WEYNSCHENK 1951 und Dasycladaceenreste, zusammen mit Bryozoen und Tubiphyten häufiger auf (Taf. 1, Abb. 3). Mit dem Auftreten von *Labyrinthina mirabilis* WEYNSCHENK 1951 und in den höheren Anteilen selten auch *Clypeina sulcata* (ALTH 1882) sind die Ablagerungen des proximalen Talus in das Ober-Kimmeridgium zu stellen. Für die Ablagerungen des mittleren und ?unteren Hanges ist ein etwas höheres Alter (Unter-Kimmeridgium) anzusetzen. Diese Folgerung steht in Einklang mit den Untersuchungsergebnissen für die Kiesel-sedimente im Liegenden der Plassen-Formation, die ein Ober-Oxfordium bis Unter-Kimmeridgium-Alter aufweisen. Die höherenergetischen initialen Schwellenbereiche mit den “Labyrinthinen-Kalken”, die von mehreren Vorkommen der Plassen-Formation bekannt sind (z. B. Untersberg, Gerhardstein, Krahstein), fungierten z. T. auch als Liefergebiete für klastische Schüttungen in die umgebenden Radiolaritbecken (MISSONI et al. 2001). In den dort auftretenden Brekzien findet sich ebenfalls die typische Foraminiferenvergesellschaftung von *L. mirabilis* und *P. striata*. Die Ablagerungen des (oberen) Kimmeridgium scheinen nach den vorliegenden Untersuchungsergebnissen aufgrund der morphologisch bedingten grösseren Ausstrichbreite ein Verbreitungsmaximum im Südosten des Plassen-Massivs zu besitzen. Vereinzelt treten jedoch gleich-

Mikrofazies	Probe (Beispiel)	Fazies- zone (FZ)	Faziesinterpretation (Fazieszone, WILSON 1975)	Alter
Grainstones mit Trocholinen, <i>Salpingoporella</i> gr. <i>pygmaea</i> (GUEMBEL 1891) <i>P. striata</i> WEYNSCHENK 1950, „Rivulariaceen“, Korallen-/“Hydrozoen“-Resten, gelegentlich auch „ <i>Kilianina</i> “ <i>rahonensis</i> FOURY & VINCENT 1967	PL 12	4.2	„Rückriff“-Fazies (FZ 5)	Oberstes Kimmeridgium, ggf. tieferes Tithonium
Grainstones mit <i>Labyrinthina mirabilis</i> WEYNSCHENK 1951, <i>Protopeneroplis striata</i> WEYNSCHENK 1950, Korallen-/Hydrozoenresten, Lituoliden, Foraminiferen	PL 9		Plattformrand „Schwellen-Fazies“ (FZ 5)	Ober- Kimmeridgium
Rudstones mit Hydrozoen, <i>Labyrinthina mirabilis</i> WEYNSCHENK 1951	A 41		„Vorschwellen-Fazies“ (FZ 5 oder 4)	
Packstones mit <i>Labyrinthina mirabilis</i> WENSCHENK 1951, „ <i>Tubiphytes</i> “ <i>morroneensis</i> CRESCENTI 1969, <i>Mercierella</i> ? <i>dacica</i> DRAGASTAN 1966	PL 6 A 39	4.1	Oberer Hang (FZ 4)	Unter- oder Ober- Kimmeridgium
Packstones mit Echinodermen, „ <i>Tubiphytes</i> “ <i>morroneensis</i> CRESCENTI 1969, Lenticulinen	PL 5		Mittlerer, ?Tieferer Hang (FZ 4)	
Wackestones, feinkörnige Packstones mit Echinodermen, „Protoglobigerinen“ (rötliche Kalke), gelegentlich <i>Protopeneroplis striata</i> WEYNSCHENK 1950, <i>Carpathiella</i> sp.	PL 4, 4a		Unterer?, mittlerer Hang (FZ 4 oder 3)	Unter- Kimmeridgium

Tab. 1: Initialstadium der Plassen-Formation im Kimmeridgium.

Tab. 1: Initial stage of the Plassen Formation in the Kimmeridgian.

artige Gesteine auch in einem beidseitig von Störungen begrenzten Bereich am Südfuss des Vorplassen auf (Probe PL 27). Die Sedimente des Tithonium haben am Plassen die grösste Verbreitung, was allein schon auf Grund der Tatsache zu erklären ist, dass das Tithonium eine etwa fünfmal so lange Zeitspanne wie das Ober-Kimmeridgium umfasst. Die Beobachtung, dass die dem Ober-Kimmeridgium zuzuordnenden Labyrinthinen-führenden Kalke jeweils im Südteil der jeweiligen Vorkommen auftreten ist übereinstimmend auch im Bereich Lofer, am Untersberg (DYA 1992: Lokalität Hirschangerkopf, Abb. 1, Profil 1) und vom Krahstein-Rötelstein (STEIGER & WURM 1980) festzustellen. Vom Plassen war das Vorkommen von Labyrinthinen-Kalken, wie die Arbeit von FENNINGER & HÖTZL (1967) zeigt, noch nicht bekannt. Gesteinstypen mit gehäuften Exemplaren von *L. mirabilis* WEYNSCHEK 1951, die sich profilmässig im Hangenden anschliessen und als Rudstones vorliegen, werden von uns als Ablagerungen der "Vorschwellen"-Fazies interpretiert (Taf. 1, Abb. 4). Auch wenn in höheren Profilabschnitten Gerüstbildner auftreten, wird hier der Begriff der "Vorriiff-Fazies" nicht verwendet, da typische Riffkalke in unseren Proben nicht angetroffen wurden. Die Labyrinthinen-Rudstones gehen im Hangenden direkt in vollständig ausgewaschene und relativ gut sortierte Labyrinthinen-Grainstones über (Taf. 1, Abb. 5). Diese "high energy deposits" repräsentieren den Typus der an Plattformrändern auftretenden "carbonate shoals". Als Begleifauna der Labyrinthinen treten typischerweise *Protopeneroplis striata* WEYNSCHEK 1950 und lituolide Foraminiferen hinzu, auch finden sich Reste von Korallen und "Hydrozoen" (z. B. *Cladocoropsis mirabilis* FELIX 1907). Dasycladaceen treten in diesem Faziestyp sehr selten und nur in kleineren Bruchstücken auf.

Bei den Ablagerungen des "back-reef"- oder rückwärtigen Schwellenbereiches handelt es sich um mässig sortierte bioklastische Grain- bis Packstones (auch Rudstones) in denen zwar grundsätzlich dieselben Faunenelemente wie im eigentlichen Schwellenbereich auftreten, jedoch in deutlich geringeren Häufigkeiten und vergesellschaftet mit Kalkalgen (Dasycladaceen, "Rivulariaceen") (Taf. 1, Abb. 6-7). Als typische Dasycladaceen dieses Faziesbereiches sind *Salpingoporella* gr. *pygmaea* (GÜMBEL 1891), *Salpingoporella annulata* CAROZZI 1953 (Taf. 4, Abb. 1) und *Clypeina sulcata* (ALTH 1882) (Taf. 4, Abb. 4) zu nennen. Häufig anzutreffen in dieser Fazieszone sind Nerineen (Taf. 1, Abb. 7). Neben den Nerineen bilden "Hydrozoen"- und Korallenreste die grössten Komponenten in diesem Faziesbereich. Auch Serpulidenröhren wie *Carpathiella plassenensis* SCHLAGINTWEIT & GAWLICK 2002 treten in diesem Faziesbereich auf. Eine typische Vergesellschaftung im Übergangsbereich zu der hangenden Tidal Flat Fazies 1 (Kap. 4.3.) bilden die Foraminiferen "*Kilianina*" *rahonensis* FOURY & VINCENT 1967 (Taf. 4, Abb. 16) und *Kurnubia palastiniensis* HENSON 1948, hinzu kommt *Trocholina alpina* (LEUPOLD & BIGLER 1935) und *Mohlerina basiliensis* (MOHLER 1938). Diese Ablagerungen eines rückwärtigen, höherenergetischen Schwellenbereiches finden sich in einem Streifen im Bereich des südöstlichen Plassenmassivs (z. B. Probe PL 12), im östlichen Teil (PL 75, PL 35) und auch ganz im Norden (PL 60). Dort grenzen die Ablagerungen des rückwärtigen Schwellenbereichs tektonisch an pelagische Hallstätter Triaskalke; das Fehlen der

eigentlichen Schwellen- und auch der liegenden Hangfazies des Kimmeridgium hat hier vermutlich eine tektonische Ursache. Vom Ostteil des Plassen-Massivs berichteten FENNINGER & HOLZER (1967) über das Vorkommen von *Kilianina* sp. (vermutlich "*Kilianina*" *rahonensis* FOURY & VINCENT 1967) an verschiedenen Stellen, was auch durch unsere Untersuchungen bestätigt wird.

Im Übergangsbereich zu der überlagernden Tidal Flat Fazies (Kap. 4.3.) nimmt der Mikritanteil zu und es treten auch eingeschwemmte Komponenten (z. B. Onkoide) mit gesprossenen Dolomitrhomboidern auf. Mit dem Übergang der "back-reef" Ablagerungen in die Tidal Flat Fazies 1 erfolgt der Wechsel von einem "wave dominated" zu einem "tide dominated" Regime (z. B. GALLOWAY 1975).

4.3. Tidal Flat 1 (Taf. 1, Abb. 8, Taf. 2, Abb. 1)

Bei den Proben, die wir dem Ablagerungsraum des Tidal Flat 1 zugeordnet haben, handelt es sich typischerweise um algal Bindstones, peloidische Packstones, z. T. onkoidisch ausgebildete Mudstones (mit Ostracoden) und intraformationelle Brekzien.

Die algal Bindstones treten im Übergangsbereich der "back-reef"-Fazies zur Tidal Flat Fazies auf und bestehen aus Verwachsungen von *Lithocodium aggregatum* ELLIOTT 1956, *Bacinella irregularis* RADOVIC 1959, *Thaumatoporaella parvovesiculifera* (RAINERI 1922) sowie *Rivularia lissaviensis* (BORNEMANN 1887) (Taf. 1, Abb. 8). Diese *Bacinella*-Bindstones wurden auch von der Plassen-Formation des Untersberges (DYA 1992) und vom Krahstein (STEIGER & WURM 1980) beschrieben. Nach HILLGÄRTNER et al. (2001: 127 ff.) erfolgt die aktive organische Sedimentstabilisierung (trapping, binding) und die Bildung subtidaler Hartgründe durch filamentöse-mikrobielle *Bacinella*-Matten bevorzugt in Ablagerungsbereichen, die sich durch eine Hydrodynamik auszeichnen, die einerseits stark genug ist, um Feinstkornanteile auszuwaschen, andererseits aber nicht zu stark ist, um Komponenten im Sandbereich zu entfernen.

Besonders typisch und häufig sind laminierte Kalke, wobei sich die Lamination im Dünnschliff durch eine unregelmässige Wechselfolge von Mudstones und feinpeloidischen Packstones herausbildet. In diesem MF-Typ finden sich immer wieder Anomurenkoprolithen, die anhand der vorliegenden Längsschnitte nur eine fragliche Bestimmung als *Favreina* sp. gestatten, sowie Ostrakoden.

Ein weiteres Charakteristikum ist das gehäufte Auftreten von idiomorphen, oftmals zonar gebauten, Dolomitrhomboidern, vorrangig in Mudstones (Taf. 2, Abb. 1, vgl. auch FENNINGER & HOLZER 1972: Taf. 2, Abb. 1-6). In der Fachliteratur gibt es unzählige Beispiele für Dolomitbildung in fossilen Tidal Flat Ablagerungen, wobei die syn- bis frühgenetische Bildung als mikrobiell oder durch Hypersalinität induziert interpretiert wird (z. B. QUING et al. 2001: Unterer Jura von Gibraltar/Spanien; HARTIG & BENISON 2000: Silur der USA; RAMEIL 2001: Tithonium des schweizerisch-französischen Jura; TISLIJAR & VELIC 1991: Unter-Kreide der Dinariden; WELCH & ASQUITH 2001: Unter-Kreide von Texas). In bezug auf die Mikrofazies werden, in Übereinstimmung mit der Plassen-Formation der Typlokalität, diese aufgeführten Beispiele aus

Mudstones (“tidal mud flats”) beschrieben. In der unterkretazischen Edwards Formation von Texas wird z. B. die Dolomitbildung matrix-selektiv durch den Ersatz von Mikrit gedeutet (“replaced the micrite in unfossiliferous mudstones (tidal flats)”, WELCH & ASQUITH 2001). Wie bereits ausgeführt, sind auch am Plassen die Dolomitkristalle in den Mudstone-Lagen konzentriert und die reliktischen “Geisterstrukturen” der ursprünglichen mikritischen Matrix sprechen für eine Dolomitbildung durch Ersatz (replacement dolomites). Aus dem unteren Jura von Gibraltar/Iberische Halbinsel werden frühdiagenetische Dolomite aus Tidal Flat Ablagerungen beschrieben, deren Bildung nach einer Phase fallenden Meeresspiegels und bei Tiefstand stattfand (BOSENCE et al. 2000), was weitere Analogien zum Plassen erlaubt. Da die Dolomite auch in biogen gebildeten Komponenten (z. B. Onkoiden) gesprosst sind, gehen FENNINGER & HOLZER (1972: 65) von einer postsedimentären Genese aus. Für die Sprossung in den Onkoidkrusten ist aber eher eine frühdiagenetische, mikrobiell induzierte Bildung anzunehmen. Die Dolomitbildung dürfte an den Zeitraum der Ablagerung der mud-flats gebunden gewesen sein, da in der kompletten, am Plassen aufgeschlossenen, Schichtfolge keine weiteren Faziesbereiche mit autochthonen Dolomiten gefunden wurden; auch in den Mudstones der internen Lagune (Kap. 4.7.) fehlt Dolomit. Die Bildung der mud flats dürfte durch eine Abschirmung vom offenen Meer durch die Schwellen- oder shoal-Fazies begünstigt gewesen sein.

4.4. Offene Lagune 1 (Taf. 2, Abb. 2)

Bei den Proben, die dem Ablagerungsbereich der offenen Lagune zugeordnet werden, handelt es sich ausschliesslich um biosparitische Kalke, die durch das Vorherrschen von “Rivulariaceen” (siphonale Grünalgen - Cyanophyceen) charakterisiert sind (Taf. 2, Abb. 2). Diese Gesteine besitzen vor allem im östlichen Bereich des Plassen eine weite Verbreitung. Als “Rivulariaceen” werden hier Vertreter der früher als “Porostromata” zusammengefassten Formen, die nach neuester Systematik zu den Rivulariaceae, Bryopsidophyceae und Pseudoudoteaceae gestellt werden (DRAGASTAN et al. 1997), bezeichnet.

In den Biospariten der offenen Lagune konnten folgende Arten festgestellt werden

- *Garwoodia simplex* DRAGASTAN 1989
- *Garwoodia maxima* DRAGASTAN 1989
- *Garwoodia toomeyi* DRAGASTAN 1989
- *Hedstroemia klausii* DRAGASTAN 1989
- *Rivularia piae* (FROLLO 1938) (z. B. PL 73)
- *Rivularia carpathica* DRAGASTAN 1985 (PL 63d)
- *Rivularia kurdistanensis* (ELLIOTT 1956) DRAGASTAN 1985
- *Rivularia lissaviensis* (BORNEMANN 1887)
- *Rivularia theodori* DRAGASTAN 1985
- *Pseudoudotea* sp. 1
- *Pseudochaetetes champagnensis* PETERHANS 1929
- *Felixporidium alpidicum* DRAGASTAN 1999

Mit Ausnahme von *Felixporidium alpidicum* und *Rivularia lissaviensis* werden alle aufgeführten Arten hier erstmalig aus den Nördlichen Kalkalpen bekannt gemacht. Nach Literaturangaben sollen einige der Arten typische Formen des Tithonium, die anderen Taxa Durchläufer mit einer relativ langen stratigraphischen Verbreitung darstellen.

Vom Plassen wurde von FENNINGER & HÖTZL (1967) *Cayeuxia austriaca* als neue Art aufgestellt; diese wurde in der Arbeit von DRAGASTAN (1985) neben einer Vielzahl weiterer *Cayeuxia*-“Arten” (die sich nur durch die Filamentdurchmesser und/oder Verzweigungswinkel unterscheiden) in die Synonymie von *Rivularia lissaviensis* (BORNEMANN 1887) gestellt. Äquivalente Mikrofaziestypen (sparitische “Rivulariaceen”-Kalke) kommen auch in der Lagunenfazies der triadischen Plattformkarbonate der Ostalpen, beispielsweise dem Wettersteinkalk vor (z. B. LOBITZER et al. 1990: 155, Fig. 6-7).

Identische sparitische “Rivulariaceen”-Kalke treten nach eigenen Beobachtungen auch in der Plassen-Formation des Rötelstein/Steirisches Salzkammergut auf. Inwieweit diese mit den Bildungen am Plassen zeitlich parallelisiert werden können, müssen weitere Untersuchungen zeigen. Rivulariaceen können auch in den geschlossenen Lagunenbereichen am Plassen vorkommen, doch nicht in gesteinbildenden Mengen und allem Anschein nach auch mit anderen “Arten”. Wie die Dasycladaceen zeigen die “Rivulariaceen” eine ausgeprägte Faziesabhängigkeit, wobei die aufgeführten Arten flachmarine back-“reef”- und offene Lagunenbereiche mit guter Wasserbewegung bevorzugen (DRAGASTAN 1999, MANCINELLI & FERRANDES 2001).

Oft sind die “Rivulariaceen”-Kalke onkoidisch ausgebildet, wobei sie in den untersuchten Proben Größen von bis zu 1 cm erreichen können. Sie wurden bereits von FENNINGER (1967: Abb. 7) vom Plassen beschrieben und abgebildet. Gelegentlich ist auch Dolomitneubildung (in Onkoiden, Klasten) festzustellen, wobei die idiomorphen Dolomit-rhomboeder Größen bis zu 0,32 mm erreichen (z. B. Probe PL 72b). Die Dolomitbildung ist jedoch im Vergleich zu der Tidal Flat Fazies 1 des Unter-Tithoniums (Kap. 4.3.) nur von untergeordneter Bedeutung. Die dolomitführenden Klasten dürften vermutlich aus einem Tidal Flat Faziesbereich eingeschwemmt worden sein. Es ist ferner anzunehmen, dass die onkoidisch ausgebildeten “Rivulariaceen”-Kalke dem von SPENGLER (1918) erwähnten wesentlichen Charakteristikum der “häufig zu beobachtende(n) feinkörnige(n) Konglomerat-Struktur” entsprechen. Ein typischer Mikroinkrustierer bzw. endolithischer Bohrer in diesem Mikrofaziestyp ist die Foraminifere *Troglotella incrassans* WERNLI & FOOKES 1992. Die Art tritt in den onkoidischen Kalken überwiegend alleine, d. h. nicht in Form der von SCHMID & LEINFELDER (1996) bekannt gemachten charakteristischen Assoziation mit *Lithocodium aggregatum* ELLIOTT 1956 auf. Unter den Dasycladaceen finden sich mit *Clypeina sulcata* (ALTH 1882), *Salpingoporella annulata* CAROZZI 1953 und *Campbelliella striata* (CAROZZI 1954) dieselben Arten wie in der etwas jüngeren offenen Lagunenfazies (Kap. 4.6.), jedoch in geringerer Häufigkeit und nicht in monospezifischen Massenanhäufungen.

Es kann nicht ausgeschlossen werden, dass innerhalb des relativ breiten Streifens mit Ablagerungen der offenen Lagune (z. B. östlich des Lahngangkogels) noch weitere

Tidal Flat Fazies	Unter-Tithonium Tidal Flat 1	Mittel-Tithonium Tidal Flat 2
Mikrofazies	- Dolomitbildung in mudstones sehr häufig - birdseye-Kalke nur untergeordnet, dominierender MF-Typ: Mudstones mit mikropeloidischen Lagen	- Nicht beobachtet in den untersuchten Proben - dominierender MF-Typ: Birdseye-Kalke
Dasycladaceen	<i>Clypeina sulcata</i> (ALTH 1882), <i>Clypeina</i> aff. <i>parasolkani</i> FARINACCI & RADOICIC 1991, <i>Salpingoporella annulata</i> CAROZZI 1953	<i>Clypeina parasolkani</i> FARINACCI & RADOICIC 1991, <i>Clypeina sulcata</i> (ALTH 1882)
Benthosforaminiferen	„Kilianina“ <i>rahonensis</i> FOURY & VINCENT 1967 <i>Kurnubia palastiniensis</i> HENSON 1948	Keine typische Vergesellschaftung
Hangendes	Onkoidische „Rivulariaceen“-Biosparite	Packstones mit <i>Campbelliella striata</i> (CAROZZI 1954) bzw. <i>Clypeina sulcata</i> (ALTH 1882)

Tab. 2: Möglichkeiten zur Unterscheidung der Tidal Flat Fazies 1 und 2 des Unter- bzw. Mittel-Tithonium.

Tab. 2: Possible differences in the tidal flat sediments 1 and 2 of the Lower resp. Middle Tithonian.

kleinräumige Zyklen, z. B. mit mehrmaligen Verflachungsfolgen mit Tidal Flat Ablagerungen, vorhanden sind. Hierauf lassen erste Probenauswertungen vom im Hohe Wasserstollen (vgl. Abb. 1) aufgeschlossenen Profil schliessen.

4.5. Tidal Flat 2 (Taf. 2, Abb. 3-6)

Bei den Proben, die dem Ablagerungsraum einer Tidal Flat Fazies zugeordnet werden, handelt es sich um Bildungen, die auf sehr seichtes Wasser (intertidal/supratidal-Bereich) hinweisen. Algal bindstones treten offensichtlich bevorzugt im Übergangsbereich zur offenen Lagune, mit bacinelloiden Gefügen und *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINERI 1922) (vgl. Taf. 1, Abb. 8) auf. Diese tritt in diesen Kalken in Form von sogenannten *Thaumatoporella*-Leitern oder -Hängbrücken (bridges) auf (z. B. FLÜGEL 1972, LEINFELDER et al. 1993). Die oberjurassischen Verwachsungen von *Lithocodium/Bacinella* mit *Thaumatoporella* sind von der Ausbildung her direkt zu vergleichen mit denen, die von SCHÄFER & SENOWBARI-DARYAN (1983: 130 ff.) aus den obertriassischen Pantokratorkalken von Hydra/Griechenland beschrieben werden und dort zusammen mit Dasycladaceen-Kalken, Algenknollen-Loferiten und Onkolithen vorkommen. Darüberhinaus zeigt dieser MF-Typ im Dünnenschliff oftmals eine Lamination und ein überwiegend mikritisches Krümelgefüge (clotted pattern) sowie auch Hohlraumgefüge. Ein vom mikrofaziellen Erscheinungsbild her grundsätzlich vergleichbarer Faziestyp wird von SCHOTT (1983) als „MFB 2: Algenmikrit mit Hohlraumgefügen“ aus oberhärtischen Bankkalken des bayerischen Synklinoriums beschrieben und einem Ablagerungsmilieu von stark abgeschnürten Buchten bzw. Gezeitentümpeln des intertidalen Bereiches zugeordnet. Dieser Quervergleich ist insbesondere auch deshalb zu ziehen, da in diesem MF-Typ in der Regel Mikrofossilien, die ihn dem Ober-Jura eindeutig zuordnen, fehlen. Am weitesten verbreitet finden sich Kalke mit Hohlraumgefügen (vugs oder birdseyes), die überwiegend peloidisch ausgebildet sein können (peloidal Packstones, Taf. 2, Abb. 5) oder auch Wackestones bilden (Taf. 2, Abb. 6). In dem Wackestone-Typus findet sich in den sparitisch zementierten Hohlraumgefügen auch feinkörniges Internsediment an der Basis (vadoser Silt, DUNHAM 1963). Auch treten unregelmässig länglich geformte sparitische Bildungen auf, die als

eingefangene Gasblasen interpretiert werden (*air bubbles trapped within the sediment*, DUNHAM 1970) (Taf. 2, Abb. 6). Aufgrund der primären Porosität in der peloidisch ausgebildeten Varietät fehlen dort natürlich diese Strukturen. Zu erwähnen ist, dass von der Lokalität Rötelstein vergleichbare Kalke mit Fenstergesügen durch STEIGER & WURM (1980: 256, Taf. 27, Abb. 3) bekannt gemacht wurden, die in das obere Tithonium gestellt werden. Weitere analoge Beispiele, von denen Kalke mit Fenstergesügen aus Tidal Flat Ablagerungen beschrieben wurden sind die liassischen “Calcaria grigi” des Trento-Plateaus/Südalpen (CASTELLARIN & SARTORI 1973) oder der norische Hauptdolomit (FRUTH & SCHERREIKS 1984). Nach SHINN (1968, 1983: 183) sind Birdseyes insbesondere in “muddy rocks” als verlässliche Indikatoren einer supratidalen Bildung anzusehen.

Mikrokonglomeratische Ausbildungen (“mud-conglomerates”) können als Ablagerungen von Gezeitenkanälen (tidal channel deposits) oder aber temporär höherenergetischer Ereignisse (Sturmflutlagen) interpretiert werden, in denen noch nicht lithifizierte, semikonsolidierte Schlammgerölle (Plastiklasten) aufgearbeitet wurden (Taf. 2, Abb. 4). Ebenso finden sich intraformationelle Erosionstrukturen und Brekzien (Taf. 2, Abb. 3). FENNINGER & HOLZER (1972: 71, Abb. 65) berichten von vergleichbaren Faziestypen im Ostteil des Plassen (“E des Weges Salzberg-Plassen auf der Höhe 1700 m”), die unmittelbar über Brekzien und Konglomeraten auftreten und als Zeugnisse einer “Trockenlegungsperiode”, also Verkarstung interpretiert werden.

Die in der untertithonen Tidal Flat 1 Fazies (Kap. 4.3.) beobachtete Dolomitbildung wurde in der äquivalenten Fazies des Mittel-Tithoniums bislang nicht beobachtet. Inwieweit diese Beobachtung zur **mikrofaziellen Unterscheidung** herangezogen werden kann muss weiteren Untersuchungen vorbehalten bleiben, da dies möglicherweise nur durch eine “Beprobungslücke” bedingt ist.

4.6. Offene Lagune 2 (Taf. 2, Abb. 7-8, Taf. 3, Abb. 1-2)

Den Tidal Flat Ablagerungen folgen Packstones mit massenhaften Exemplaren der Dasycladacee *Campbelliella striata* (CAROZZI 1954) (Taf. 2, Abb. 7). Das Auftreten der Art in Form von monospezifischen “Cambelliellen-Kalken”, die sich durch eine verarmte Begleitaufuna und -flora auszeichnen,

wurde von DE CASTRO (1993: 173) als Charakteristikum hervorgehoben. In den Küsten-Dinariden von Kroatien charakterisieren analoge MF-Typen Ablagerungen von intertidalen Sturmflutlagen (TISLJAR & VELIC 1991, 1993). Auf die Campbelliellen-Kalken folgen Packstones mit der Vergesellschaftung von *C. striata* (CAROZZI 1954) mit *Clypeina sulcata* (ALTH 1882) bis hin zu reinen Clypeinen-Packstones (Taf. 2, Abb. 8). Neben den Dasycladaceen-dominierten Mikrofazies-typen finden sich auch Gesteine, in denen benthonische Foraminiferen gehäuft auftreten bei gleichzeitigem Zurücktreten von Dasycladaceen (Taf. 3, Abb. 1-2). Neben den grösseren Gehäusen von *Pseudocyclammina sphaeroidalis* (HOTTINGER 1967), *Redmondoides lugeoni* (SEPTFONTAINE 1977) und *Nautiloculina oolithica* MOHLER 1938 treten kleinwüchsige Milioliden und Textulariidae auf.

4.7. Geschlossene Lagune (Taf. 3, Abb. 3-6)

Die im Kap. 4.6. genannten Mikrofazies-typen gehen im Hangenden direkt in Sedimente der Mikrit-dominierten geschlossenen Lagune über. Die hierzu gerechneten Mikrofazies-typen werden in der Literatur klassischerweise als "Plassenkalke in Schlammfazies" oder "mikritischer Plassenkalktypus" bezeichnet. Wie von FENNINGER, FLÜGEL & HÖTZL (1963) bereits vermerkt, treten die Ablagerungen der geschlossenen Lagune in weiter Verbreitung im Bereich des Vorderen Plassen auf bis hin zum Plassengipfel. Die Ablagerungen dieser Fazieszone zeigen im Mikrofaziesbereich eine grosse Vielfalt mit Mudstones, Gastropoden-Wackestones, Dasycladaceen-Wackestones und Foraminiferen-Dasycladaceen-Wackestones. Die Gastropoden-Kalke können aus Floatstones mit Gastropengehäusen bestehen, die frei in der Matrix "schwimmen". Es sind aber auch Typen anzutreffen mit angereicherten, dicht gepackten Gastropodenschalen, die sich gegenseitig stützen und Geopetalgefüge ausbilden (Taf. 3, Abb. 3). Mikrofaziell vergleichbare "Lumachelle-Kalke" sind aus den Kössener Kalken (Ober-Trias) bekannt (KUSS 1983). Die fossilarmen Mudstones führen selten kleine Miloiliden, Gastropodenreste und Wirbelbruchstücke von *Clypeina sulcata* (ALTH 1882) und zeigen dadurch ihre laterale Verzahnung mit den reinen Gastropoden- und Clypeinen-Kalken an.

Im Bereich der Dasycladaceen-Wackestones finden sich noch weiter unterscheidbare Typen mit einer Dominanz von *Clypeina sulcata* (ALTH 1882) ("Clypeinen-Kalke"), Vergesellschaftungen von *Salpingoporella annulata* CAROZZI 1953 und anderen Dasycladaceen wie beispielsweise *Rajkaella cf. bartheli* (BERNIER 1971) oder *Clypeina parasolkani* FARINACCI & RADOVIC 1991 (Taf. 3, Abb. 4). Die Bandbreite der Clypeinenkalke reicht von massenhaften Vorkommen dieser Art bis hin zu geringeren Anteilen (10 %). In Foraminiferen-Dasycladaceen-Wackestones findet sich gelegentlich auch *Otternstella lemmensis* (BERNIER 1971) als dominierende Art (Taf. 3, Abb. 5). Die Art wurde von BERNIER (1971) aus dem Ober-Kimmeridgium bis Tithonium des Schweizer Jura beschrieben, reicht aber noch, wie Funde aus Portugal und Sardinien zeigen, bis in das Berriasium (GRANIER & BERTHOU 1994, DIENI & RADOVIC 1999). Die in der Literatur erwähnten Vorkommen stammen typischerweise aus

lagunären Stillwasserkalken. In Übereinstimmung hierzu wurde die Art von uns auch nicht in den Ablagerungen der offenen Lagune angetroffen. Aus der nordalpinen Plassen-Formation war die Art bisher noch nicht bekannt. Die aufgeführten Beispiele zeigen, dass es in den oberjurassischen lagunären Stillwasserbereichen der Plassen-Formation offensichtlich verschiedene "Mikroenvironments" mit jeweils ganz spezifischen Milieubedingungen, gab, die durch das Auftreten ganz bestimmter Dasycladaceenarten bzw. -assoziationen charakterisierbar sind (infralitoral subenvironments, vgl. CONRAD 1977: 300). In den von Benthosforaminiferen dominierten Mikrofazies-typen sind vor allem Lituolidae (*Pseudocyclammina*, *Streptocyclammina* ?sp.) am häufigsten, hinzu kommen immer wieder *Nautiloculina oolithica* MOHLER 1938 und *Redmondoides lugeoni* (SEPTFONTAINE 1977). Dieser MF-Typ wurde vom Plassen bereits von TOLLMANN (1976: Abb. 207) abgebildet.

Generell kann die von FLÜGEL & FENNINGER (1966: 262) gemachte Beobachtung, dass in der Mikritfazies das sessile Benthos gehäuft auftreten kann, zwischen einzelnen Fundpunkten aber "stets grössere Areale praktisch fossilfreier, mikritischer Kalke liegen", auch anhand unseres Probenmaterials bestätigt werden. Die von FENNINGER et al. (1963) beschriebene reiche Hydrozoenfauna im mikritischen Anteil der Plassen-Formation der Typlokalität konnte bei unserer Übersichtsbeprobung nicht erfasst werden. In der Nähe des Plassengipfels finden sich die letzten beprobten lagunären Kalke, wobei die Wackestones hier in feinkörnigere Packstones mit *Salpingoporella sellii* CRESCENTI 1959, *Pseudocyclammina sphaeroidalis* HOTTINGER 1967 und *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINERI 1922) übergehen, also bereits eine gewisse Zunahme der Hydrodynamik anzeigen (Taf. 3, Abb. 6, Probe PL 52). Im Gegensatz zu den *Thaumatoporella*-Leitern der Bindstones (vgl. Kap. 4.5.) tritt diese in den Wacke-/Packstones als schlauchförmiger Morphotyp auf. Die im weiteren Profilverlauf genommenen, folgenden Proben stellen bereits typische Riffschuttkalke dar. Eine Übergangszone, z. B. in der Form einer biosparitischen Backreef-Fazies (typischer sparitischer Plassenkalk der früheren Literatur) scheint zu fehlen.

4.8. "Riff"-Fazies bzw. Riffschutt-Fazies (Taf. 3, Abb. 7)

Die weiteren Hangendproben repräsentieren typische Riffschuttkalke (z. B. Rudstones, bioklastische Packstones) der externen Plattform (Taf. 3, Abb. 7). Bereits bei SPENGLER (1924: 115) findet sich die Angabe, dass am Plassengipfel "Riffkalke" verbreitet sind. Die beprobten Riffschuttkalke (Proben PL 58a) können in einer mehr sparitisch bzw. auch mehr mikritisch dominierten Varietät auftreten. Bei letzteren dürfte es sich um geschütztere Bereiche zwischen einzelnen organogenen Bildungen ("patch-reefs") handeln. Charakteristische Dasycladaceen sind *Epimastoporella? jurassica* (ENDO 1961) (Taf. 4, Abb. 3), *Linoporella* sp. und *Terquemella? concava* BERNIER 1979 (Taf. 4, Abb. 12). Letztere Art, die von BERNIER (1979) aus dem Tithonium des Schweizer Jura beschrieben wurde, war aus der alpinen Plassen-Formation bislang nicht bekannt. An der Typlokalität von *T. ? concava* besteht die Fazies aus lagunären Wackestones mit einer diversen Algen-

flora, insbesondere Dasycladaceen. Nach SCHINDLER & CONRAD (1994) handelt es sich um eine Parataxon, das möglicherweise isolierte Gametophoren einer grossen Dasycladacee repräsentiert. Wichtig ist darauf hinzuweisen, dass in der Friaul-Plattform die Art – im Gegensatz zur Typlokalität – in Ablagerungen des “back-reef and reef-flat” (Oberstes Tithonium bis tiefstes Berriasium) angetroffen wurde (SCHINDLER & CONRAD 1994), also auch einer “externen” und zeitgleichen Fazies wie am Plassen (Probe PL 58a). Neben den genannten Dasycladaceen finden sich in den rezifalen Faziestypen auch Solenoporaceen.

Unter den Mikroproblematika findet sich typischerweise *Carpathiella perforata* MISIK et al. 1999 (Taf. 4, Abb. 11), welches als Polychaete interpretiert wird. Auf grösseren Bioklasten von Gerüstbildnern (Korallen/Hydrozoen/Kalkschwämmen) siedeln inkrustierende Benthosforaminiferen, in der Matrix treten *Coscinophragma cribrosa* (REUSS 1846) und *Protopeneroplis ultragranulata* (GORBATCHIK 1971) auf. Die beschriebenen Faziestypen wurden in den untersuchten Proben nur im nördlichen bzw. nordwestlichen Bereich des Plassen (Gipfelbereich) angetroffen. Auch die von FENNIGER & HÖTZL (1967) gemachten Angaben zu den Vorkommen einzelner Taxa lassen bereits tendenziell auf die weitere Verbreitung dieser Faziestypen schliessen. So haben sie z. B. die Dasycladacee *Epimastoporella? jurassica* (ENDO 1961) aus Proben beschrieben, die aus dem Nordbereich des Plassen stammen (Proben C 9, C 11, 90). Die genannte Art findet sich bevorzugt in riffnahen Faziestypen (z. B. SENOWBARI-DARYAN et al. 1994, SCHLAGINTWEIT & EBLI 1999a). Die eigentliche Biolithit-Fazies wurde in der vorgenommenen Übersichtsbeprobung nicht angetroffen, das gehäufte Auftreten von Gerüstbildnern lässt aber unmittelbar auf das Vorkommen von Patch-Reef-Bereichen schliessen. Auf jeden Fall kann anhand der vorliegenden Untersuchungsergebnisse an der Typlokalität nicht mehr von (überwiegend) Riffkalken gesprochen werden da diese – wenn überhaupt – nur einen ganz untergeordneten Bestandteil der Karbonatabfolge des Plassen bilden.

Die Art und Weise des sehr raschen Überganges von der Lagunen- in die “Riff”- bzw. Riffschutt-Fazies müsste anhand weiterer Probenserien noch weiter im Detail analysiert werden. Auf jeden Fall scheint eine breit angelegte, sparatisch ausgebildete “Rückriff”-Zone zu fehlen.

4.9. Hangfazies 2 (Taf. 3, Abb. 8)

Deutlich feinkörnigere MF-Typen (Packstones) mit Resten von Echinodermen, Bryozoen und “*Tubiphytes*” *morrisonensis* CRESCENTI 1969 können bereits einer höheren Hangfazies zugeordnet werden (Tafel 3, Abb. 8). Stratigraphisch bedeutsam ist das Auftreten von *Protopeneroplis ultragranulata* (GORBATCHIK 1971). Da die im mittleren Tithonium erscheinende Art (HEINZ & ISENSCHMID 1988) bereits in Faziestypen von vermeintlich liegenden Partien auftritt, dürften die Riffschuttalke entweder dem Jura/Kreide-Grenzbereich oder dem tieferen Berriasium angehören. Eine genaue Entscheidung kann jedoch erst getroffen werden, wenn hier Untersuchungen von länger zusammenhängenden Profilen vorliegen. Diese Hangablagerungen dürften vermutlich – wie

an der Lokalität Trisselwand - ein Berriasium-Alter haben (vgl. SCHLAGINTWEIT & EBLI 1999a). Das Ende der Flachwasserkarbonatentwicklung könnte also im Berriasium liegen, lässt sich jedoch derzeit biostratigraphisch noch nicht genauer fixieren. Von den mikrofaunistischen und mikropaläontologischen Charakteristika sind die Ablagerungen des oberen Hanges identisch mit denen des Kimmeridgiums (vgl. 4.1.), jedoch tritt dort anstatt *P. ultragranulata* (GORBATCHIK 1971) *P. striata* WEYNSCHEK 1950 auf. Hangablagerungen treten im Bereich der Typlokalität somit zweimal, am Beginn und auch am Ende der Plassen-Formation, auf.

5. Anmerkungen zur Biostratigraphie

Vor der Erörterung der biostratigraphischen Möglichkeiten zur Datierung der eigentlichen Plattformkarbonate (Plassen-Formation) sollen kurz noch einige Anmerkungen zu den Datierungsmöglichkeiten der Unterlagerung bzw. des Übergangsbereiches Becken : Plattform gemacht werden. In der früheren Literatur wird oftmals das Auftreten von “Protoglobigerinen”-Kalken (z. B. “*Globigerina*” *oxfordiana* GRIGELIS 1958, bestimmt in Dünnschliffen) und *Saccocoma*-Kalken mit entsprechenden stratigraphischen Implikationen (Oxfordium bzw. Kimmeridgium) verbunden. Im Einzelfall kann dies sicherlich korrekt sein, jedoch sollte, wenn möglich, diese “Datierung” durch weitere Fossilgruppen ergänzt werden. Unter “Protoglobigerinen” bzw. “Juraglobigerinen” werden hier trochospirale Plankonten mit globulösen Kammern verstanden, die im Dünnschliff in der Regel nicht bestimmbar und daher biostratigraphisch nicht verwertbar sind. Diese Formen treten ab dem unteren Jura (unteres Toarcium) auf (WERNLI 1995) und sind den ganzen Ober-Jura hindurch verbreitet (z. B. GORBATCHIK & KUZNETSOVA 1983). Zu erwähnen ist, dass einige Arten des Bajociums aufgrund charakteristischer Merkmale (z. B. Wanddicke) in Dünnschliffen artlich zugeordnet werden können (WERNLI & GÖRÖG 2000). Neben den aufgeführten Unsicherheiten in der Bestimmung in Dünnschliffen ist noch zu ergänzen, dass *Globuligerina oxfordiana* (GRIGELIS 1958) auch aus dem unteren Kimmeridgium erwähnt wird (FARINACCI et al. 2000).

In neuerer Zeit hat sich mit der Bearbeitung der Radiolarienfauna ein weitere Möglichkeit eröffnet, die Sedimente im Liegenden der Plassen-Formation zu datieren. Über erste Ergebnisse wurde bereits an anderer Stelle berichtet (SUZUKI et al. 2001, WEGERER et al. in Druck). Mit der Radiolarienbiostratigraphie eröffnet sich eine Möglichkeit, insbesondere Resedimentlagen mit oberjurassischen Flachwasserbioklasten, z. B. in der Sillenkopf-Formation, zu datieren (MISSONI et al. 2001). Detailliertere Untersuchungen hierzu sind im Gange.

Ähnlich wie bei den oberkretazischen Gosau-Schichten erfolgte in den Anfangszeiten der Bearbeitung der Ober-Jura-Flachwasserkarbonate des Plassen die stratigraphische Einstufung anhand von Makrofossilien (Nerineen, Korallen, Hydrozoen; z. B. PETERS 1855, FENNIGER & HÖTZL 1965). Zum Teil wurde auch das Alter der Plassen-Formation mit dem der Oberalmer Schichten, für die das Tithonalter mittels Ammoniten gesichert war, gleichgesetzt. Die Unterscheidung zwischen dem “Seekarspitzkalk” (Oxfordium), “Plassenkalk” (Tithonium) und dem “Tressensteinkalk” (Kimmeridgium)

wurde lange Zeit u. a. aufgrund angenommener abweichen der Altersstellungen getroffen (z. B. TRAUTH 1950). Erst im Laufe der 60er Jahre begann auch vermehrt die mikrofazielle Auswertung von Dünnschliffen, wobei stratigraphische Einstufungen dann anhand der gefundenen benthonischen Foraminiferen und der Dasycladaceen durchgeführt wurden. Bis zu diesem Zeitpunkt wurde das Tithonium-Alter der Plassenkalke immer wieder aus früheren Arbeiten einfach übernommen.

Zu Beginn der weiteren Erörterung der Biostratigraphie mittels Benthosforaminiferen und Dasycladaceen muss klar herausgestellt werden, dass eine **hochauflösende** biostratigraphische Gliederung im flachmarinen Ober-Jura zur Zeit nicht möglich ist. Anhand der rekonstruierten Faziesabfolgen und mit Hilfe einer flächigen Detailbeprobung ist aber eine einigermassen gute biostratigraphische Einordnung möglich. Die für die einzelnen Fazieszonen getroffenen stratigraphischen Zuordnungen können im Detail noch geringe Verschiebungen erfahren, wenn weitere Daten im Norden und Nordwesten des Plassen vorliegen. Die Ablagerungen des distalen, unteren Hanges sind Teil der Plassen-Formation und nach den Ergebnissen der unterlagernden kieseligen Sedimente in das tiefere Kimmeridgium zu stellen (= Basis Plassen-Formation). Als Leit-Faziestyp des Ober-Kimmeridgums dürften aufgrund des in Kapitel 4.1. beschriebenen Einsetzens der Flachwassersedimentation und der stratigraphischen Obergrenze von *Labyrinthina mirabilis* WEYNSCHEK 1951 (z. B. BERNIER 1984, RAMALHO 1985) auf jeden Fall die bereits von mehreren Vorkommen der Plassen-Formation nachgewiesenen Labyrinthinen-Kalke in Frage kommen. Weitere Hinweise auf stratigraphische Zeitmarken liefern Literaturangaben zum Erstauftreten einiger Faunen- und Florelemente, die u. a. an der Typlokalität des Plassen nachgewiesen wurden, z. B. *Clypeina sulcata* (ALTH 1882) (ab *eudoxus*-Zone des Ober-Kimmeridgums, DE CASTRO 1993), *Campbelliella striata* (CAROZZI 1954) (ab *beckeri*-Zone des Ober-Kimmeridgums, DE CASTRO 1993) oder *Protoperoplis ultragranulata* (GORBATCHIK 1971) (ab Mittel-Tithonium, HEINZ & ISENNSCHMID 1988).

In zahlreichen Biozonierungen im Mediterrangebiet wird die am Plassen häufig anzutreffende Dasycladacee *Campbelliella striata* (CAROZZI 1954) als Indexfossil verwendet. In den Dinariden charakterisiert die "C. jurassica and *Campbelliella striata Subzone*" das Tithonium (z. B. TISLJAR & VELIC 1993). Für die Plassen-Formation des Krahstein-Rötstein (STEIGER & WURM 1980), die Plassen-Formation des Untersberges sowie der Lärchberg Formation (sensu FERNECK 1962) der Gegend um Lofer (DYA 1992) wurden ähnliche Zonierungen mit *Campbelliella striata* im tieferen Tithonium und *Campbelliella striata* und *Clypeina sulcata* im mittleren Tithonium in Anlehnung an SARTONI & CRESCENTI (1961) bzw. CRESCENTI (1969) für den zentralen Apennin übernommen. Im süditalienischen Apennin von Kampanien hingegen, gibt DE CASTRO (1991) eine "*Campbelliella striata Zone*" für das Unter-Berriasium an. Das zuletzt genannte Beispiel verdeutlicht, dass für den gesamten Apennin Unterschiede zwischen dem zentralen und südlichen Abschnitt zu berücksichtigen sind. Die Dasycladacee *Campbelliella striata* (CAROZZI 1954) erscheint am Plassen später als *C. sulcata* (ALTH 1882), und unter Heranziehung der oben ge-

machten Angaben erst im Tithonium (vgl. Abb. 4). Im Gegensatz zu DYA (1992: 111), dass *Campbelliella striata* (CAROZZI 1954) "bisher nur im Plassenkalk nachgewiesen wurde", konnte diese Art unlängst von uns auch in den "Lärchberg-Schichten" am Nordfuss des Lärchberghörndls (Lokalität Konradsweg), und zwar in Kalken, die dem mittleren/oberen Tithonium zuzuordnen sind, gefunden werden. Die Benthosforaminifere *L. mirabilis* WEYNSCHEK erscheint resedimentiert erstmalig in Faziestypen des oberen Hanges, die Dasycladacee *C. sulcata* (ALTH 1882) in der "Vorschwellen"-Fazies gemeinsam mit dieser Foraminifere. Nach der detaillierten Daten- und Literaturrecherche von DE CASTRO (1993) fällt das Erstauftreten von *C. sulcata* in die *eudoxus*-Zone des oberen Kimmeridgiums, was anhand der stratigraphischen Daten zu den unterlagernden Kieselsedimenten und der relativ weiten Verbreitung über verschiedene Fazieszonen hinweg wohl auch für die Typlokalität der Plassen-Formation gültig sein dürfte.

Labyrinthina mirabilis erscheint in anderen Gebieten schon wesentlich früher als in den Alpen, so z. B. im oberen Oxfordium von SW-Frankreich (PELISSIE et al. 1984) und auch der Dinariden (TISLJAR & VELIC 1991, 1993). Wie in der Literatur überwiegend angegeben, reicht *L. mirabilis* bis an die Kimmeridgium/Tithonium-Grenze, überschreitet diese aber nicht (z. B. Türkei: ALTINER 1991; schweizerisch-französischer Jura: BERNIER 1984; Portugal: RAMALHO 1985). Nicht unerwähnt bleiben soll, dass es auch Regionen gibt, in denen *L. mirabilis* bis in das höhere Tithonium reicht (Parnassos-Plattform Griechenland: CARRAS 1995). "Kilianina" rahanensis FOURY & VINCENT 1967 reicht, wie zahlreiche Literaturangaben aus den unterschiedlichsten Regionen, zeigen weiter als *L. mirabilis*, nämlich bis in das untere Tithonium hinein (BERNIER 1984: Fig. 164, TISLJAR & VELIC 1993). Dieselbe Beobachtung wurde von uns am Plassen gemacht, so dass nach dem derzeitigen Kenntnisstand für das letztmalige Auftreten von *L. mirabilis* der Bereich der Kimmeridgium/Tithonium-Grenze anzusetzen ist. "Kilianina" rahanensis und *Kurnubia palastiniensis* HENSON 1948 verschwinden beide mehr oder minder zeitgleich in unserem synoptischen Profil der Typlokalität der Plassen-Formation, was auch im französisch-schweizer Jura der Fall ist (BERNIER 1984: Fig. 164).

Ein weiteres Ergebnis der durchgeführten Untersuchungen ist, dass *Clypeina parasolkani* FARINACCI & RADOVIC 1991 nicht, wie bislang angenommen, erst im Ober-Tithonium (Berriasium) erscheint (BUCUR et al. 1995), sondern bereits im Laufe des tieferen Tithonium. Insgesamt erscheint eine biostratigraphische Untergliederung des Tithonium für die Plassen-Formation zur Zeit nicht möglich, so dass die dementsprechend vorgenommenen Grenzziehungen im lithostratigraphischen Profil (Abb. 5) noch nicht als strikt und endgültig anzusehen sind.

An dieser Stelle muss aber nochmals darauf hingewiesen werden, dass auch nach den durchgeführten Untersuchungen der Typlokalität und anderer Vorkommen (z. B. SCHLAGINTWEIT & EBLI 1999a) an keiner Stelle Belege für das in der Literatur nach wie vor gerne von früheren Bearbeitern übernommene Einsetzen der Plassen-Formation bereits im (oberen) Oxfordium vorliegen. Diese älteren Gliederungsversuche der Plassen-Formation mittels Biozonen oder Coenozonen werden andererseits von externen Bearbeitern

aber immer noch für den Raum der Ostalpen als verbindlich zitiert (z. B. RICHTER et al. 1992: 23 Ober-Kimmeridgium Coenozone mit *Salpingoporella pygmaea* nach STEIGER & WURM 1980).

Die Nichtanwendbarkeit der im Appenin oder anderen Mediterrangebieten aufgestellten Coenozonengliederung auf die Plassen-Formation der Nördlichen Kalkalpen soll am Beispiel der Foraminifere *Protopeneroplis striata* WEYN-SCHENK 1950 kurz dargelegt werden. So definiert im zentralen Apennin die Biozone des *P. striata* den Zeitbereich oberes Bajocium bis Oxfordium (CHIOCCINI et al. 1994), während in den Nördlichen Kalkalpen die stratigraphische Gesamtreichweite der Art nach den bislang vorliegenden Daten als tieferes Kimmeridgium bis mittleres (?oberes) Tithonium anzugeben ist. Allerdings gibt es auch Literaturhinweise auf Vorkommen bereits im Oxfordium, was allerdings durch biostratigraphische Daten noch eindeutig zu belegen wäre. So berichten beispielsweise LACKSCHEWITZ et al. (1991: Tafel 2, Abb. 2) über das Vorkommen von *P. striata* zusammen mit "Globigerinen", Radiolarien und Globochaeten aus oberjurassischen, synsedimentär gebildeten Schwellsedimenten der Chiemgauer Alpen. Hinsichtlich der Einstufung als "Upper Dogger age" verweisen die Autoren auf die von STEIGER & WURM (1980) vom Apennin übernommene Coenozonengliederung. Bei den beiden abgebildeten Exemplaren handelt es sich aber nicht um *P. striata* sondern eindeutig um stratigraphisch unbedeutende Lenticulinen. Unabhängig davon, ob die Foraminifere *P. striata* in den Nördlichen Kalkalpen nun bereits im Oxfordium, was noch zu belegen wäre, oder erst im Kimmeridgium erscheint, ändert dies nichts an der Diskrepanz bzgl. der Zonierung im Apennin.

Die gleiche Diskrepanz zwischen dem Apennin und den Nördlichen Kalkalpen ergibt sich auch für Zonierungen mittels Dasycladaceen. So charakterisiert die Art *Salpingoporella sellii* CRESCENTI 1959 im Apennin den tieferen Malm (z. B. SARTONI & CRESCENTI 1961). In den Dinariden von Westkroatien ist die Art Indexfossil der gleichnamigen "*Salpingoporella sellii* Zone", die den Zeitbereich Oxfordium bis tieferes Kimmeridgium umfasst (z. B. TISLJAR & VELIC 1993). Am Plassen erscheint die Art im Tithonium, am Dietrichshorn sogar erst im Berriasium, was ebenfalls ein erhebliche zeitliche Lücke zum "Verschwinden" der Art im Apennin darstellt. Ein wesentlicher Grund für die o. a. Unterschiede liegt darin, dass im Jura des Apennin eine durchgehende Flachwasserentwicklung (mit zeitlich abweichender Faziesentwicklung) vorhanden ist, während eine solche in den Nördlichen Kalkalpen erst im Kimmeridgium einsetzt. Diese Beispiele sollen verdeutlichen, dass einerseits aufgrund der grossen Faziesabhängigkeit der Dasycladaceen die Coenozonengliederung nicht aus anderen, paläogeographisch nicht im direkten Zusammenhang mit den Nördlichen Kalkalpen stehenden Verbreitungsgebieten übertragbar ist. Andererseits ist auch eine Gliederung (unabhängig von deren Richtigkeit) aufgrund von Einzelvorkommen, wie sie z. B. STEIGER & WURM (1980) für den Rötstein-Krahstein-Bereich aufgestellt haben, nicht auf die anderen Vorkommen der Plassen-Formation ohne Weiteres übertragbar.

Anhand der von der Typlokalität vorliegenden Untersuchungen und weiterer eigener Ergebnisse von anderen Lokalitä-

ten (Untersberg, Dietrichshorn, Lärchberghörndl, Rauchenberg, Gerhardstein-Litzlkogel, Trisselwand) lassen sich folgende, vorläufige Zwischenergebnisse zur Stratigraphie der Plassen-Formation festhalten:

- Eine Übertragung der Coenozonen-Gliederung des Apennins oder anderer Gebiete im Mediterranbereich auf die nordalpine Plassen-Formation ist nicht möglich. Anhand einer noch detaillierteren Datengrundlage auf der Basis von (Neu-)Untersuchungen weiterer Lokalitäten muss erst eine für die nordalpine Plassen-Formation regional anwendbare gültige biostratigraphische Gliederung erarbeitet werden. Als zeitliche Zwischenmarker können das Einsetzen bzw. Aussetzen bestimmter Arten von Kalkalgen und Benthosforaminiferen als Grundgerüst einer solchen Gliederung dienen. Hierzu können selbstverständlich nur weit verbreitete und gut untersuchte Formen herangezogen werden, deren stratigraphische Reichweiten nach Literaturangaben plausibel und damit verlässlich sind. Aufgrund der Faziesabhängigkeit dieser beiden genannten Fossilgruppen muss zur Übertragbarkeit deren gesamte stratigraphische Reichweite herangezogen werden, bis eine neue biostratigraphische Gliederung der Plassen-Formation in den Nördlichen Kalkalpen herausgearbeitet worden ist.
- Eine Übertragbarkeit von stratigraphischen Gliederungen der Plassen-Formation einzelner Vorkommen auf andere Vorkommen ist bisher aufgrund des örtlich unterschiedlichen Einsetzens und der verschiedenen Faziesentwicklung der Plassen-Formation nicht möglich. Das Einsetzen kann zwar örtlich variieren (z. B. Kimmeridgium: Gerhardstein-Litzlkogel, Untersberg, Plassen; oberstes Tithonium: Dietrichshorn), aber bislang ergab sich bei den von uns untersuchten Lokalitäten keine Alterseinstufung, die älter als Unter- bis Ober-Kimmeridgium ist (z. B. Oxfordium). Darüberhinaus muss versucht werden, die Basis der Plassen-Formation stratigraphisch zu erfassen. Dafür kommen besonders jene Vorkommen in Frage, wo die Plassen-Formation über kieselige Beckensedimente progradiert, wie das im Bereich der Typlokalität der Fall ist. Auch allo-dapische Schüttungen von Flachwassermaterial in angrenzenden Beckensedimenten können Anhaltspunkte über den Beginn der Flachwasserkarbonatentwicklung geben. Bisher konnten solche Flachwasserschüttungen in angrenzenden Beckensedimenten im Ober-Kimmeridgium der Sillenkopf-Formation nachgewiesen werden (MISSONI et al. 2001) deren Alter mit Hilfe von Radiolarien bestätigt wurde. Älterer Flachwasserdetritus als tieferes Kimmeridgium konnte aber bisher nur an einer Lokalität in sehr geringen Mengen nachgewiesen werden (Graflhöhe - GAWLICK et al. in Vorb.), Faunen der Ober-Jura Plattform konnten dort aber bisher nicht nachgewiesen werden. Auch aus geodynamischen Überlegungen heraus ist ein früheres Einsetzen der Ober-Jura Karbonatplattform als Unter-Kimmeridgium bzw. Oxfordium/Kimmeridgium-Grenzbereich nicht zu erwarten, da vor dieser Zeit wahrscheinlich keine Möglichkeit für Flachwasserorganismen bestand, sich im zentralen kalk-

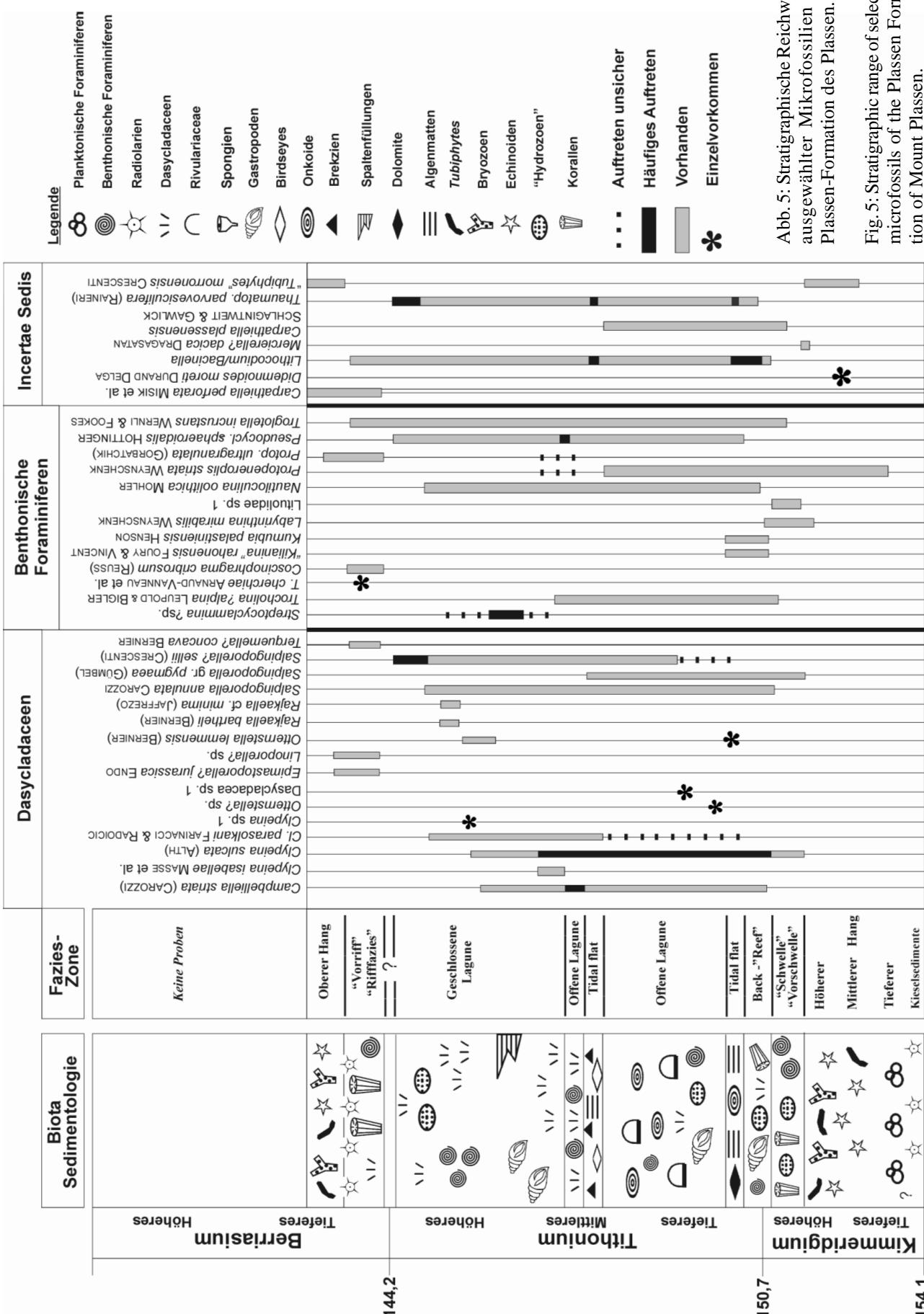


Abb. 5: Stratigraphische Reichweite ausgewählter Mikrofossilien der Plassen-Formation des Plassen.

Fig. 5: Stratigraphic range of selected microfossils of the Plassen Formation of Mount Plassen.

alpinen Raum anzusiedeln. Erst ab dem Oxfordium beginnt sich die Trattberg Schwelle zu entwickeln (GAWLICK et al. 1999), die in weiterer Folge den Lebensraum der Flachwasserorganismen der in den Nördlichen Kalkalpen erhaltenen Flachwasserkarbonatvorkommen bildet. Das südlich der Trattberg Schwelle liegende Lammer Becken mit der Hallstatt Mélange wird im Hangenden von den Gesteinen der Sillenkopf-Formation überlagert, die Tiefwassersedimente im Kimmeridgium darstellen. Von der Trattberg Schwelle aus progradieren dann die Ober-Jura Seichtwasserkarbonate zuerst in Richtung Lammer Becken und Sillenkopf Becken, verfüllen partiell diese Becken, v. a. das Lammer Becken, und sedimentieren die Hallstätter Gesteine ein, erreichen im Verlauf des Tithonium flächig den Meeresspiegel und beginnen dann auch die sich langsam weiter absinkende Trattberg Schwelle zu überdecken. Im Tithonium setzen dann auch die Flachwasserschüttungen (Barmsteinkalklagen) im Bereich des nördlich der Trattberg Schwelle gelegenen Tauglboden Beckens ein womit die Plattform/Rampe beginnt, Flachwasserkarbonatmaterial in die Oberalmer Schichten des Tauglboden Beckens zu exportieren (STEIGER 1992). Dabei enthalten vor allem die direkt auf der Trattberg Schwelle im Norden auflagernden “Oberalmer Basiskonglomerate” (PLÖCHINGER 1953) auffälligerweise noch keine Ober-Jura Flachwasserklasten. Vielmehr entspricht die Komponentenzusammensetzung dieses Oberalmer Basiskonglomerates den höheren Brekzienkörpern innerhalb der Tauglboden Schichten im Unter-Tithonium (GAWLICK et al. 1999), womit für das “Oberalmer Basiskonglomerat” Unter-Tithonium oder ein etwas früheres Alter in Frage käme. Eine Detailbearbeitung des “Oberalmer Basiskonglomerates” ist zur Zeit im Gange.

- Während das stratigraphische Einsetzen der oberjurassischen Flachwassersedimentation zwischen den einzelnen (oben erwähnten) Vorkommen variiert, zeichnet sich auf Grund regionaler Vergleiche ab, dass das Ende der Plassen-Formation im (höheren) Berriasium liegen könnte. Mit biostratigraphisch verwertbaren Ergebnissen wird bei den geplanten weiteren Beprobungen gerechnet. Die Gesamtreichweite der Plassen-Formation lässt sich nach dem jetzigen Kenntnisstand mit Kimmeridgium bis vermutlich höheres Berriasium angeben. Die bisher erfassten jüngsten Anteile der Plassen-Formation werden von Ablagerungen des Hanges (slope) gebildet (z. B. Trisselwand, Plassen).
- Ziel zukünftiger Untersuchungen wird es sein, Unterschiede bzw. Gemeinsamkeiten in der Faziesentwicklung der oberjurassis-ch-unterkretazischen Karbonatplattformen/-rampen im Detail herauszuarbeiten. Eine möglichst regional gültige biostratigraphische Untergliederung der alpinen Plassen-Formation kann nur anhand dieser Daten aufgestellt werden.

6. Diskussion der Ergebnisse und Schlussfolgerungen

Im folgenden werden anhand der neuen Erkenntnisse im Bereich der Typokalität einige grundsätzliche Anmerkungen, insbesondere zur allgemeinen Plattformgeometrie der Ober-Jura Flachwasserkarbonate, den Sedimentationsraten, der Gliederung und der faziellen Entwicklung der Plassen-Formation gemacht.

6.1. Plattformgeometrie der Ober-Jura Flachwasser-karbonate

Auf der Basis der rekonstruierten Profilsäule, der mikrofaziellen Charakteristika und der Verbreitung der Fazieszonen ist anzunehmen, dass die Sedimentation der Plassen-Formation an der Typokalität möglicherweise auf einem asymmetrischen plateauförmigen Block (isolierte Plattform sensu READ 1985) stattfand, vergleichbar den Vorkommen wie sie von DRAGASTAN (1999: Abb. 6) aus dem Ober-Jura der rumänischen Karpaten oder HAAS (1999) aus der Ober-Kreide des Transdanubikums/Ungarn beschrieben worden sind. Mit dem Vorhandensein einer höherenergetischen Schwel lenzone, die am Plattformrand zur Hangfazies hin überleitet, handelt es sich im Ober-Kimmeridgium typischerweise um den Typus einer sogenannten “Rimmed platform” (“plate-form barrée” der französischen Literatur, z. B. PELLISSIE et al. 1984: Fig. 2). Von der morphologischen Ausbildung sind die angetroffenen Verhältnisse nicht direkt mit jenen im Bereich Lofer vergleichbar, wo die Ablagerung der Plassen-Formation auf einer nach Südosten flach geneigten Kippscholle mit emergiertem Nordteil stattfand (Rampen-Modell, SCHLAGINTWEIT & EBLI 1999b). Die angesprochenen Unterschiede in der “Plattformmorphologie”, die zur Herausbildung etwas abweichender Faziesausbildungen mit z. T. anderen Mikro- und Makrofossilvergesellschaftungen geführt hat, dürfte vermutlich auch der Grund für frühere Bearbeiter gewesen sein, dafür eigene Schichtnamen aufzustellen (Loferer Schichten, Lärchkogelkalk, Lärchberg-Formation, HAHN 1910, FERNECK 1962). In diesem Zusammenhang sei noch vermerkt, dass das Lofer-Member sensu SCHLAGINTWEIT & EBLI (1999b, 2000) mit seiner typischen Kalkalgenvergesellschaftung und z. T. brackischen Einflüssen sowie Eintrag von Extraktlasten am Plassen nicht gefunden wurde.

Auf Grund der Schichtfolge des Plassen kann aber auch folgendes Sedimentationsmodell angenommen werden: Im Norden beginnt sich eine Seichtwasserkarbonatentwicklung auf der sich hebenden Trattberg Schwelle herauszubilden, die nach Süden progradiert und den Accomodationsraum über den Kieselsedimenten (Lammer und Sillenkopf Becken) verfüllt (vgl. GAWLICK 2000).

Die Flachwasserkarbonate der Plassen-Formation wurden im Sinne von BEALES (1958: “*Ancient sediments of Bahaman type*”) wiederholt mit der Bahama-Bank als Rezentbeispiel einer isolierten Karbonatplattform sensu READ (1985) verglichen (z. B. FENNINGER 1967). Das Vorkommen der unter Kap. 4.3 und 4.5 beschriebenen Tidal Flat Fazies 1 und 2 mit der Dolomitisierung in der mud flat-Fazies, ermöglicht zusätzliche Vergleichsmöglichkeiten zu der Bahama Plattform (SHINN 1983, SHINN et al. 1965). Es ist anzunehmen, dass sich mit

Palinspastische Rekonstruktion der oberjurassisch-unterkretazischen isolierten Seichtwasserkarbonatentwicklung des Plassen auf der Basis der Neuuntersuchungen

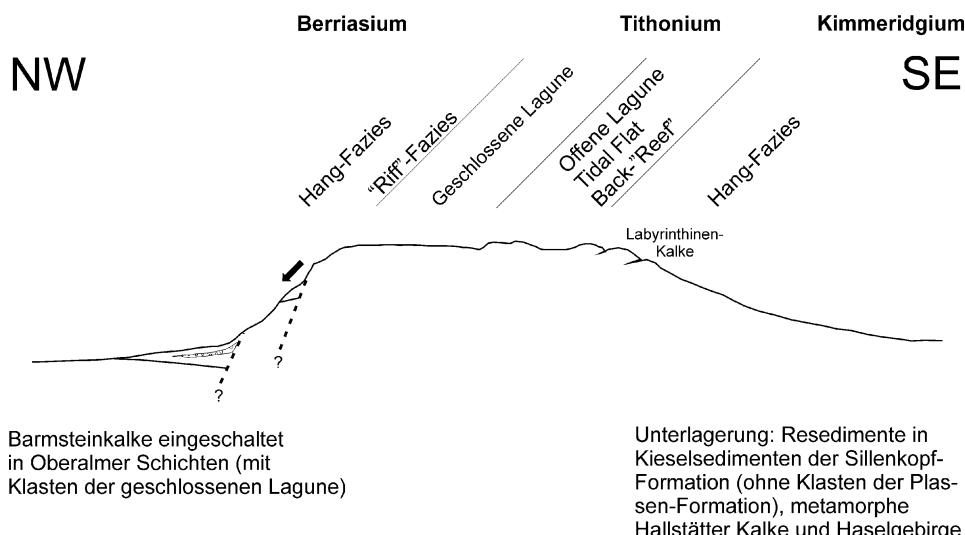


Abb. 6: Palinspastische Rekonstruktion der oberjurassisch-kretazischen Faziesbereiche/-zonen am Plassen und deren stratigraphische Lage.

Fig. 6: Palinsastic Reconstruction of Late Jurassic to Lower Cretaceous facies zones of Mount Plassen and their stratigraphical development.

dem faziellen Übergang der "back-reef"-Fazies (Kap. 4.2.) in die Tidal Flat Fazies (Kap. 4.3.) auch ein morphologischer Übergang von einer "rimmed platform" zu einer "flat topped platform" (vgl. HANDFORD & LOUCKS 1993: Abb. 4) vollzogen hat. Anhand der shallowing upward-Folge des Kimmeridgiums und dem weiteren Sedimentationsgeschehen in Folge, entsprechen die Tidal Flat Fazies (1 und 2) und die dazwischengeschalteten Ablagerungen der offenen Lagune Highstand-Ablagerungen (HST, z. B. HANDFORD & LOUCKS 1993).

Neben den offensichtlichen Gemeinsamkeiten soll aber auch auf zwei wesentliche Unterschiede kurz eingegangen werden, die den direkten fossil : rezent-Vergleich einschränken. So werden weite Bereiche der Great Bahama Bank von mobilen Ooid-shoals eingenommen (Breite 200-500 m, GONZALEZ & EBERLI 1997), wobei diese sowohl in den externen als auch interen Plattformbereichen (mobile fringe, sand flat, platform interior) vorkommen (z. B. HARRIS 1983, MAJOR et al. 1996). Aufgrund der relativ grossen Beprobungsdichte am Plassen ist hier das Vorhandensein weit verbreiteter und mächtiger Ooid-Kalke auszuschliessen; diese wären anhand der rekonstruierten Schichtfolge ggf. im höheren Kimmeridgium bzw. tiefsten Tithonium zu erwarten (vgl. Abb. 3). Auch STEIGER & WURM (1980: 251) hatten im Rahmen ihrer Untersuchungen festgestellt, dass "Ooide... in den Plassenkalke des Rötelsteins sehr untergeordnet in Erscheinung" treten und am Krahstein "nahezu völlig fehlen". Die Ausbildung der Plattformrandfazies (z. B. Ooid-shoals) wird rezent stark geprägt durch die Lage ("windward" oder "leeward") zur offenen Ozeanströmung hin (e.g. WILSON 1982: 204). Diese Angaben können in bezug auf die Karbonatplattformen/Rampen der Plassen-Formation bislang aber noch nicht getroffen werden.

Der Übergang der eigentlichen Plattform der Bahamas in die tieferen Meeresbereiche wird darüberhinaus durch sehr steile Slopes markiert (z. B. GRAMMER et al. 1993, MULLINS et al 1984), während am Plassen diesbezüglich ein Unterschied zwischen der Hangfazies des Kimmeridgiums (flacherer

slope) und des Berriasiums (steilerer slope) anzunehmen ist. Das bedeutet, dass das Initialstadium der Plassen-Formation mit dem flacheren Hang im Kimmeridgium und der Plattformrandfazies der Labyrinthinenkalke (= rimmed Platform-Typus) weniger mit den heutigen Verhältnissen der Bahamas vergleichbar ist. Erst der anzunehmende, sich im Tithonium herausbildenden "flat-topped" Plattformtypus, einhergehend mit einer Hangversteilung, gestattet Analogien zur Bahama-Plattform. Im übrigen fand auch im Bereich der Bahamas ein Wechsel in der Plattformgeometrie, von einer "distally steepened ramp" zu einer "flat-topped platform" statt (ISERN & ANSELMETTI 2002, BETZLER et al. 1999: "Pliocene turnover"). Ein weiteres Beispiel wird aus dem Albium der westlichen Pyrenäen beschrieben, wo die Entwicklung der Karbonatplattform über einen Rampenstadium (ramp stage), zu einem rimmed Plattformtypus (rimmed platform stage) bis hin zu einer Karbonatbank (carbonate bank) verlaufen ist (GOMEZ-PEREZ et al. 1999). Ein vergleichbare Plattformentwicklung wäre auch für den Plassen in Betracht zu ziehen.

Schliesslich sei noch darauf hingewiesen, dass aus dem Otakalk (Kimmeridgium) von Portugal Faziestypen (u. a. Labyrinthinen-führende Kalke, Bacinella bindstones etc.) beschrieben worden sind, die von LEINFELDER (1992: 32) mit vergleichbaren Ablagerungen der nordalpinen Plassen-Formation verglichen wurden. Im Gegensatz zur Plassen-Formation, ist jedoch die Hangfazies der portugiesischen Karbonatplattform als steiler by-pass margin ausgebildet.

6.2. Sedimentationsraten

Hinsichtlich der Mächtigkeit der Plassen-Formationen finden sich in der Literatur unterschiedliche Angaben:

- PETERS (1855): nahezu 1500 Fuss = rd. 480 m
- MOJISOVICS (1868): 480-640 m
- SPENGLER (1924): 600 m
- FENNINGER & HÖTZL (1967) und TOLLMANN (1985): 700 m

Auf der Basis eines im mittleren Streichen liegenden SE-NW-Proflschnittes, der synoptischen Schichtfolge (siehe Kap. 2.), die keine Hinweise für grossräumige Schichtverdoppelungen liefert hat und der Annahme, dass vom Gipfelbereich nach NW noch jüngere Schichten des Berriasiums sich anschliessen, resultiert eine Gesamtmächtigkeit von weit mehr als 1000 m. Genauere Angaben zur Mächtigkeit sind allerdings erst nach einer flächigen Detailbeprobung mit biostratigraphischer Datierung zu erwarten. Auf der Basis der Skala von GRADSTEIN et al. (1995) ergibt sich für die Plassen-Formation der Typlokalität (Kimmeridgium bis Berriasum) eine ungefähre Gesamtdauer von maximal 17 Mio. Jahren. Hieraus resultiert überschlägig, unter Vernachlässigung möglicher grösserer zeitlicher Sedimentationsunterbrechungen im Bereich der Tidal Flats (Emersion, Verkarstung), eine über den genannten Zeitraum hinweg gemittelte Sedimentationsrate von mindestens 6 cm/1000 Jahre. Dieser Wert ist als ungefährer Anhaltspunkt zu sehen, wobei sicherlich in den verschiedenen Plattform-Phasen unterschiedliche Raten auftraten (z. B. Phase des Verfüllens der Radiolaritbecken im Kimmeridgium mit geringerer Sedimentationsrate im Vergleich zum Zeitraum der erhöhten Absenkung vom Ober-Tithonium bis Berriasum mit höherer Sedimentationsrate). FENNINGER (1967: 180) sowie FENNINGER & HOLZER (1972: 82) kommen auf vergleichbare Werte von 4-5 cm/1000 Jahre wobei dieser Wert anhand anderer Basisdaten berechnet wurde (Mächtigkeit 700 m, Zeitdauer gesamter Ober-Jura 30 Mio. Jahre). Auffallend ist ferner, dass für oberjurassische Beckensedimente wie z. B. die Oberalmer Schichten durchaus vergleichbar hohe Sedimentationsraten angegeben werden. Die Literaturangaben werden von FENNINGER & HOLZER (1972: S. 84) wie folgt zusammengestellt: 3,6-5,6 cm/1000 J / 3,0-6,0 cm/1000 J / 1,7-5,1 cm/1000 J. BOSSCHER & SCHLAGER (1993) haben in einer Literaturrecherche die Sedimentationsraten von Flachwasserkarbonaten vom Silur bis ins Holzäin zusammengestellt. Für die Bahama-Bank finden sich Angaben von 1,76 bis 9,9 cm/1000 Jahre. Hinsichtlich dem Jura des Apennin (1,82 bis 3,2 cm/1000 Jahre) sind die geschätzten Sedimentationsraten des Plassen deutlich überhöht, gegenüber Daten, die für den Kaukasus und Kuba angegeben werden (jeweils 16,67 cm/1000 Jahre) jedoch deutlich niedriger. Für die peritidalen Karbonate des Purbecks (oberstes Tithonium-Berriasum) von Südspanien werden 5 cm/1000 Jahre (compacted rock) bzw. 12-15 cm/100 Jahre (uncompacted) angegeben (JIMENEZ DE CISNEROS & VERA 1993). Weitere Untersuchungen werden zum Ziel haben, die Gesamtmächtigkeiten genauer zu erfassen, um verlässlichere Karbonatproduktionsraten zu erhalten.

6.3. Plattformgliederung

Die bisher in der Literatur angeführte grobe Gliederung der Plassen-Formation in einen unteren mikritischen Typus und hangenden sparitischen Typus (z. B. FENNINGER 1967) trifft für die Typlokalität in dieser Form nicht zu. Die obere Hang-Fazies (Kap. 2.1.), die Plattformrand-, Rückschwellenfazies (Kap. 2.2.) sind nahezu ausschliesslich rein sparitisch ausgebildet. In den Tidal Flat Ablagerungen können beide Mikrofaziestypen, mikrit- und sparitdominierte MF-Typen auftreten. Erst im Laufe des oberen Tithoniums folgen die

rein mikritischen Ablagerungen der internen Lagune (Kap. 2.7.), die wiederum von höherenergetischen Faziestypen externer Plattformbereiche (Kap. 2.8., 2.9.) überlagert werden. Das heisst also, dass unter Heranziehung des Kriteriums Dominanz von Sparit einerseits bzw. Mikrit andererseits sich eine grobe Dreigliederung ergibt, mit einem überwiegend sparitisch ausgebildeten tieferen Abschnitt, gefolgt von einem (überwiegend) mikritischen mittleren Abschnitt, der wiederum von (überwiegend) sparitischen Faziestypen überlagert wird (vgl. Abb. 2). Die Folgerung von FENNINGER & HÖTZL (1965: 49; 1967: 23) bzw. auch FENNINGER & HOLZER (1972: 63), dass die sparitische Entwicklung die mikritische Entwicklung (Grenzbereich Kimmeridgium/Tithonium gemäss FENNINGER & HÖTZL 1967) stratigraphisch überlagert, d. h. generell jünger ist, trifft also nicht zu. Die mikritischen MF-Typen der inneren Lagune (Typus I bei FENNINGER & HÖTZL 1965) sind mit einem Ober-Tithonium Alter eindeutig jünger als der sparitische Typus II. Diese Fehlinterpretation geht i.w. auf Hydrozoenbestimmungen zurück, was zeigt, dass diese für stratigraphische Fragestellungen im kalkalpinen Ober-Jura nicht oder nur eingeschränkt verwertbar sind. So sind zwar beispielsweise die meisten Literaturzitate zum Vorkommen von *Cladocoropsis mirabilis* FELIX 1907 aus dem Kimmeridgium (z. B. FLÜGEL 1974), jedoch reicht die Art in den Dinariden Westkroatien, mit einem Häufigkeitsmaximum im Oxfordium, bis in das Berriasum (TISLIĆ & VELIĆ 1993). Ein weiteres Beispiel sind das südliche Apuseni-Gebirge von Rumänien, von wo DRAGASTAN (1999) die Art aus dem mittleren/oberen Tithonium angibt.

6.4. Faziesentwicklung

Die im Bereich der Typlokalität der Plassen-Formation auftretenden Gesteine zeigen einen kompletten Sedimentationszyklus vom Entstehen einer Karbonatplattform im Zuge einer shallowing-upward Folge (Kimmeridgium), mit weitestgehend stabilen Sedimentationsbedingungen im Unter-/Mittel-Tithonium und schliesslich einem finalen "Ertrinken" (drowning) der Rampe/Plattform (Ober-Tithonium bis Berriasum). In Übereinstimmung mit FENNINGER & HÖTZL (1965: 3) handelt es sich bei der Plassen-Formation der Typlokalität nicht um Riffkalke. Die diesbezüglich getroffene Aussage von FENNINGER & HOLZER (1972: 82), dass die Plassen-Formation "im Gegensatz zur Entwicklung in der Trias, keine echten Riffe darstell(t), sondern als Flachwassersedimente einer Bank- bzw. Plattformentwicklung mit lokalen patch reefs betrachtet werden" kann anhand unserer Ergebnisse voll bestätigt werden. Lokal auftretende Riffkalke sind von anderen Lokalitäten, wie beispielsweise vom Rötelstein-Krahstein, beschrieben worden (STEIGER & WURM 1980).

Eine wesentliche neue Erkenntnis ist, dass ein transgressives Auflagern (mit Basiskonglomeraten) der Plassen-Formation auf triassischen Gesteinen mit einer fast durchgängigen Schichtlinie im Jura, wie in vielen Übersichtsarbeiten in der Literatur dargestellt, an der Typlokalität nicht angetroffen wurde. Vielmehr überlagert die Plassen-Formation Beckensedimente (Kieselkalke und Radiolarite mit eingelagerten mass-flow deposits), die bis in den Oxfordium/Kimmeridgium-Grenzbereich bzw. das tiefere Kimmeridgium reichen. Die ra-

sche Progradations-Zyklus über die Kieselsedimente ist zwischen der Fazies gemäss Kap. 2.3. und 2.4. durch eine kurze Meeresspiegeltransgression im tieferen Tithonium gekennzeichnet. Der durch die Fazies des in Kap. 2.5. beschriebenen Zeitpunkts des minimalen Meeresspiegelstandes ist ungefähr in das mittlere Tithonium zu stellen. Unter Heranziehung des übergeordneten Regressions-/Transgressionsgeschehens scheint sich anhand der vorläufigen Ergebnisse damit eine grobe Zweigliederung des Tithoniums zu ergeben. Eine Anwendung sequenzstratigraphischer Methoden wird hier sicherlich ein lohnendes zukünftiges Aufgabenfeld sein, was aber eine noch detailliertere Beprobung zur Voraussetzung macht, um eventuell auch kleinere Zyklen unterscheiden zu können.

Der höhere Anteil der Plassen-Formation (oberes Tithonium bis tieferes Berriasium) wird von einer transgressiven Abfolge gebildet (Kap. 2.7. bis 2.9.), vergleichbar mit den Ergebnissen an der Lokalität Trisselwand (SCHLAGINTWEIT & EBLI 1999a). Dabei weist diese transgressive Abfolge bis in das Berriasium hinein, während einer Phase global fallenden Meeresspiegels, auf eine abnehmende euphotische Karbonatproduktion hin, bei gleichzeitiger Zunahme des feinkörnigen siliziklastischen Anteiles. Im Hangende des Plassen treten dann, in Spalten erhaltene, klastisch verunreinigte Kieselsedimente (Radiolarien Packstones) auf (z. B. Probe PL 56).

Die mit der transgressiven Sedimentationsabfolge belegte Vertiefung vom höheren Tithonium an, in Kombination mit den veränderten Sedimentationsprozessen, weist auf eine überwiegend tektonische Kontrolle des Sedimentationsgeschehens der höheren Plassen-Formation hin, die im Zusammenhang mit der weiteren Einengung im Tethysraum steht. Im Detail weist die Hangfazies des Kimmeridgiums eine tendenziell geringere Mächtigkeit auf als die äquivalenten Ablagerungen des Berriasiums (z. B. Lokalität Trisselwand).

Ebenso sind deutliche Unterschiede in der mikropaläontologischen Ausbildung festzustellen, wie z. B. das offensichtliche Fehlen der typischerweise mit Kieselspongien assoziierten *Tubiphytes-Tereberella*-Assoziation in der Hangabfolge des Kimmeridgiums. Anhand der Anordnung der heute aufgeschlossenen Fazieszonen lässt sich am Plassen in der tieferen Unter-Kreide ein nach Nordwesten gerichteter Paläoslope postulieren. Bemerkenswert ist, dass sowohl am Plassen als auch an der Trisselwand bei Altaussee (SCHLAGINTWEIT & EBLI 1999a) in der Profilfolge die Jura/Kreide-Grenze ungefähr im Bereich des Plattformrandes/Übergang zum Hang liegt. Auffallend ist ferner das Fehlen einer ausgeprägten Übergangsfazies zwischen der internen Lagune der Fazies 2.7. in die rezifalen Faziestypen der Fazies 2.8., die beide relativ schnell ineinander übergehen. Dieses "telescoping" der Fazieszonen dürfte seine Ursache(n) in der ursprünglichen Plattformmorphologie (relativ steiler Hang und markanter Übergang am Rand einer "flat-topped

platform") und/oder in synsedimentärer Tektonik gehabt haben. Dieser Umstand könnte das typische und gehäufte Auftreten von Klasten der inneren Plattform (z. B. Dasycladaceen-Wackestones) in den Barmsteinkalken (STEIGER 1981; eigene Beobachtungen) erklären. Im Gegensatz hierzu fehlen diese in den Resedimentlagen der Sillenkopf-Formation (MISSONI et al. 2001). Letztere wurden während einer anderen Phase einer Plattformprogradations-Zyklus über die Plattformhang geschüttet, während die Ablagerung der Barmsteinkalke im oberen Tithonium bis Berriasium (z. B. FENNINGER 1972, LOBITZER et al. 1994, STEIGER 1981) zu einer Zeit erfolgte, wo im Bereich der Karbonatplattform eine Vertiefungsabfolge dokumentiert ist. Der direkte und rasche Übergang der Flachwasserfazies in den Plattformhang passt innerhalb der von CONIGLIO & DIX (1992) aufgestellten Klassifikation (in Abhängigkeit von der Geometrie der slope-Ablagerungen und dem angrenzenden Plattformrand) am besten zu dem Typus des "slope apron". Der Plattformhang des Kimmeridgiums würde dementsprechend zu einer "rimmed platform" (depositional margin) passen, wobei die höherenergetischen "carbonate shoals" am Plattformrand von den Labyrinthinen-Grainstones repräsentiert werden.

7. Ausblick

Zur Gesamt-Rekonstruktion der Geometrie der Ober-Jura Flachwassersedimente im Bereich der Nördlichen Kalkalpen sind in weiterer Folge grossflächige stratigraphische und faciale Untersuchungen in Kombination mit der stratigraphischen und faciellen Untersuchung der jeweiligen Unter- und Überlagerung unumgänglich. In diesem Zusammenhang soll auch eine Nachbeprobung im nordwestlichen Bereich des Plassen durchgeführt werden, wo noch weitere (jüngere) Ablagerungen erwartet werden, wodurch die Schichtfolge komplettiert würde. Zur Vervollständigung der lateralen Verbreitung der einzelnen Fazieszonen ist auch noch eine Nachuntersuchung des westlichen Bereiches des Vorplassen, wo FENNINGER & HÖTZL (1965) "Sparitfazies" in ihrer Karte ausweisen, vorgesehen. Von Interesse dürfte auch der nördlichste Abschnitt sein, wo tektonisch bedingt, vermutlich einige Fazieszonen fehlen (Proben PL 60, 61). Nur mit diesen weiteren Untersuchungen (Plassen und andere Lokalitäten) wird es in Zukunft möglich sein, verlässliche Faziesrekonstruktionen durch Raum und Zeit zu erstellen, die für die Rekonstruktion der geodynamischen Verhältnisse im höheren Ober-Jura nach der polyphasen Radiolaritbeckenentwicklung (Callovium bis Tithonium) notwendig sind.

Eine generelle Neudefinition der Sedimente, die im Zusammenhang mit der Entwicklung der Ober-Jura Seichtwasserkarbonatentwicklung stehen, ist sicherlich nötig, kann aber erst nach der Bearbeitung aller in den Nördlichen Kalkalpen auftretenden Vorkommen vorgenommen werden, da eine lithologische und lithofacielle Definition der einzelnen Sedimente nur im Zusammenhang mit anderen Schichtfolgen (Über- und Unterlagerung) vorgenommen werden kann und jeder Schichtname zusätzlich zur rein litho- und mikrofaciellen Definition eine paläogeographische Stellung impliziert. Eine Neudefinition der einzelnen Formationen ist zur Zeit ohne

die Kenntnis und detaillierte stratigraphische und sedimentologische Neubearbeitung der Unterlagerung und der Formationen selbst nicht möglich und würde auch nicht den Ansprüchen internationaler Richtlinien (STEININGER & PILLER 1999) genügen.

Dank

Wir danken den Herren Mag. Mayr und Unterberger (Salinen AG, Österreich) für die Unterstützung, im Hohe Wasserstollen eine umfangreiche Probenahme durchführen zu können. Herr Meier (Hallstatt) und Herr Könighofer (Abtenau) von den Österreichischen Bundesforsten erteilten eine Fahrgenehmigung für die Forststrassen rund um den Plassen, was die Probenahme sehr erleichterte. Frau Wegerer (Leoben) zeichnete die Plassenkarte. Prof. Ovidiu Dragastan (Universität Bucharest) unterstützte uns dankenswerter Weise bei der Bestimmungen der "Rivulariacen". Besonderen Dank schulden wir den Herren Volker Diersche (Sulzfeld/Main) und Oskar Ebli (München) für kritisches Lesen des Manuskriptes und für die zahlreichen Vorschläge zum besseren Verständnis der neuen Ergebnisse.

Literatur

- ALTH, A. von (1882): Die Versteinerungen des Nizniower Kalksteines. - Beitr. Paläont. Oesterr.-Ung. **1**: 183-332, Wien.
- ALTINER, D. (1991): Microfossil biostratigraphy (Mainly Foraminifera) of the Jurassic-Lower Cretaceous carbonate successions in North-Western Anatolia (Turkey). - Geol. Romana **27**: 167-213, Rom.
- AMPFERER, O. (1918): Geologische Untersuchungen über die exotischen Gerölle und die Tektonik niederösterreichischer Gosauablagerungen. - Dkschr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl. **96**: 1-56, Wien.
- ARNAUD-VANNEAU, A., BOISSEAU, T. & DARSAC, C. (1988): Le genre *Trocholina* PAALZOW, 1922 et ses principales espèces au Crétacé. - Rev. Paléobiol., Vol. spéc. **2**: 353-377, Genf.
- BAUMGARTNER, P.O., BARTOLINI, A., CARTER, E.S., CONTI, M., CORTESE, G., DANELIAN, T., DE WEVER, P., DUMITRICA, P., DUMITRICA-JUD, R., GORICAN, S., GUEX, J., HULL, D.M., KITO, N., MARCUCCI, M., MATSUOKA, A., MURCHEY, B., O'DOGHERTY, L., SAVARY, J., VISHNEVSKAYA, V., WIDZ, D. & YAO, A. (1995): Middle Jurassic to Early Cretaceous radiolarian biochronology of Tethys based on Unitary Associations. - Mém. de Géol. **23**: 1013-1048, Lausanne.
- BEALES, F.W. (1958): Ancient sediments of Bahaman type. - AAPG Bull. **42**: 1845-80, Tulsa.
- BERNIER, P. (1971): Deux nouvelles algues Dasycladacees du Jurassique Supérieur du Jura Méridional. - Géobios **4/3**: 173-184, Lyon.
- BERNIER, P. (1979): Une nouvelle espèce d'algue Dasycladale: *Terquemella concava* nov. sp., dans les Calcaires à "Tubulues" d'âge Portlandien de la Cluse-Des-Hopitaux (Jura Meridional). - Géobios **12/4**: 597-603, Lyon.
- BERNIER, P. (1984): Les formations carbonatées du Kimmeridgien et du Portlandien dans le Jura méridional. Stratigraphie, micropaléontologie, sédimentologie. - Doc. Lab. Geol. **92/1**: 1-803, Lyon.
- BETZLER, C., REIJMER, J.J.G., BERNET, K., EBERLI, G.P. & ANSELMETTI, F.S. (1999): Sedimentary patterns and geometries of the Bahamian outer carbonate ramp (Miocene-Lower Pliocene, Great Bahama Bank). - Sedimentology **46**: 1127-1143, Oxford.
- BORNEMANN, J.G. (1887): Geologische Algenstudien. - Jb. K. Preuss. Geol. Landesanst. Bergakad. **1866**: 116-134, Berlin.
- BOSSCHER, H. & SCHLAGINTWEIT, F. (1993): Accumulation rates of carbonate platforms. - J. Geology **101**: 345-355, Chicago.
- BOSENCE, D.W.J., WOOD, J., ROSE, E.P.F. & QUING, H. (2000): Low and high tide frequency sea-level changes control peritidal carbonate cycles, facies and dolomitization in the Rock of Gibraltar (Early Jurassic, Iberian Peninsula). - Journ. Geol. London **157**: 61-74, London.
- BUCUR, I.I., CONRAD, M.A. & RADOVIC, R. (1995): Foraminifera and calcareous algae from Valanginian limestones in the Jerna River Canyon, Eastern Serbia. - Rev. Paléobiol. **14/2**: 349-377, Genf.
- CAROZZI, A. (1953): Découverte du genre *Salpingoporella* dans le Jurassique supérieur du Grand-Salève. - Arch. Sci. **6/6**: 382-386, Genf.
- CAROZZI, A. (1954): L'organisme "C" J. Favre (1927) est une *Vaginella* portlandienne. - Arch. Sci. **7/2**: 107-111, Genf.
- CARRAS, N. (1995): La piattaforma carbonatica del Parnasso durante il Giurassico superiore - Cretaceo inferiore. - Ph.D. thesis, 1-232, Athen (in griechisch mit italienischem Abstract).
- CASTELLARIN, A. & SARTORI, R. (1973): Desiccation shrinkage and leaching vugs in the Calcarei grigi infrialiassici tidal flat (S. Massenza and Loppio, Trento, Italy). - Eclogae geol. Helv. **66/2**: 339-343, Basel.
- CHIOCCHINI, M., FARINACCI, A., MANCINELLI, A., MOLINARI, V. & POTETTI, M. (1994): Biostratigrafia a foraminiferi, dasicladali e calpionelle delle successioni carbonatiche mesozoiche dell'Appennino Centrale (Italia). - Studi Geol. Camerti, Vol. spec. "Biostratigrafia dell'Italia centrale", 9-129, Camerino.
- CONIGLIO, M. & DIX, G.R. (1992): Carbonate slopes. - (In: WALKER, R.G. & JAMES, N.P. (Eds.): Facies Models: Response to seal level change), Geol. Ass. of Canada, 349-373, St. Johns.
- CONRAD, M.A. (1977): The Lower Cretaceous calcareous algae in the area surrounding Geneva (Switzerland): Biostratigraphy and depositional environments. - (In: FLÜGEL, E. (Ed.): Fossil algae, recent results and developments), 293-300, Springer Verlag (Berlin).
- CRESCENTI, U. (1959): Sopra una nuova *Macroporella* (Alga calcarea) nel Malm dell'Italia meridionale. - Giorn. Geol. **27**: 195-202, Bologna.
- CRESCENTI, U. (1969): Biostratigrafia delle facies mesozoiche dell'Appennino Centrale: Correlazioni. - Geol. Romana **8**: 15-40, Rom.
- DARGA, R. & SCHLAGINTWEIT, F. (1991): Mikrofazies, Paläontologie und Stratigraphie der Lerchkogelkalke (Tithon-Berrias) des Dietrichshorns (Salzburger Land, Nördliche Kalkalpen). - Jb. Geol. B.-A. **134/2**: 205-226, Wien.
- DE CASTRO, P. (1991): Mesozoic. - (In: BARATTOLO, F., DE CASTRO, P. & PARENTE, M. (Eds.), 5th Int. Symp. Fossil Algae, Capri 7-12.4.1991, Field-Trip Guide Book), 21-38, Neapel.
- DE CASTRO, P. (1993): Observations on *Campbelliella* RADOVIC, 1959 and *Neoteutloporella* BASSOULET et al., 1978 (green algae, Dasycladales). - Boll. Soc. Paleont. Ital. Spec. Vol. **1**: 121-184, Modena.
- DIENI, I. & RADOVIC, R. (1999): *Clypeina dragastani* sp. nov., *Salipingoporella granieri* sp. nov. and other Dasycladalean algae from the Berriasian of Eastern Sardinia. - Acta Palaeontol. Romania **2**: 105-123, Bukarest.
- DIERSCHE, V. (1980): Die Radiolarite des Oberjura im Mittelabschnitt der Nördlichen Kalkalpen. - Geotek. Forsch. **58**: 1-217, Stuttgart.
- DRAGASTAN, O. (1966): A new Serpulid species in the Upper Jurassic of Romania. - Paläont. Z. **40/1-2**: 147-150, Stuttgart.
- DRAGASTAN, O. (1985): Review of Tethyan Mesozoic Algae of Romania. - (In: TOOMEY, D.F. & NITECKI, M.H. (Eds.): Paleoalgology: Contemporary Research and Applications), 101-161, Berlin (Springer).
- DRAGASTAN, O. (1989): New "Porostromata" algae of the Mesozoic (II). - Rev. Esp. Micropaleont. **21**(3): 417-448, Madrid.

- DRAGASTAN, O. (1999): Jurassic-Cretaceous calcareous algae of the Transylvanides, Inner Dacides and Moesian Platform (Romania). - Rev. Esp. Micropal. **31**/2: 185-218, Madrid.
- DRAGASTAN, O., RICHTER, D.K., KUBE, B., POPA, M., SARBU, A. & CIUGULEA, I. (1997): A new family of Paleo-Mesozoic calcareous green siphons-algae (Order Bryopsidales, Class Bryopsidophyceae, phylum Siphonophyta). - Rev. Esp. Micropaleont. **29** (1): 69-135, Madrid.
- DUNHAM, R.J. (1963): Early vadose silt in Townsend Mound (Reef), New Mexico. - SEPM Spec. Pub. **14**: 139-181, Tulsa.
- DUNHAM, R.J. (1970): Keystone vugs in carbonate beach deposits. - AAPG Bull. **54**: 845-858, Tulsa.
- DURAND DELGA, M. (1957): Quelques remarques sur les fibrosphères. - Publ. Serv. Carte géol. de l'Algérie, N.S., **13**: 153-164, Alger.
- DYA, M. (1992): Mikropaläontologische und fazielle Untersuchungen im Oberjura zwischen Salzburg und Lofer. - Unveröffentl. Diss. TU Berlin, 1-137, Berlin.
- ELLIOTT, G.F. (1956a): Further records of fossil calcareous algae from the Middle East. - Micropaleont. **2**: 327-334, New York.
- ELLIOTT, G.F. (1956b): Algues calcaires Codiaceae fossiles d'Iraq nouvelles et peu connues. - Bull. Soc. Géol. France **6** (6): 789-795, Paris.
- ENDO, R. (1961): Calcareous algae from the Jurassic Torinosu Limestone. - The Sci. Rep. Saitama Univ., ser. B, Comm. Vol., 53-75, Urawa.
- FARINACCI, A., FIORENTINO, A & RIDOLFI, V. (2000): Aspects of Jurassic radiolarite sedimentation in a ramp setting following the "mid-Late Jurassic discontinuity", Barla Dag area, Western Taurus, Turkey. - (In: BOZKURT, E., WINCHESTER, J.A. & PIPER, J.D. (Eds.), Tectonics and Magmatism in Turkey and the Surrounding area), Geol. Soc. London, Spec. Publ. **173**: 163-170, London.
- FARINACCI, A. & RADOVIC, R. (1991): Late Jurassic-Early Cretaceous Dasycladales (Green algae) from the Western Pontides, Turkey. - Geol. Rom. **27**: 135-165, Rom.
- FELIX, J. (1907): Eine neue Korallengattung aus dem dalmatinischen Mesozoikum. - Sitz. Ber. Naturforsch. Ges. Leipzig, Jg. **1906-07**: 3-10, Leipzig.
- FENNINGER, A. (1967): Riffentwicklung im oberostalpinen Malm. - Geol. Rdsch. **56**: 171-185, Stuttgart.
- FENNINGER, A. (1972): Die Fauna und Flora der Barmsteinkalk-Bank B2 im Raume des Trattberges (Osterhorngruppe, Salzburg). - Ber. Haus Nat. Salzburg **3**: 10-23, Salzburg.
- FENNINGER, A., FLÜGEL, H. & HÖTZL, H. (1963): Bericht über paläontologisch-mikrofazielle Untersuchungen an ostalpinen Plassenkalken s.l. - Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., **100 Jg.** (Nr. 1-15): 324-327, Wien.
- FENNINGER, A. & HÖTZL, H. (1965): Die Hydrozoa und Tabulozoa der Tressenstein- und Plassenkalke (Ober-Jura). - Mitt. Mus. Bergbau, Geol. Techn. Landesmus. "Joanneum" **27**: 1-63, Graz.
- FENNINGER, A. & HÖTZL, H. (1967): Die Mikrofauna und -flora des Plassen- und Tressensteinkalkes der Typlokalität (Nördliche Kalkalpen). - N. Jb. Geol. Paläont. Abh. **128**/1: 1-37, Stuttgart.
- FENNINGER, A. & HOLZER, H.L. (1972): Fazies und Paläogeographie des oberostalpinen Malm. - Mitt. Geol. Ges. **63** (1970): 52-141, Wien.
- FERNECK, F.E. (1962): Stratigraphie und Fazies im Gebiet der mittleren Saalach und des Reiteralm-Gebirges: ein Beitrag zur Deckenfrage in den Berchtesgadener Alpen. - Diss. Techn. Hochsch. München, 1-107, Geol. Karte, München.
- FLÜGEL, E. (1964): Ein neues Vorkommen von Plassenkalk (Ober-Jura) im Steirischen Salzkammergut, Österreich. - N. Jb. Geol. Paläont. Abh. **120**/2: 213-232, Stuttgart.
- FLÜGEL, E. (1972): Mikroproblematika in Dünnenschliffen von Trias-Kalken. - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. **21**: 957-988, Innsbruck.
- FLÜGEL, E. (1974): Fazies-Interpretation der Cladocoropsis-Kalke (Malm) auf Karaburun, W-Anatolien. - Arch. F. Lagerstättenforsch. Ostalpen, Sonderband **2** (Festschrift O.M. Friedrich), 79-94, Leoben.
- FLÜGEL, H. & FENNINGER, A. (1966): Die Lithogenese der Oberalmer Schichten und der mikritischen Plassen-Kalke (Tithonium, Nördliche Kalkalpen). - N. Jb. Geol. Paläont. Abh. **123**/3: 249-280, Stuttgart.
- FOURY, G. & VINCENT, E. (1967): Morphologie et répartition stratigraphique du genre *Kilianina* PFENDER (Foraminifère). - Eclogae geol. Helv. **60**/1: 33-45, Basel.
- FROLLO, M. (1938): Sur un nouveau genre de Codiacee du Jurassique supérieur des Carpates Orientales. - Bull. Soc. Géol. France **8** (3): 269-271, Paris.
- FRUTH, I. & SCHERREIKS, R. (1984): Hauptdolomit - Sedimentary and paleogeographic models (Norian, Northern Calcareous Alps). - Geol. Rdsch. **73**: 305-319, Stuttgart.
- GALLOWAY, W.E. (1975): Process framework for describing the morphologic and stratigraphic evolution of deltaic depositional systems. - (In: BROUSSARD, M.L. (Ed.): Deltas, Models for exploration, Houston), Geol. Soc., 87-98, Houston.
- GAWLICK, H.-J. (2000): Die Radiolaritbecken in den Nördlichen Kalkalpen (hoher Mittel-Jura, Ober-Jura). - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr. **44**: 97-156, Wien.
- GAWLICK, H.-J., FRISCH, W., VECSEI, A., STEIGER, T. & BÖHM, F. (1999): The change from rifting to thrusting in the Northern Calcareous Alps as recorded in Jurassic sediments. - Geol. Rdschau. **87**: 644-657, (Springer) Berlin.
- GAWLICK, H.-J., LEIN, R., SCHLAGINTWEIT, F., SUZUKI, H. & WEGERER, E. (2001): Der Hallstätter Salzberg und sein geologischer Rahmen – Geschichte und Stand der Erforschung, Interpretationen und neue Ergebnisse. - Ber. Geol. B.-A. **56** (Geschichte der Erdwiss. 3. Symp. Hallstatt 2001), 45-49, Wien.
- GOMEZ-PEREZ, I., FERNANDEZ-MENDIOLA, P.A. & GARCIA-MONDEJAR, J. (1999): Depositional architecture of a rimmed carbonate platform (Albian, Gorbea, Western Pyrenees). - Sedimentology **46**: 337-356, Oxford.
- GONZALEZ, R. & EBERLI, G.P. (1997): Sediment transport and bedforms in a carbonate tidal inlet, Lee Stocking Island, Exumas, Bahamas. - Sedimentology **44**: 1015-1030, Oxford.
- GORBATCHIK, T.N. (1971): On early Cretaceous foraminifera of the Crimea. - Acad. Nauk. Voprosi Micropaleont. **14**: 125-139, Moskau (in russisch).
- GORBATCHIK, T.N. & KUZNETSOVA, K.J. (1983): Jurassic and Early Cretaceous planktonic foraminifera (Favusellidae). Stratigraphy and paleobiogeography. - Zitteliana **10**: 459-466, München.
- GRADSTEIN, F.M., AGTERBERG, F.P., OGG, J.G., HARDENBOL, J., VAN VEEN, P., THIERRY, J. & HUANG, Z. (1995): A Triassic, Jurassic and Cretaceous time scale. - (In: BERGGREN, W.A., KENT, D.V., AUBRY, M.-P. & HARDENBOL, J. (Eds.): Geochronology, Time scales, and global stratigraphic correlations), SEPM Spec. Publ. **54**: 95-126, Tulsa.
- GRAMMER, G.M., GINSBURG, R.N. & HARRIS, P. M. (1993): Timing of deposition, diagenesis, and failure of steep carbonate slopes in response to a high-amplitude/high frequency fluctuation in sea level, tongue of the ocean, Bahamas. - (In: LOUCKS, R.G. & SARG, J.F. (Eds.): Carbonate sequence stratigraphy – recent developments and applications), AAPG Mem. **57**: 107-131, Tulsa.
- GRANIER, B. & BERTHOU, P.-Y. (1994): Description de *Milanovicella momciliiana* n. gen., n. sp., algue dasycladale du Portlandien de l'Algarve Central (Portugal), et validation de quelques taxons affins. - Rev. Micropaléont. **37**/2: 113-121, Paris.
- GRIGELIS, A.A. (1958): *Globigerina oxfordiana* sp. n. – occurrence of globigerines in the Upper Jurassic deposits of Lithuania. - Nauch. Dokl. Vys. Shkoly, Geol.-Geogr. Nauki **3**: 110, Moskau (in Russisch).
- GÜMBEL, C.W. (1891): Geognostische Beschreibung der Fränkischen Alb (Frankenjura). - Geogn. Jh. (Bayer. Oberbergamt); München.
- HAAS, J. (1999): Late Cretaceous isolated platform evolution in the Bakony Mountains (Hungary). - Geol. Carpathica **50**/3: 241-256, Bratislava.
- HAHN, F. (1910): Geologie des oberen Saalachgebietes zwischen Lofer und Diesbachthal. - Jb. K.K. Reichsanstalt **63**: 1-76, geol.

- Karte, Wien.
- HANFORD, C.R. & LOUCKS, R.G. (1993): Carbonate depositional sequences and systems tracts – response of carbonate platforms to relative sea-level change. - (In: LOUCKS, R.G. & SARG, J.F. (Eds.), Carbonate Sequence Stratigraphy – Recent developments and applications), AAPG Mem. **57**: 3-42, Tulsa.
- HARRIS, P.M. (1983): The Joulters ooid shoal, Great Bahama Bank. - (In: PERYT, T.M. (Ed.): Coated grains), 132-141, New York (Springer).
- HARTIG, K. & BENISON, K.C. (2000): Tidal flat dolomitization: An ancient example from the Silurian Byron Formation, northern Michigan. - Proc. 10th Symp. On the Geol. of the Bahamas and other carbonate regions, San Salvador, Bahamas, Seite 17.
- HAUER, F., von (1857): Ein geologischer Schnitt der Alpen von Passau bis Duino. - Sitzber. Math.-Naturwiss. Cl. K. Akad. Wiss. **25/1**: 253-348, Wien.
- HAUG, E. (1906): Les nappes de charriage des Alpes Calcaires Septentrionales. 1. Et 2. Parties. - Bull. Soc. Géol. France, **4/6**: 359-422, Paris.
- HEINZ, R.A. & ISENSCHMID, C. (1988): Mikrofazielle Untersuchungen im Massivkalk (Malm) der Préalpes médianes. - Eclogae geol. Helv. **81/1**: 1-62, Basel.
- HENSON, F.R.S. (1948): New Trochamminidae and Verneuilinidae from the Middle East. - Ann. Mag. Nat. Hist. (11), **14**: 605-630, London.
- HERRMANN, J. (1990): Zur Unterscheidung von Barmsteinkalk und Tressensteinkalk (Oberjura, Nördliche Kalkalpen). - Zbl. Geol. Paläont., Teil 1, **1989**, 9/10: 1349-1357, Stuttgart.
- HILLGÄRTNER, H., DUPRAZ, C. & HUG, W. (2001): Microbially induced cementation of carbonate sands: are micritic meniscus cements good indicators of vadose diagenesis? - Sedimentology, **48**: 117-131, New York.
- HÖTZL, H. (1966): Zur Kenntniss der Tressenstein-Kalke (Ober-Jura, Nördliche Kalkalpen). - N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **123/3**: 281-310, Stuttgart.
- HOTTINGER, L. (1967): Foraminifères imperforés du Mésozoïque marocain. - Notes Mém. Serv. Géol. Maroc, **209**: 1-168, Rabat.
- ISERN, A.R. & ANSELMETTI, F. (2002): The influence of carbonate platform morphology and sea level on fifth-order petrophysical cyclicity in slope and basin sediments adjacent to the Great Bahama Bank. - Marine Geol., **185** (1-2): 19-25, Amsterdam.
- JAFFREZO, M. (1973): Les Algues calcaires du Jurassique Supérieur et du Crétacé inférieur des Corbières. - Rev. Micropaléont., **16/2** : 75-88, Paris.
- JIMENEZ DE CISNEROS, C. & VERA, J.A. (1993): Milankowitch cyclicity in Purbeck peritidal limestones of the Prebetic (Berriasián, southern Spain). - Sedimentology, **40**: 513-537, Oxford.
- KRISTAN-TOLLMANN, E. (1989): *Agantaxia biserialis* n. g. n. sp., ein Anomuren-Koprolith aus dem tithonen Plassenkalk von Oberösterreich. - N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1** (1989): 23-29, Stuttgart.
- KÜHN, O. (1935): Die Hornsteinbreccie des Sonnwendgebirges und ihre Korallenfauna. - Pal. Z., **17**: 178-204, Stuttgart.
- KUSS, J. (1983): Faziesentwicklung in proximalen Intraplattform-Becken: Sedimentation, Palökologie und Geochemie der Kössener Schichten (Ober-Trias, Nördliche Kalkalpen). - Facies, **9**: 9-24, Erlangen.
- LACKSCHEWITZ, K.S., GRÜTZMACHER, U. & HENRICH, R. (1991): Paleoceanography and rotational block faulting in the Jurassic carbonate series of the Chiemgau Alps (Baviera). - Facies, **24**: 1-24, Erlangen.
- LEINFELDER, R.R. (1992): A modern-type Kimmeridgian Reef (Ota Limestone, Portugal): Implications for Jurassic reef models. - Facies, **26**: 11-34, Erlangen.
- LEINFELDER, R.R., NOSE, M., SCHMID, D.U. & WERNER, W. (1993): Microbial crusts of the late Jurassic: Composition, palaeoecological significance and importance in reef construction. - Facies, **29**: 195-230, Erlangen.
- LEUPOLD, W. & BIGLER, H. (1935): *Coscinoconus*, eine neue Foraminiferenform aus Tithon-Unterkreide-Gesteinen der helvetischen Zone der Alpen. - Eclogae geol. Helv. **28/2**: 606-624, Basel.
- LOBITZER, H., MANDL, G.W., MAZZULO, S.J. & MELLO, J. (1990): Comparative study of Wetterstein carbonate platforms of the easternmost Northern Calcareous Alps and West Carpathian Mountains: Preliminary results. - (In: MINARIKOVA, D. & LOBITZER, H. (Eds.): Thirty years of geological cooperation between Austria and Czechoslovakia), 136-158, Wien-Prag.
- LOBITZER, H., BODROGI, I. & FILACZ, E. (1994): Lebensspuren der Oberalmer Schichten, Schrambach- und Rossfeld-Formation (Oberjura/Unterkreide) der Salzburger Kalkalpen. - Jubiläumschrift 20 Jahre Geol. Zusammenarbeit Österr. - Ungarn, Teil 2: 285-322, Wien.
- MAJOR, R.P., BEABOUT, D.G. & HARRIS, P.M. (1996): Facies heterogeneity in a modern ooid sand shoal – An analog for hydrocarbon reservoirs. - Bureau of Economic Geology, Geol. Circ. **96/1**: 1-30, Austin.
- MANCINELLI, A. & FERRANDES, D. (2001): Mesozoic cyanobacteria and calcareous ? algae of the Apennine Platform (Latium and Abruzzi, Italy). - Géobios **34/15**: 533-546, Lyon.
- MANDL, G.W. (1998): Geologische Karte der Dachsteinregion, 1:50000. - Geologische Bundesanstalt und Umweltbundesamt, Wien.
- MASSE, J.-P., BUCUR, I.I., VIRGONE, A. & DALMASSO, H. (1999): Nouvelles espèces de Dasycladales du Crétacé inférieur de Provence (S.E. France). - Rev. Micropal., **42/3**: 231-243, Paris.
- MISIK, M., SOTAK, J. & ZIEGLER, V. (1999): Serpulid worms *Mercierella fauveti*, *Durandella dragastan* and *Carpathiella* nov. gen. from the Jurassic, Cretaceous and Paleogene of the Western Carpathians. - Geol. Carpath. **50/4**: 305-312, Bratislava.
- MISSONI, S., SCHLAGINTWEIT, F., SUZUKI, H. & GAWLICK, H.-J. (2001): Die oberjurassische Karbonatplattformentwicklung im Bereich der Berchesgadener Kalkalpen (Deutschland) – eine Rekonstruktion auf der Basis von Untersuchungen polymikter Brekzienkörper in pelagischen Kieselsedimenten (Sillenkopf-Formation). - Zbl. Geol. Paläont., Teil 1, **2000**, Heft 1/2: 117-143, Stuttgart.
- MOHLER, W. (1938): Mikropaläontologische Untersuchungen in der nordschweizerischen Juraformation. - Abh. Schweiz. Pal. Ges. **60**: 1-53, Basel.
- MOJSISOVICS, E. von (1868): Ueber den Malm des Salzkammergutes. - Verh. Geol. R.-A., **1868**, Nr. 1-Nr. 18: 124-128, Wien.
- MULLINS, H.T., HEATH, C.K., VAN BUREN, H.M. & NEWTON, C.R. (1984): Anatomy of a modern open-ocean carbonate slope: northern Little Bahama Bank. - Sedimentology **31**: 141-168, Oxford.
- PELISSIE, T., PEYBERNES, B. & REY, J. (1984): Les grands foraminifères benthiques du Jurassique Moyen/Supérieur du Sud-Ouest de la France (Aquitaine, Causses, Pyrénées). Interet Biostratigraphique, Paléoécologique et Paléobiogéographique. - Benthos '83, 2nd Int. Symp. Benthic Foraminifera (Pau, April 1983), 479-489, Pau und Bordeaux.
- PETERS, K.F. (1855): Die Nerineen des oberen Jura in Österreich. - Sitzungsber. K. Akad. Wiss., math.-naturw. Cl. **16**: 336-366, Wien.
- PETERHANS, E. (1929): Les Algues jurassique *Solenoporella* et *Pseudochaetetes*. - Bull. Soc. Géol. France **4** (29): 3-10, Paris.
- PLÖCHINGER, B. (1953): Der Bau der südlichen Osterhorngruppe und die Tithon-Neokomtransgression. - Jb. Geol. B.-A. **XCVI**: 357-372, Wien.
- QUING, H., BOSENCE, W.J. & ROSE, E.P.F. (2001): Dolomitization by penesaline seawater in Early Jurassic peritidal carbonates, Gibraltar, western Mediterranean. - Sedimentology **48**: 152-163, Amsterdam.
- RADOVIC, R. (1959): Nekoliko problematicnih mikrofosila iz dinarske Krede - Geol. vjesnik **17/1**: 87-92, Zagreb.
- RAINERI, R. (1922): Alghe sifonee fossili della Libia. Nota I. - Atti Soc. Ital. Sc. Nat. Museo civico **61** (1): 72-86, Mailand.
- RAMALHO, M. (1985): Considérations sur la biostratigraphie du Jurassique Supérieur de l'Algarve Oriental (Portugal). - Comm. Serv. Geol. Port. **71/1**: 41-50, Lissabon.
- RAMEIL, N. (2001): Towards a cyclostratigraphy-based high-resolution time control: the Tithonian of the Swiss and French Jura

- Platform. - 21st IAS-Meeting of Sedimentology, Davos, 3.-5. Sept. 2001, Davos.
- RASSER, M. & FENNINGER, A. (2002): Paleoenvironmental and diagenetic implications of $\delta^{18}\text{O}$ and $\delta^{13}\text{C}$ isotope ratios from the Upper Jurassic Plassen limestone (Northern Calcareous Alps, Austria). - *Geobios* **35**: 41-49, Lyon.
- READ, J.F. (1985): Carbonate platform facies models. - *AAPG Bull.* **69/1**: 1-21, Tulsa.
- REDMOND, C.D. (1964): Lituolid foraminifera from the Jurassic and Cretaceous of Saudi Arabia. - *Micropaleont.* **10**: 405-414, New York.
- REUSS, A.E. (1846): Die Versteinerungen der Böhmischen Kreideformation. - Abth. 1 Teil 2, 1-148, Stuttgart.
- RICHTER, D.K., DRAGASTAN, O. & GIELISCH, H. (1992): Microfacies, diagenesis, and biostratigraphy of the Jurassic/Cretaceous lagoonal Acrocorinth-Limestone (Parnassus Zone, NE Peleponnese, Greece). - *Bochumer geol. und geotechn. Arb.* **39**: 1-149, Bochum.
- SARTONI, S. & CRESCENTI, U. (1961): Ricerche biostratigrafiche nel mesozoico dell'Appennino meridionale. - *Giorn. Geol. Ann. Mus. Geol. Bologna* **29**: 161-304, Bologna.
- SCHÄFER, P. & SENOWBARI-DARYAN, B. (1983): Die Kalkalgen aus der Obertrias von Hydra, Griechenland. - *Palaeontographica, Abt. B.* **185**: 83-142, Stuttgart.
- SCHÄFFER, G. (1971): Die Hallstätter Triasentwicklung um den Plassen (Oberösterreich). - Unveröffentl. Dissertation Univ. Wien, 1-198, Wien.
- SCHÄFFER, G. (1976): Einführung zur Geologischen Karte der Republik Österreich, Blatt 96, Bad Ischl. - (In: GATTINGER, T., SCHÄFFER, G., v. HUSEN, D. & DRAXLER, I. (Hrsg.): Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1976 Bad Ischl), 6-26, Wien.
- SCHÄFFER, G. (1982): Geologische Karte der Republik Österreich 1:500000, 96 Bad Ischl. - Geol. B.-A. 1982, Wien.
- SCHINDLER, U. & CONRAD, M.A. (1994): The Lower Cretaceous Dasycladales from the Northwestern Friuli platform and their distribution in chronostratigraphic and cyclostratigraphic units. - *Rev. Paléobiol.* **13/1**: 59-98, Genf.
- SCHLAGINTWEIT, F. & EBELI, O. (1999a): New results on microfacies, biostratigraphy and sedimentology of Late Jurassic-Early Cretaceous platform carbonates of the Northern Calcareous Alps. Part I: Tressenstein Limestone, Plassen-Formation. - *Abh. Geol. B.-A.*, **56/2**, 379-418, Wien.
- SCHLAGINTWEIT, F. & EBELI, O. (1999b): Kippschollentektonik im Oberjura und der tieferen Unterkreide im Bereich des Hallstätter Schollenkranzes ("Lärchberg Schichten"; Salzburger Kalkalpen). - *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.* **42**: 221-222, Wien.
- SCHLAGINTWEIT, F. & EBELI, O. (2000): Short note on *Clypeina catinula* CARozzi, 1956 (dasycladale) from the Late Jurassic – Early Cretaceous of the Northern Calcareous Alps (Lofer Member, Austria). - *Rev. Paléobiol.* **19/2**: 465-473, Genf.
- SCHLAGINTWEIT, F. & GAWLICK, H.-J. (2002): The genus *Carpathiella* MISIK, SOTAK & ZIEGLER, 1999 (Serpulidae), ist representatives from the Alpine Plassen Formation (Kimmeridgian – Berriasian) and description of *Carpathiella plassenensis* n. sp. - *Geol. Carpathica, Special Issue 2002, Carpato-Balk. Congress, supplement*, 5 pages, Bratislava.
- SCHMID, D.U. & LEINFELDER, R.R. (1996): The Jurassic *Lithocodium aggregatum-Troglobella incrassans* foraminiferal consortium. - *Palaeont.* **39/1**: 21-52, London.
- SCHOTT, M. (1983): Sedimentation und Diagenese einer absinkenden Karbonatplattform: Rhät und Lias des Brünnstein-Auerbach-Gebietes, Bayerische Kalkalpen. - *Facies* **9**: 1-60, Erlangen.
- SCHWEIGL, J. & NEUBAUER, F. (1997): Structural evolution of the central Northern Calcareous Alps: Significance for the Jurassic to Tertiary geodynamics in the Alps. - *Eclogae geol. Helv.* **90**: 303-323, Basel.
- SENOWBARI-DARYAN, B., BUCUR, I.I. & ABATE, B. (1994): Upper Jurassic calcareous algae from the Madonie Mountains, Sicily. - *Beitr. Paläont.* **19**: 227-259, Wien.
- SEPTFONTAINE, M. (1977): Niveaux à Foraminifères (Pfenderiniae et Valvuliniae) dans le Dogger des Préalpes médianes du Chablais occidental (Haute-Savoie, France). - *Eclogae geol. Helv.* **70/2**: 599-625, Basel.
- SHINN, E.A. (1968): Practical significance of birdseye structures in carbonate rocks. - *J. Sed. Petrol.* **38**: 215-223, Tulsa.
- SHINN, E.A. (1983): Tidal flat environment. - (In: SCHOLLE, P.A., BEBOUT, D.G. & MOORE, C.H. (Eds.): *Carbonate depositional environments*) AAPG Mem. **36**: 171-210, Tulsa.
- SHINN, E.A., GINSBURG, R.N. & LLOYD, R.M. (1965): Recent supratidal dolomite from Andros Island, Bahamas. - (In: PRAY, L.C. & MURRAY, R.C. (Eds.): *Dolomitization and limestone diagenesis – a symposium*), SEPM Soc. Pub. **13**: 112-113, Tulsa.
- SOTAK, J. & MISIK, M. (1993): Jurassic and Lower Cretaceous dasycladalean algae from the Western Carpathians. - (In: BARATTOLO, F. et al. (Eds.): *Studies on Fossil Benthic Algae*), Boll. Soc. Paleont. Ital., Spec. Vol. **1**, 383-404, Modena.
- SPENGLER, E. (1916): Die Plassengruppe im Salzkammergut. - *Verh. k.-k. Geol. R.-A.*, **Jg. 1916**, 73-74, Wien.
- SPENGLER, E. (1918): Die Gebirgsgruppe des Plassen und Hallstätter Salzberges im Salzkammergut. - *Jb. Geol. R.-A.* **1918**: 285-474, Wien.
- SPENGLER, E. (1924): Geologischer Führer durch die Salzburger Alpen und das Salzkammergut. - Sammlg. Geol. Führer XXVI, Reihe der Ostalpenführer, Berlin (Borntraeger).
- STEIGER, T. (1981): Kalkturbidite im Oberjura der Nördlichen Kalkalpen (Barmstein Kalke, Salzburg, Österreich). - *Facies* **4**: 215-348, Erlangen.
- STEIGER, T. (1992): Systematik, Stratigraphie und Palökologie der Radiolarien des Oberjura-Unterkreide-Grenzbereiches im Osterhorn-Tirolikum (Nördliche Kalkalpen, Salzburg und Bayern). - *Zitteliana* **19**: 1-188, München.
- STEIGER, T. & WURM, D. (1980): Faziesmuster oberjurassischer Plattform-Karbonate (Plassenkalke, Nördliche Kalkalpen, Steirisches Salzkammergut, Österreich). - *Facies* **2**: 241-28, Erlangen.
- STEININGER, F.F. & PILLER, W.E. (Hrsg.) (1999): Empfehlungen (Richtlinien) zur Handhabung der stratigraphischen Nomenklatur. - *Courier Forsch.-Inst. Senckenberg* **209**: 1-19, Frankfurt.
- STUR, D. (1871): Geologie der Steiermark. - *Geognost.-montanist. Ver.*, 654 S., Graz.
- SUZUKI, H., WEGERER, E. & GAWLICK, H.-J. (2001): Zur Radiolarienstratigraphie im unteren Callovium in den Nördlichen Kalkalpen - das Klauskogelbachprofil westlich von Hallstatt. - *Zbl. Geol. Paläont.*, **2000**, Heft 1/2: 167-184, Stuttgart.
- TISLJAR, J. & VELIC, I. (1991): Carbonate facies and depositional environments of the Jurassic and Lower Cretaceous of the coastal Dinarides (Croatia). - *Geol. vjesnik* **44**: 215-234, Zagreb.
- TISLJAR, J. & VELIC, I. (1993): Upper Jurassic (Malm) shallow water carbonates in the Western Gorski Kotar area: Facies and depositional environments (Western Croatia). - *Geol. Croat.* **46/2**: 263-279, Zagreb.
- TOLLMANN, A. (1976): Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoiks. - 1-580, (Deuticke) Wien.
- TOLLMANN, A. (1985): Geologie von Österreich. Band 2. - 1-710, (Deuticke) Wien.
- TRAUTH, F. (1950): Die fazielle Ausbildung und Gliederung des Oberjura in den nördlichen Ostalpen. - *Verh. Geol. B.-A.* **1948**: 145-218, Wien.
- WAGREICH, M. & DECKER, K. (2001): Sedimentary tectonics and subsidence modelling of the Upper Cretaceous Gosau basin (Northern Calcareous Alps, Austria). - *Int. Journ. Earth Sci.* **90**: 714-726, Berlin.
- WEGERER, E., SUZUKI, H. & GAWLICK, H.-J. (1999): Stratigraphische Einstufung von Radiolarienfaunen aus Kieselsedimenten im Bereich der Hallstätter Zone westlich von Hallstatt (Callovium – Oxfordium, Nördliche Kalkalpen). - *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.* **42**: 93-108, Wien.
- WEGERER, E., SUZUKI, H. & GAWLICK, H.-J. (2001): Zur Stratigraphie der jurassischen Beckensedimente im Bereich des Plassen – Geschichte, Stand der Forschung und Neuergebnisse auf der Basis der Untersuchung des Klauskogelbachprofiles und benach-

- barter Lokalitäten. – Ber. Geol. B.-A., **56** (Geschichte der Erdwiss. 3. Symp. Hallstatt 2001): 113-116, Wien.
- WEGERER, E., SUZUKI, H. & GAWLICK, H.-J. (in Druck): Zur stratigraphischen Einstufung von Kieselsedimenten südöstlich des Plassen (Nördliche Kalkalpen, Österreich). - Jb. Geol. B.-A. **00**: 000-000, Wien.
- WELCH, C.L. & ASQUITH, G.B. (2001): The origin of the dolomites in the Lower Cretaceous Edwards Formation in Taylor County, Texas. - PBS-SEPM, Meeting 18.09.01 (Abstract), Midland (www.wtgs.org/pbs-sepm/).
- WERNLI, R. (1995): Les Foraminifères Globigeriniformes (Oberhauserellidae) du Toarcien inférieur de Teyssachaux (Préalpes Médianes, Fribourg, Suisse). - Rev. Paléobiol. **14/2**: 257-269, Genf.
- WERNLI, R. & FOOKE, E. (1992): *Troglotella incrassans* n. gen., n. sp., un étrange et nouveau foraminifère calcicavicole du complexe récifal kimméridgien du Saint-Germain-de-Joux (Ain, France). - Boll. Soc. Paleont. Italiana **31**: 95-103, Modena.
- WERNLI, R. & GÖROG, A. (2000): Determination of Bajocian protoglobigerinids (Foraminifera) in thin sections. - Rev. Paléobiol. **19**: 399-407, Genf.
- WEYNSCHENK, R. (1950): Die Jura-Mikrofauna und -flora des Sonnwendgebirges (Tirol). - Schlern-Schriften, Univ. Innsbruck **83**: 1-32, Innsbruck.
- WEYNSCHENK, R. (1951): Two new foraminifera from the Dogger and Upper Triassic of the Sonnwend Mountains of Tyrol, Austria. - Journ. Paleontol. **25**: 000-795, Tulsa.
- WILSON, J.L. (1975): Carbonate facies in geologic history. - 1-471, Springer Verlag) Berlin New York.
- WILSON, J.F. (1982): Carbonate platforms of passive (extensional) continental margins: Types, characteristics and evolution. – Tectonophysics **81**: 195-212, Amsterdam.
- YOKOYAMA, M. (1890): Foraminiferen aus dem Kalksteine von Torinosu und Kompira. - Denkschr. Kaiserl. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Cl. **57**: 26-27, Wien.

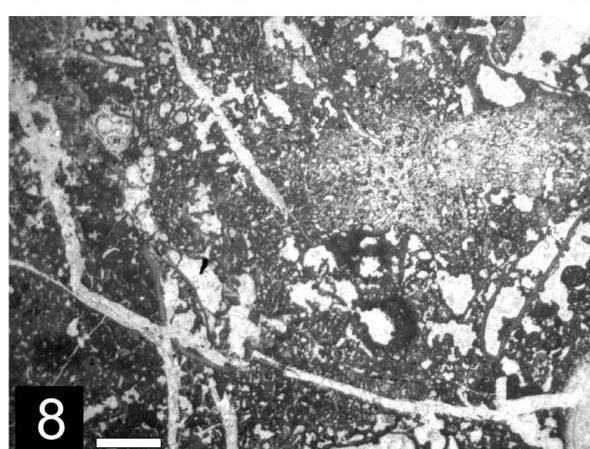
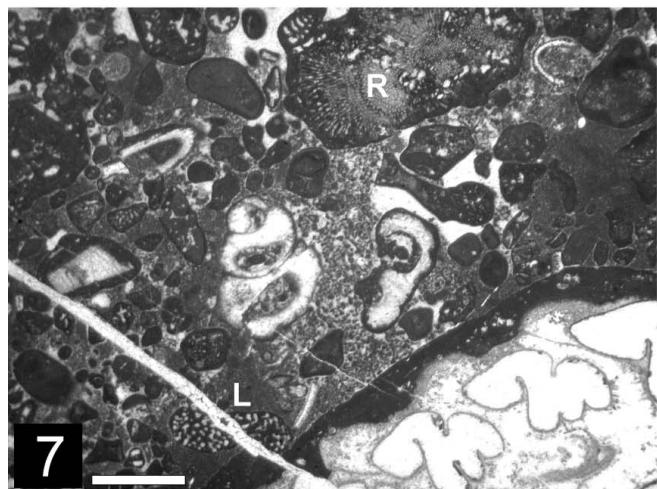
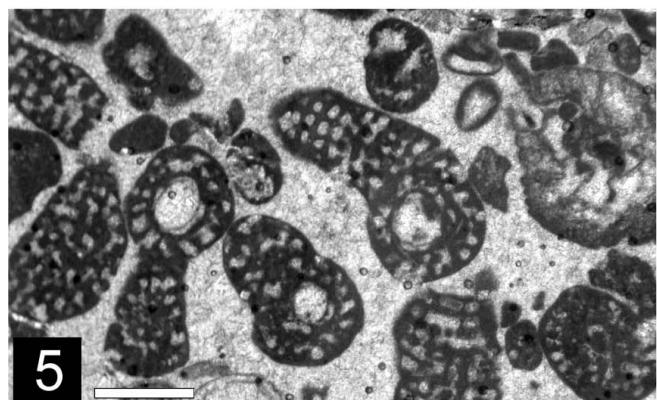
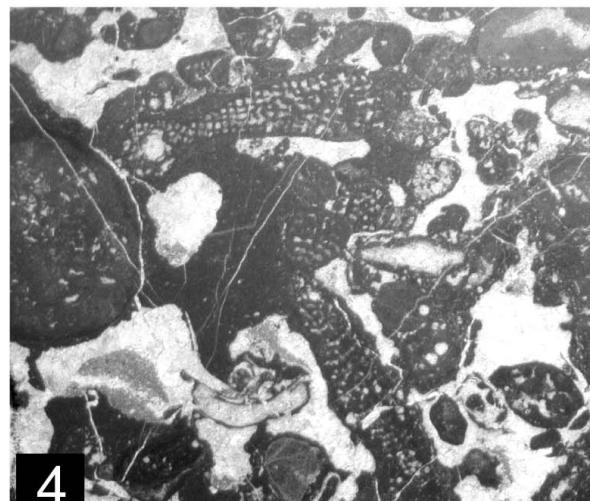
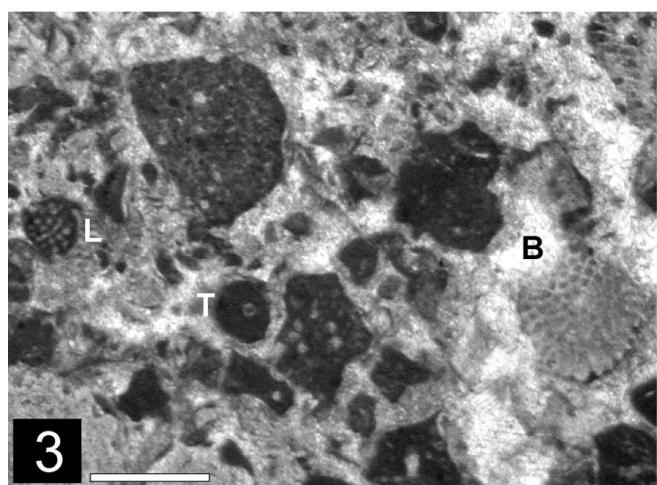
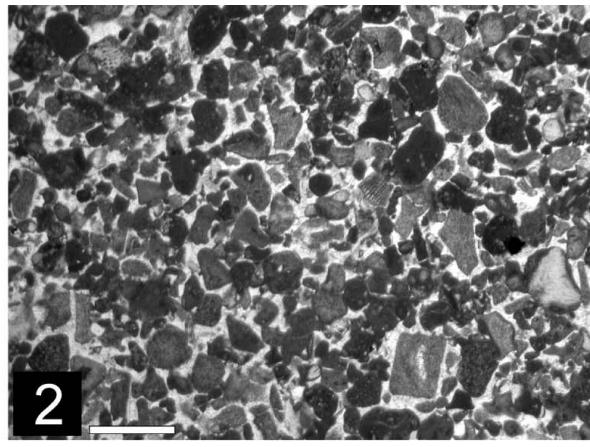
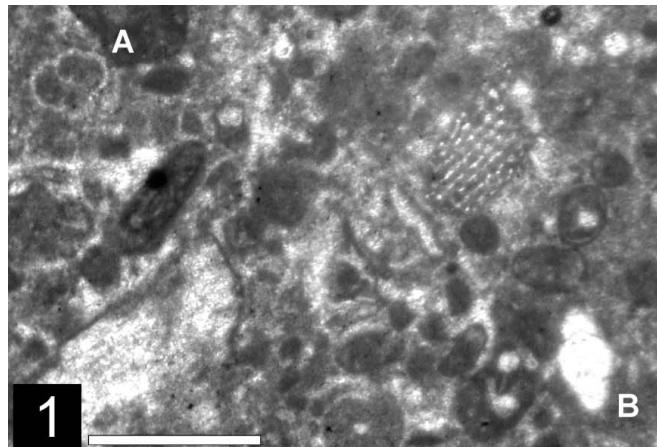
Tafel 1/Plate 1

Mikrofazies der Plassen-Formation (Unter-Kimmeridgium – tiefes Tithonium)

1. Packstone/Wackestone mit Echinodermenresten, "Protoglobigerinen" (A) und resedimentierten *Protopeneroplis striata* WEYNSCHENK 1950 (B). Fazieszone 4.1: Unterer/mittlerer Hang. Schliff Pl 4a-2001, Maßstab = 1 mm.
2. Packstone mit Echinodermenresten und Tubiphyten. Fazieszone 4.1: ?Mittlerer Hang. Schliff A-37, Maßstab = 0,5 mm.
3. Packstone mit Tubiphyten (T), Echinodermenresten, Bryozoen (B) und resedimentiertem Bruchstück von *Labyrinthina mirabilis* WEYNSCHENK 1951 (L). Fazieszone 4.1: Oberer Hang. Schliff Pl 6-2001, Maßstab = 1 mm.
4. Rudstone mit Resten von Gerüstbildnern und der Benthosforaminifere *Labyrinthina mirabilis* WEYNSCHENK 1951. Fazieszone 4.2: "Vorschwellen-Fazies". Schliff A-41-2, Maßstab = 2 mm.
5. Grainstone mit *Labyrinthina mirabilis* WEYNSCHENK 1951 ("Labyrinthinen-Kalk"). Fazieszone 4.2: Plattformrandfazies, Schwellenfazies. Schliff Pl 9-2001, Maßstab = 1 mm.
6. Bioklastischer Biosparit mit Korallenresten, lituoliden Foraminiferen und Wirtelbruchstücken von *Clypeina sulcata* (ALTH 1882). Fazieszone 4.2: "Backreef". Schliff: Pl 10-2001, Maßstab = 1 mm.
7. Bioklastischer Packstone mit Gastropoden (u. a. Nerineen, unten rechts), "Rivulariaceen" (R) und *Labyrinthina mirabilis* WEYNSCHENK 1951 (L). Fazieszone 4.2: "Backreef". Schliff: Q 99/2, Hohe Wasserstollen, Maßstab = 2 mm.
8. Algal-Bindstone mit *Lithocodium/Bacinella* und *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINERI 1922). Fazieszone 4.3: Tidal Flat (1), Übergang zu Fazieszone 4.2. Schliff: Pl 63-b-2001, Maßstab = 0,5 mm.

Microfacies of the Plassen-Formation (Lower Kimmeridgian – lowermost Tithonian)

1. Packstone/Wackestone with debris of echinoids, "Protoglobigerinas" (A) and resedimented *Protopeneroplis striata* WEYNSCHENK 1950 (B). Fazieszone 4.1: Lower slope. Thin-section: Pl 4a-2001, scale bar = 1 mm.
2. Packstone with remains of echinoids and *Tubiphytes*. Fazieszone 4.1: ?Middle slope. Thin-section: A-37, scale bar = 0,5 mm.
3. Packstone with *Tubiphytes* (T), echinoid debris, bryozoa (B) and resedimented fragment of *Labyrinthina mirabilis* WEYNSCHENK 1951 (L). Fazieszone 4.1: Upper slope. Thin-section: Pl 6-2001, scale bar = 1 mm.
4. Rudstone with remains of frame-builders and the benthic foraminifera *Labyrinthina mirabilis* WEYNSCHENK 1951. Fazieszone 4.2: "margin facies". Thin-section: A-41-2, scale bar = 2 mm.
5. Grainstone with *Labyrinthina mirabilis* WEYNSCHENK 1951 ("Labyrinthina-Limestone"). Fazieszone 4.2: Platform margin. Thin-section: Pl 9-2001, scale bar = 1 mm.
6. Bioclastic biosparite with debris of corals, lituolid foraminifera and verticil fragments of *Clypeina sulcata* (ALTH 1882). Fazieszone 4.2: "Back-reef". Thin-section: Pl 10-2001, scale bar = 1 mm.
7. Bioclastic packstone with gastropods (e.g. nerineids), "Rivulariaceans" (R) and *Labyrinthina mirabilis* WEYNSCHENK 1951 (L). Fazieszone 4.2: "Backreef". Thin-section: Q 99/2, Hohe Wasserstollen, scale bar = 2 mm.
8. Algal-Bindstone with *Lithocodium/Bacinella* and *Thaumatoporella parvovesiculifera* (RAINERI 1922). Fazieszone 4.3: Tidal Flat (1), transition to 4.2. Thin-section: Pl 63-b-2001, scale bar = 0,5 mm.



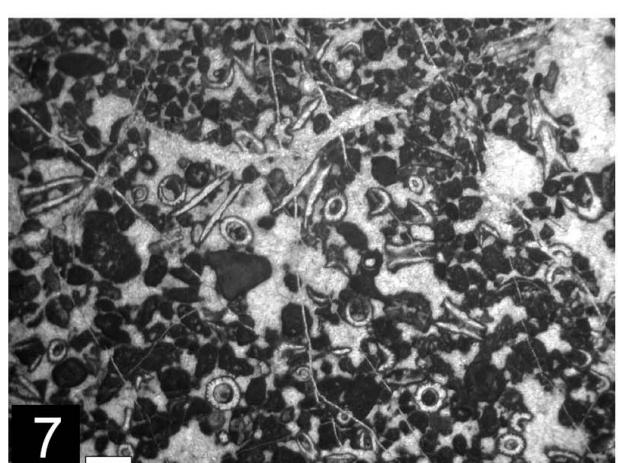
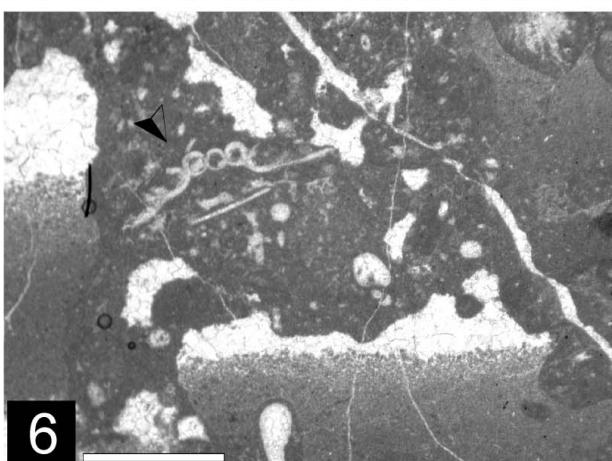
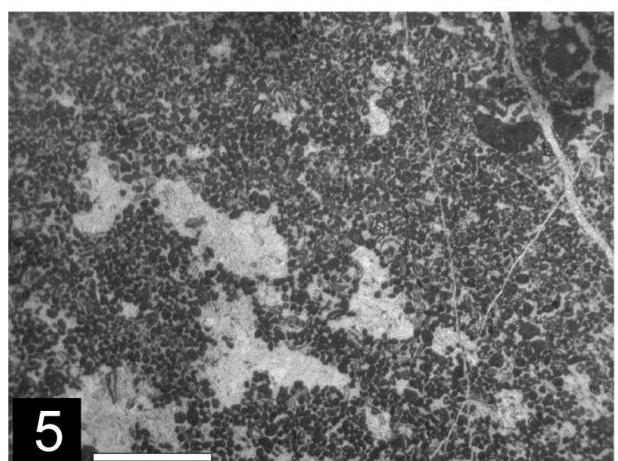
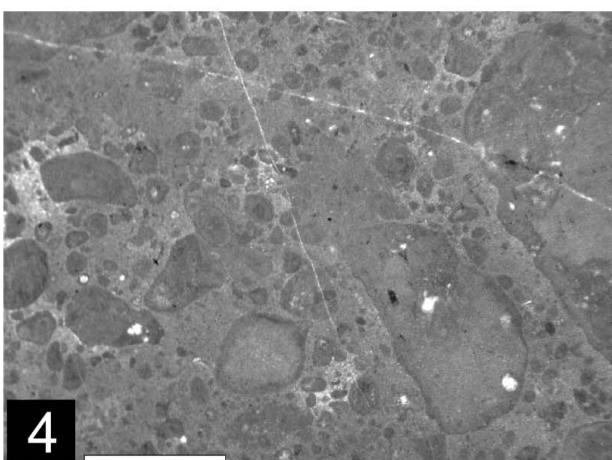
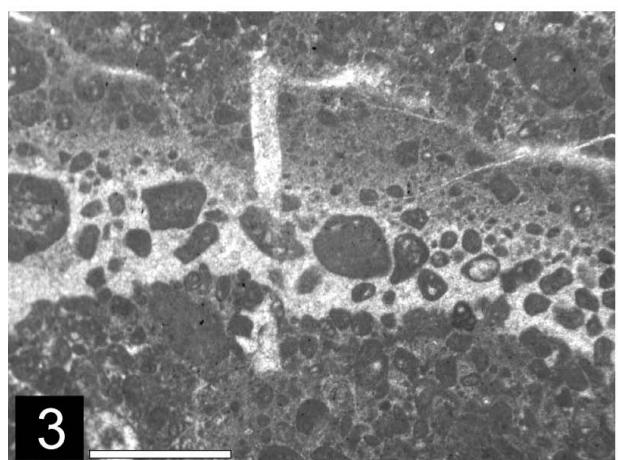
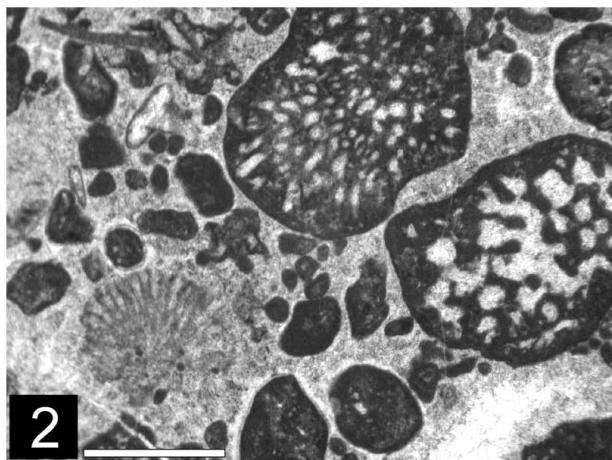
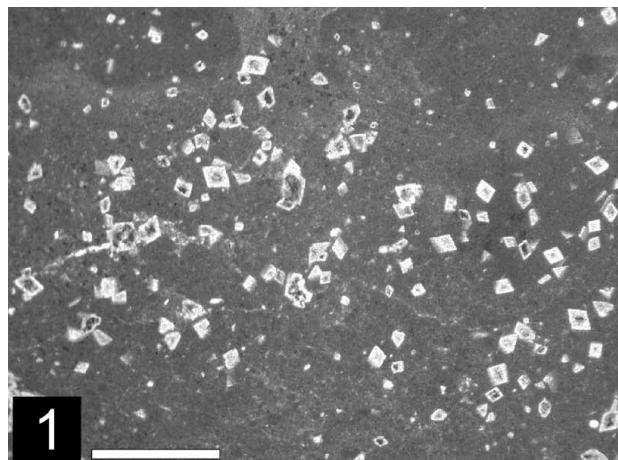
Tafel 2/Plate 2

Mikrofazies der Plassen-Formation (Unteres/mittleres Tithonium)

1. Mudstone mit regellos verteilten Dolomitrhomboiden. Fazieszone 4.3: Tidal Flat 1 (mud flat). Schliff Q70, Hohe Wasserstollen, Maßstab = 1 mm.
2. "Rivulariaceen"-Biosparit mit *Rivularia piae* (FROLLO 1938) (links unten) und *Hedstroemia cf. klausii* DRAGASTAN 1989 (Mitte oben). Fazieszone 4.4: Offene Lagune. Schliff: Pl 73d-2001, Maßstab = 1 mm.
3. Intraformationelle Erosionsfläche. Fazieszone 4.5: Tidal Flat 2 (? Channel deposit). Schliff: Pl 66-2001, Maßstab = 1 mm.
4. Mikrokonglomerat ("mud-pebble conglomerate"), bestehend aus dunkel gefärbten Schlammeröllen, die in einem semi-konsolidierten Zustand aufgearbeitet wurden (Plastiklasten). Fazieszone 4.5: Tidal Flat 2 (? Channel deposit). Schliff: Pl 7-2000, Maßstab = 1 mm.
5. Peloidischer Packstone mit birdseyes. Fazieszone 4.5: Tidal Flat 2. Schliff: Pl 75-2001, Maßstab = 1 mm.
6. Wacke- bis Packstone mit birdseyes und geopetal Internsediment (vadose silt) sowie "eingefangenen" Gasblasen. In der Mitte ein Thallusrest von *Clypeina sulcata* (ALTH 1882). Fazieszone 4.5: Tidal Flat 2. Schliff: Pl 3-2000), Maßstab = 1 mm.
7. Packstone mit massenhaften Resten der Dasycladacee *Campbelliella striata* (CAROZZI 1954). Fazieszone 4.6: Offene Lagune (Überlagerung der Tidal Flat 2 Ablagerungen). Schliff: Pl 42-2001, Maßstab = 1 mm.
8. Grain- bis Packstone mit *Clypeina sulcata* (ALTH 1882). Fazieszone 4.6: Offene Lagune. Schliff: Pl 43-2001, Maßstab = 0,5 mm.

Microfacies of the Plassen-Formation (Lower/Middle Tithonian)

1. Mudstone with irregularly distributed dolomite rhombs. Fazieszone 4.3: Tidal Flat 1 (mud flat). Thin-section: Q70, Hohe Wasserstollen, scale bar = 1 mm.
2. "Rivulariacean"-biosparite containing *Rivularia piae* (FROLLO 1938) (left below) and *Hedstroemia cf. klausii* DRAGASTAN 1989 (middle above). Fazieszone 4.4: Open lagoon. Thin-section: Pl 73d-2001, scale bar = 1 mm.
3. Intraformational erosion surface. Fazieszone 4.5: Tidal Flat 2 (? Channel deposit). Thin-section: Pl 66-2001, scale bar = 1 mm.
4. Microconglomerate ("mud-pebble conglomerate"), consisting of dark coloured mud pebbles which have been re-worked semiconsolidated (plasticlasts). Fazieszone 4.5: Tidal Flat 2 (? Channel deposit). Thin-section: Pl 7-2000, scale bar = 1 mm.
5. Peloidal packstone with birdseyes. Fazieszone 4.5: Tidal Flat 2. Thin-section: Pl 75-2001, scale bar = 1 mm.
6. Wacke- to packstone with birdseyes and geopetal internal sediment (vadose silt) and "caught" air bubbles. Note the thallus fragment of *Clypeina sulcata* (ALTH 1882) in the middle. Fazieszone 4.5: Tidal Flat 2. Thin-section: Pl 3-2000), scale bar = 1 mm.
7. Packstone with abundant thallus fragments of the dasycladale *Campbelliella striata* (CAROZZI 1954). Fazieszone 4.6: Open lagoon, following Tidal Flat 2. Thin-section: Pl 42-2001, scale bar = 1 mm.
8. Grain- to packstone with *Clypeina sulcata* (ALTH 1882). Fazieszone 4.6: Open lagoon. Thin-section: Pl 43-2001, scale bar = 0,5 mm.



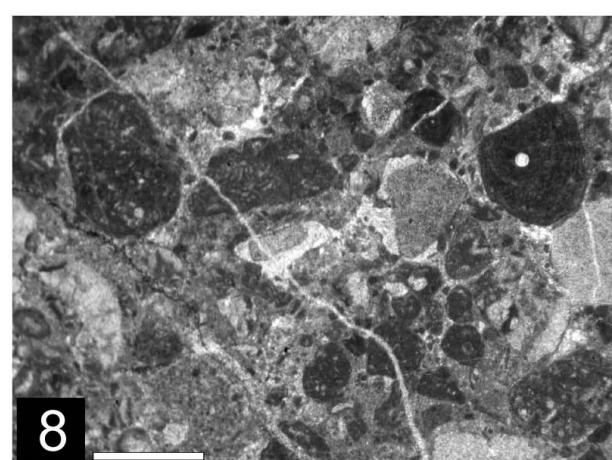
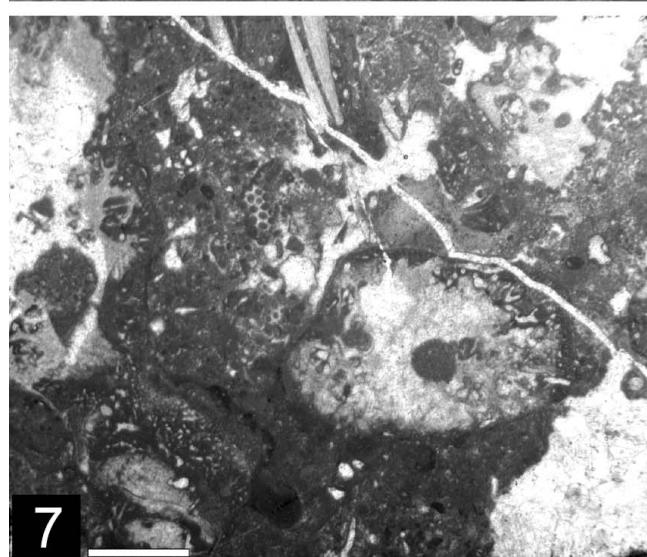
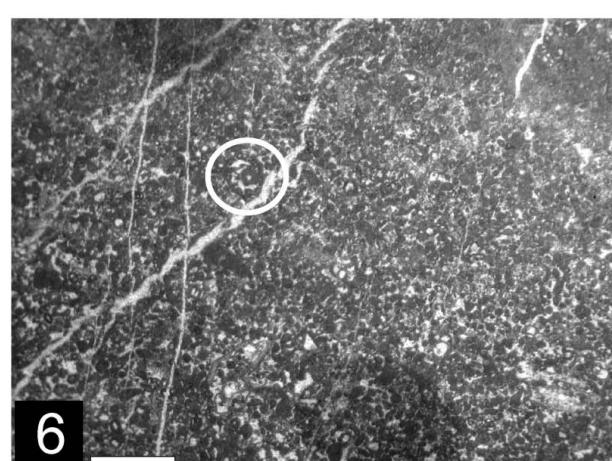
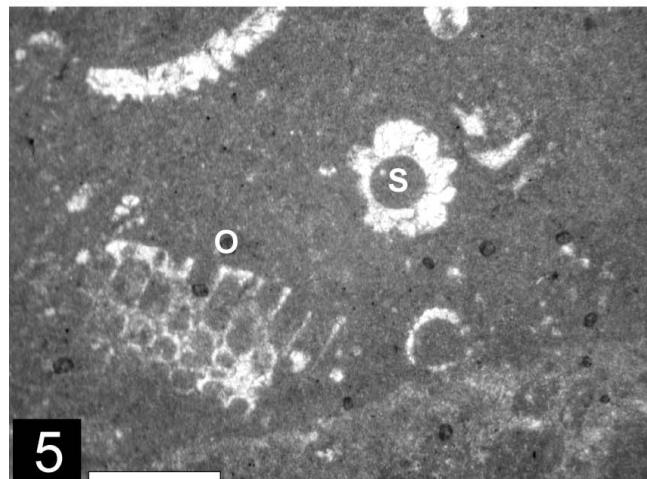
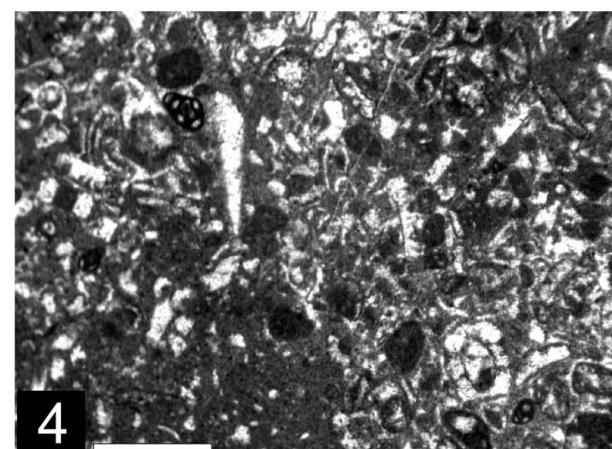
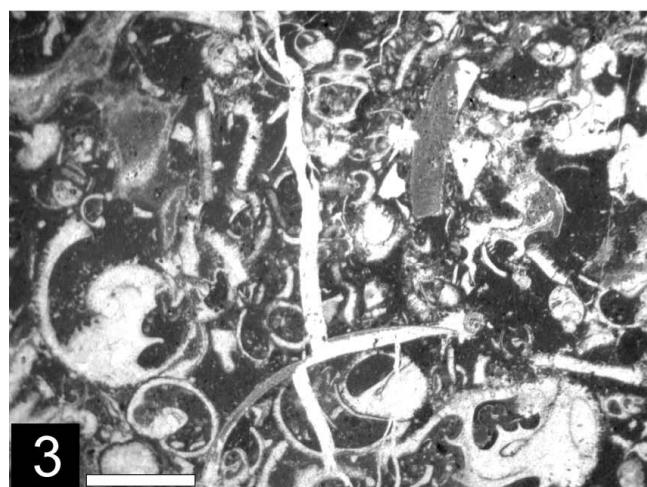
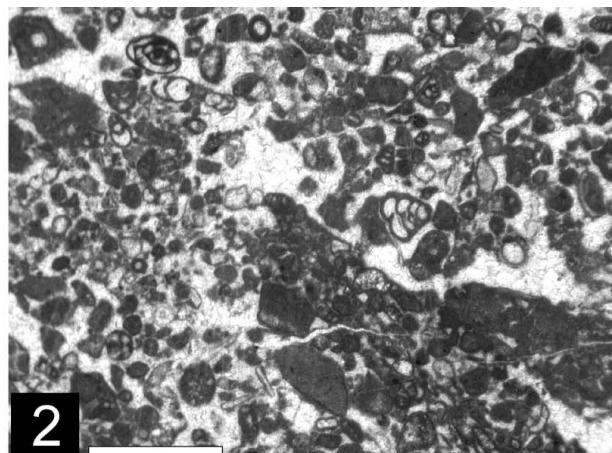
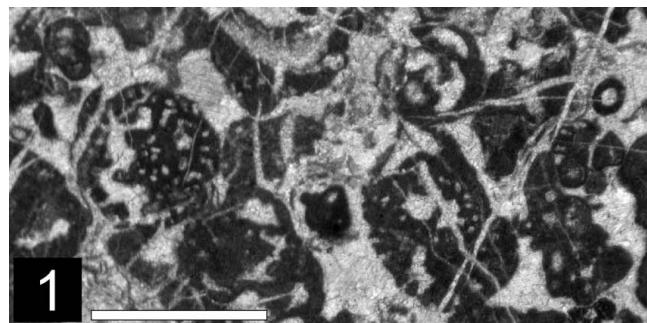
Tafel 3/Plate 3

Mikrofazies der Plassen-Formation (mittleres/oberes Tithonium – unteres Berriasium)

1. Foraminiferen Packstone mit mehreren Exemplaren von *Pseudocyclammina sphaeroidalis* HOTTINGER 1967. Fazieszone 4.6: Offene Lagune. Schliff: Pl 38-2001, Maßstab = 1 mm.
2. Foraminiferen Packstone mit Textulariiden und Milioliden. Fazieszone 4.6: Offene Lagune. Schliff: Pl 29-2001, Maßstab = 1 mm.
3. Gastropoden-Biomikrit (Lumachelle). Fazieszone 4.7: Geschlossene Lagune. Schliff: Pl 21-2001, Maßstab = 2 mm.
4. Dasycladaceen-Wackestone mit *Clypeina parasolkani* FARINACCI & RADOICIC 1991, *Salpingoporella annulata* CAROZZI 1953 und *Rajkaella cf. bartheli* (BERNIER 1971). Fazies: Geschlossene Lagune. Schliff: Pl 28d-2001, Maßstab = 1 mm.
5. Wackestone mit Dasycladaceen *Salpingoporella annulata* CAROZZI 1953 (S) und *Otternstella lemmensis* (BERNIER 1971) (O). Fazieszone 4.7: Geschlossene Lagune. Schliff: Pl 17-2001, Maßstab = 0,5 mm.
6. Peloidischer Packstone mit *Pseudocyclammina sphaeroidalis* HOTTINGER 1967 (Kreis). Fazieszone 4.7: Geschlossene Lagune. Schliff: Pl 53-2001, Maßstab = 2 mm.
7. Bioklastischer Packstone mit Resten von Gerüstbildnern, inkrustiert von *Lithocodium aggregatum* ELLIOTT 1956. Fazieszone 4.8: Riffschutt-Fazies. Schliff: Pl 58-2001, Maßstab = 2 mm.
8. Packstone mit Echinodermenresten mit syntaxialem Rindenzement, Bryozoen und “*Tubiphytes*” *morronensis* CRESCENTI 1969. Fazieszone 4.9: Oberer Hang. Schliff: Pl 54-2001, Maßstab = 0,5 mm.

Microfacies of the Plassen-Formation (Middle/Upper Tithonium – Lower Berriasian)

1. Foraminiferal packstone with several specimens of *Pseudocyclammina* gr. *sphaeroidalis* HOTTINGER 1967. Fazieszone 4.6: Open lagoon. Thin-section: Pl 38-2001, scale bar = 1 mm.
2. Foraminiferal packstone with textulariids and miliolids. Fazieszone 4.6: Open lagoon. Thin-section: Pl 29-2001, scale bar = 1 mm.
3. Gastropod-biomicrite (lumachelle). Fazieszone 4.7: Closed lagoon. Thin-section: Pl 21-2001, scale bar = 2 mm.
4. Dasycladale-wackestone with *Clypeina parasolkani* FARINACCI & RADOICIC 1991, *Salpingoporella annulata* CAROZZI 1953 and *Rajkaella cf. bartheli* (BERNIER 1971). Fazieszone 4.7: Closed lagoon. Thin-section: Pl 28d-2001, scale bar = 1 mm.
5. Wackestone with dasycladales *Salpingoporella annulata* CAROZZI 1953 (S) and *Otternstella lemmensis* (BERNIER 1971) (O). Fazieszone 4.7: Closed lagoon. Thin-section: Pl 17-2001, scale bar = 0,5 mm.
6. Peloidal packstone with *Pseudocyclammina sphaeroidalis* HOTTINGER 1967 (circle). Fazieszone 4.7: Closed lagoon. Thin-section: Pl 53-2001, scale bar = 2 mm.
7. Bioclastic packstone with remains of frame-builders encrusted by *Lithocodium aggregatum* ELLIOTT 1956. Fazieszone 4.8: Reef-debris facies. Thin-section: Pl 58-2001, scale bar = 2 mm.
8. Packstone with debris of echinoids exhibiting syntaxial rim cements, bryozoa and “*Tubiphytes*” *morronensis* CRESCENTI 1969. Fazieszone 4.9: Upper slope. Thin-section: Pl 54-2001, scale bar = 0,5 mm.



Tafel 4/Plate 4

Mikrofossilien der Plassen-Formation (Auswahl)

Benthosforaminiferen: 5-8, 10, 13-14, 16

Dasycladales: 1-4, 9, 12

Micropoproblematika: 11, 15

1. *Salpingoporella annulata* CAROZZI 1953, verzweigter oder stark gekrümmter Thallus (vgl. SOTAK & MISIK 1993: Taf. 9, Abb. 10). Schliff: Pl 4-2000, Massstab = 0,5 mm.
2. Drei Elemente (“Paletten”) von *Campbelliella striata* (CAROZZI 1954). Schliff: Pl 42-2001, Massstab = 0,5 mm.
3. Bruchstück von *Epimastoporella? jurassica* (ENDO 1961). Schliff: Pl 58a-2001, Massstab = 0,5 mm.
4. *Clypeina sulcata* (ALTH 1882), tiefer Tangentialschnitt durch 6 Wirteilen. Schliff: Pl 36-2001, Massstab = 0,5 mm.
5. *Labyrinthina mirabilis* WEYNSCHENK 1951, Achsialschnitt eines entrollten Exemplares. Schliff: Pl 9-2001, Massstab = 0,5 mm.
6. *Protopeneroplis ultragranulata* (GORBATCHIK 1971), Achsialschnitt. Schliff: Pl 58-2001, Massstab = 0,5 mm.
7. *Pseudocyclammina sphaeroidalis* HOTTINGER 1967, Äquatorialschnitt. Schliff: Pl 38-2001, Massstab = 0,5 mm.
8. *Coscinophragma cribrosa* (REUSS 1846). Schliff: Pl 58a-2001, Massstab = 0,5 mm.
9. *Clypeina parasolkani* FARINACCI & RADOICIC 1991, Schrägschnitt. Schliff: Pl 30-2001, Massstab = 0,5 mm.
10. *Nautiloculina oolithica* MOHLER 1936, Achsialschnitt. Schliff: Pl 30-01, Massstab = 0,5 mm.
11. *Carpathiella perforata* MISIK, SOTAK & ZIEGLER 1999. Schliff: Pl 58a-2001, Massstab = 0,5 mm.
12. *Terquemella? concava* BERNIER 1979. Schliff: Pl 58a-2001, Massstab = 0,5 mm.
13. *Lituolide* indet. Längsschnitt. Schliff: Pl 17a-2-2001, Massstab = 0,5 mm.
14. *Trocholina cherchiai* ARNAUD-VANNEAU, BOISSEAU & DARSAC 1988, Schräger Längsschnitt. Schliff: Pl 58a-2001, Massstab = 0,5 mm.
15. “*Tubiphytes*” *morroneensis* CRESCENTI 1969. Schliff: A-2938, Massstab = 0,5 mm.
16. “*Kilianina*” *rahonensis* FOURY & VINCENT 1967, leicht schräger Achsialschnitt. Schliff: Pl 10-2001, Massstab = 0,5 mm.

Microfossils of the Plassen-Formation (selected taxa)

Benthonic foraminifera: 5-8, 10, 13-14, 16

Dasycladales: 1-4, 9, 12

Micropoproblematika: 11, 15

1. *Salpingoporella annulata* CAROZZI 1953, branched or strongly curved thallus (compare SOTAK & MISIK 1993: Pl. 9, fig. 10). Thin-section: Pl 4-2000, scale bar = 0,5 mm.
2. Three elements (“Paletten”) of *Campbelliella striata* (CAROZZI 1954). Thin-section: Pl 42-2001, scale bar = 0,5 mm.
3. Fragment of *Epimastoporella? jurassica* (ENDO 1961). Thin-section: Pl 58a-2001, scale bar = 0,5 mm.
4. *Clypeina sulcata* (ALTH 1882), deep longitudinal-tangential section cutting 6 verticils. Thin-section: Pl 36-2001, scale bar = 0,5 mm.
5. *Labyrinthina mirabilis* WEYNSCHENK 1951, axial section of an enrolled specimen. Thin-section: Pl 9-2001, scale bar = 0,5 mm.
6. *Protopeneroplis ultragranulata* (GORBATCHIK 1971), axial section. Thin-section: Pl 58-2001, scale bar = 0,5 mm.
7. *Pseudocyclammina sphaeroidalis* HOTTINGER 1967, equatorial section. Thin-section: Pl 38-2001, scale bar = 0,5 mm.
8. *Coscinophragma cribrosa* (REUSS 1846). Thin-section: Pl 58a-2001, scale bar = 0,5 mm.
9. *Clypeina parasolkani* FARINACCI & RADOICIC 1991, oblique section. Thin-section: Pl 30-2001, scale bar = 0,5 mm.
10. *Nautiloculina oolithica* MOHLER 1936, axial section. Thin-section: Pl 30-01, scale bar = 0,5 mm.
11. *Carpathiella perforata* MISIK, SOTAK & ZIEGLER 1999. Thin-section: Pl 58a-2001, scale bar = 0,5 mm.
12. *Terquemella? concava* BERNIER 1979. Thin-section: Pl 58a-2001, scale bar = 0,5 mm.
13. *Lituolide* indet. Axial section. Thin-section: Pl 17a-2-2001, scale bar = 0,5 mm.
14. *Trocholina cherchiai* ARNAUD-VANNEAU, BOISSEAU & DARSAC 1988, oblique axial section. Thin-section: Pl 58a-2001, scale bar = 0,5 mm.
15. “*Tubiphytes*” *morroneensis* CRESCENTI 1969. Thin-section: A-2938, scale bar = 0,5 mm.
16. “*Kilianina*” *rahonensis* FOURY & VINCENT 1967, axial section slightly oblique. Thin-section: Pl 10-2001, scale bar = 0,5 mm.

