

ISSN 1563-0846

# MITTEILUNGEN

## GEOAUSTRIA - VEREIN GEOWISSENSCHAFTLICH STUDIERENDER

vormals:  
DER GESELLSCHAFT  
DER  
GEOLOGIE  
UND  
BERGBAUSTUDENTEN  
IN ÖSTERREICH

45/2001

# MITT. GES. GEOL. BERGBAUSTUD. ÖSTERR.

Band 45/2001

## Inhalt/Contents

1. SCHOLLNBERGER, W.E.: Sedimentology and the Oil and Gas Industry.....1-37
2. GAWLICK, H.-J., SUZUKI, H. & MISSONI, S.: Nachweis von unterliassischen Beckensedimenten Beckensedimenten in Hallstätter Fazies (Dürrnberg-Formation) im Bereich der Hallein - Berchtesgadener Hallstätter Zone und des Lammer Beckens (Hettangium - Sinemurium). / Lower Liassic pelagic sediments in Hallstatt facies (Dürrnberg Formation) from the Hallein - Berchtesgaden Hallstatt Zone and the Lammer Basin (Hettangian - Sinemurian).....39-55
3. DERER, C. & ANASTASIU, N.: Fair-Weather versus Storm Influence on Upper Neogene Delta Systems, South Carpathians Foredeep, Romania.....57-66
4. WEGERER, E., SUZUKI, H. & GAWLICK, H.-J.: Zur stratigraphischen Einstufung von Kiesersedimenten im Bereich des Sandling (Nördliche Kalkalpen, Callovium-Oxfordium). / Stratigraphy of cherty sediments in the Sandling area (Northern Calcareous Alps, Callovian-Oxfordian).....67-87
5. MISSONI, S., STEIGER, T. & GAWLICK, H.-J.: Das Gschirrkopfenster in den Berchtesgadener Kalkalpen (Deutschland) und seine Interpretation: Neuergebnisse auf der Basis von stratigraphischen und faziellen Untersuchungen. / Reinterpretation of the Gschirrkopf window in the Berchtesgaden Alps (Germany) on the base of new stratigraphic and facies data.....89-110
6. SCHUSTER, R., SCHARBERT, S., ABART, R. & FRANK, W.: Permo-Triassic extension and related HT/LP metamorphism in the Austroalpine - Southalpine realm.....111-141
7. TATZREITER, F.: *Noelingites strombecki* (GRIEPENKERL 1860) und die stratigraphische Stellung der Großreiflinger Ammonitenfauna (Anis, Steiermark/Österreich). / *Noelingites strombecki* (GRIEPENKERL 1860) and the stratigraphical position of the ammonite-faunas of Großreifling (Anisian, Styria/Austria).....143-162
8. Kurzfassungen des 6. Österreichischen Sedimentologen-Treffen in Seewalchen am Attersee: 2001.....163-176
9. Buchbesprechungen.....177-178

Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.	45	S. 1-178	Wien 2001
---------------------------------------	----	----------	-----------

## **GEOAUSTRIA**

Verein geowissenschaftlich Studierender  
Institut für Geologie, Universität Wien,  
Althanstraße 14, A-1090 Wien, Austria  
e-mail: a9505462@unet.univie.ac.at

Tel.: +43-1-4277/53467

Fax: +43-1 4277/9534

Werte Mitglieder!

Mit Beschlußfassung im Rahmen der außerordentlichen Generalversammlung vom 14.12.2000 wurde eine Umbenennung des Vereins in GEOAUSTRIA – VEREIN GEOWISSENSCHAFTLICH STUDIERENDER beschlossen. Da nur sehr wenige Mitglieder bei der Beschlußfassung anwesend waren, wollen wir diesen Schritt noch einmal erläutern.

Die zunehmende Ausweitung der geowissenschaftlichen Fachbereiche, die sich auch in breit gefächerten Artikeln der Mitteilungen des Vereins widerspiegelt, hat für uns eine Neuorientierung des Vereins und somit eine Umbenennung des sehr fachspezifischen alten Vereinsnamen erforderlich gemacht.

Der neue Name sollte wenn möglich folgende Kriterien erfüllen:

- \* Kurz und prägnanter Titel, um leichter im Gedächtnis zu bleiben und das Ausfüllen diverser Formulare bei Behördenwegen zu erleichtern.
- \* Alle neuen und alten geowissenschaftlich orientierten Fachbereiche sollten integriert sein.
- \* Der Name sollte sowohl im englischen wie deutschen Sprachraum verwendbar sein.
- \* Der Österreichbezug sollte im Namen verankert sein.

Mit dem Namen **Geoaustrica** sind wir Dank unserem Freund Jimmy Nebelsik all diesen Anforderungen gerecht geworden und hoffen, dass dies im Interesse aller Mitglieder ist.

Der Vorstand

Zusammensetzung des Vorstandes:

Obmann: Mag. Philipp Strauß  
Obmann Stellvertreterin: Ulli Exner  
Schriftführer: Florian Füsseis  
Kassier: Mag. Christoph Janda  
Kassier Stellvertreterin: Mag. Stephanie Neuhuber

Wissenschaftlicher Beirat: Prof. Dr Richard Lein

Schriftleitung der Mitteilungen: Prof. Dr. Hans-Jürgen Gawlick

# Statuten

## des Vereins "GEOAUSTRIA - Verein geowissenschaftlich Studierender".

### § 1 Name, Sitz und Tätigkeitsbereich

- (1) Der Verein führt den Namen "GEOAUSTRIA - Verein geowissenschaftlich Studierender".
- (2) Er hat seinen Sitz in Wien und erstreckt seine Tätigkeit auf ganz Österreich.
- (3) Die Errichtung von Zweigvereinen ist nicht beabsichtigt.
- (4) Die Einsetzung von Arbeitsgruppen ist möglich.

### § 2 Zweck

Der Verein, dessen Tätigkeit nicht auf Gewinn gerichtet ist, bezweckt:

- 1) Vertiefung und Ausweitung der wissenschaftlichen Ausbildung seiner Mitglieder durch Vorträge, Exkursionen und Herausgabe wissenschaftlicher Druckschriften.
- 2) Unterstützung von Mitgliedern bei der Stellensuche und Aufbau von Kontakten zu behördlichen Institutionen und Unternehmen.

### § 3 Mittel zur Erreichung des Vereinszwecks

- (1) Der Vereinszweck soll durch die in den Abs. 2 und 3 angeführten ideellen und materiellen Mittel erreicht werden.
- (2) Als ideelle Mittel dienen:
  - a) Vorträge und Versammlungen, gesellige Zusammenkünfte, Exkursionen, Diskussionsabende;
  - b) Herausgabe eines Mitteilungsblattes.
- (3) Die erforderlichen materiellen Mittel sollen aufgebracht werden durch:
  - a) Mitgliedsbeiträge;
  - b) Erträge aus der Verbreitung des vereinseigenen Mitteilungsblattes;
  - c) Spenden, Förderungen, Sammlungen, Vermächnisse und sonstige Zuwendungen.

### § 4 Arten der Mitgliedschaft

- (1) Die Mitglieder des Vereins gliedern sich in ordentliche, außerordentliche und fördernde Mitglieder.
- (2) Ordentliche Mitglieder sind jene, die sich voll an der Vereinsarbeit beteiligen und die im Rahmen eines geowissenschaftlichen Studiums an einer Universität ordnungsgemäß inskribiert sind.  
Außerordentliche Mitglieder beteiligen sich ebenfalls an der Vereinsarbeit, haben aber ihre universitäre Ausbildung abgeschlossen oder sind an geowissenschaftlichen Aktivitäten Interessierte.  
Fördermitglieder sind außerordentliche Mitglieder, welche die Vereinstätigkeit vor allem durch Zahlung eines erhöhten Mitgliedsbeitrages fördern, werden jeweils für das Jahr, in dem die erhöhte Zahlung getätigt wurde, zu solchen und werden im vereinseigenen Mitteilungsblatt erwähnt.

### § 5 Erwerb der Mitgliedschaft

- (1) Mitglieder des Vereins können alle physischen Personen, sowie juristische Personen werden.
- (2) Ordentliche Mitglieder können alle physischen Personen, die Studenten, Diplomanden oder Dissertanten eines geowissenschaftlichen Faches sind, werden. Nach Beendigung der universitären Ausbildung gehen ordentliche Mitglieder mit der nächstfolgenden Generalversammlung in den Status eines außerordentlichen Mitglieds über.
- (3) Außerordentliche Mitglieder können alle physischen, sowie juristische Personen werden.

- (4) Über die Aufnahme von ordentlichen und außerordentlichen Mitgliedern entscheidet der Vorstand. Die Aufnahme kann ohne Angabe von Gründen verweigert werden.
- (5) Förderndes Mitglied wird ein ordentliches oder außerordentliches Mitglied jeweils für ein Jahr, wenn es einen, über die normale Höhe hinausreichenden Mitgliedsbeitrag bezahlt. Nach Ablauf des Kalenderjahres, auf das sich der Mitgliedsbeitrag bezieht, wird die Mitgliedschaft im früheren Status weitergeführt.
- (6) Vor Konstituierung des Vereins erfolgt die vorläufige Aufnahme von Mitgliedern durch den (die) Proponenten. Diese Mitgliedschaft wird erst mit Konstituierung des Vereins wirksam.

## **§ 6 Beendigung der Mitgliedschaft**

- (1) Die Mitgliedschaft erlischt durch Tod, bei juristischen Personen durch Verlust der Rechtspersönlichkeit, durch freiwilligen Austritt und durch Ausschluß.
- (2) Der Austritt kann jederzeit nach Einlangen einer schriftlichen Verständigung an den Vorstand erfolgen.
- (3) Der Vorstand kann ein Mitglied ausschließen, wenn dieses trotz zweimaliger schriftlicher Mahnung unter Setzung einer angemessenen Nachfrist länger als sechs Monate mit der Zahlung der Mitgliedsbeiträge im Rückstand ist. Die Verpflichtung zur Zahlung der fällig gewordenen Mitgliedsbeiträge bleibt hiervon unberührt.
- (4) Der Ausschluß eines Mitgliedes aus dem Verein kann vom Vorstand auch wegen grober Verletzung anderer Mitgliedspflichten und wegen unehrenhaften Verhaltens verfügt werden.

## **§ 7 Rechte und Pflichten der Mitglieder**

- (1) Die Mitglieder sind berechtigt, an allen Veranstaltungen des Vereines teilzunehmen und die Einrichtungen des Vereins zu beanspruchen. Das aktive Wahlrecht in der Generalversammlung steht allen Mitgliedern zu, das passive Wahlrecht jedoch steht nur den ordentlichen Mitgliedern zu (Ausnahme siehe §13, Abs. 2 und 3).
- (2) Die Mitglieder sind verpflichtet, die Interessen des Vereins nach Kräften zu fördern und alles zu unterlassen, wodurch das Ansehen und der Zweck des Vereins Abbruch erleiden könnte. Sie haben die Vereinsstatuten und die Beschlüsse der Vereinsorgane zu beachten. Die ordentlichen und außerordentlichen Mitglieder sind zur pünktlichen Zahlung der Beitrittsgebühr und der Mitgliedsbeiträge in der von der Generalversammlung beschlossenen Höhe verpflichtet.

## **§ 8 Vereinsorgane**

Organe des Vereines sind die Generalversammlung (§§ 9 und 10), der wissenschaftliche Beirat (§§ 11), der Vorstand (§§ 12 bis 14), die Rechnungsprüfer (§ 15) und das Schiedsgericht (§ 16).

## **§ 9 Die Generalversammlung**

- (1) Die ordentliche Generalversammlung findet jährlich statt.
- (2) Eine außerordentliche Generalversammlung findet auf Beschluß des Vorstandes, der ordentlichen Generalversammlung oder auf schriftlichen begründeten Antrag von mindestens einem Zehntel der stimmberechtigten (§ 7 Abs. 1 und § 9 Abs. 6) Mitglieder oder auf Verlangen der Rechnungsprüfer binnen vier Wochen statt.
- (3) Sowohl zu den ordentlichen wie auch zu den außerordentlichen Generalversammlungen sind alle Mitglieder mindestens zwei Wochen (es gilt das Datum des Poststempels) vor dem Termin schriftlich einzuladen. Die Anberaumung der Generalversammlung hat unter Angabe der Tagesordnung zu erfolgen. Die Einberufung erfolgt durch den Vorstand.
- (4) Anträge zur Generalversammlung sind mindestens eine Woche vor dem Termin der Generalversammlung beim Vorstand schriftlich einzureichen.
- (5) Gültige Beschlüsse - ausgenommen solche über einen Antrag auf Einberufung einer außerordentlichen Generalversammlung - können nur zur Tagesordnung gefaßt werden.

- (6) Bei der Generalversammlung sind alle Mitglieder teilnahmeberechtigt. Stimmberechtigt sind die ordentlichen, außerordentlichen und die fördernden Mitglieder. Jedes Mitglied hat nur eine Stimme. Juristische Personen werden durch einen Bevollmächtigten vertreten. Die Übertragung des Stimmrechtes auf ein anderes Mitglied im Wege einer schriftlichen Bevollmächtigung ist zulässig.
- (7) Die Generalversammlung ist bei Anwesenheit der Hälfte aller stimmberechtigten Mitglieder bzw. ihrer Vertreter (Abs. 6) beschlußfähig. Ist die Generalversammlung zur festgesetzten Stunde nicht beschlußfähig, so findet die Generalversammlung 30 Minuten später mit derselben Tagesordnung statt, die ohne Rücksicht auf die Anzahl der Erschienenen beschlußfähig ist.
- (8) Die Wahlen und die Beschlußfassungen in der Generalversammlung erfolgen in der Regel mit einfacher Stimmenmehrheit. Beschlüsse, mit denen das Statut des Vereins geändert oder der Verein aufgelöst werden soll, bedürfen jedoch einer qualifizierten Mehrheit von zwei Dritteln der abgegebenen gültigen Stimmen.
- (9) Den Vorsitz in der Generalversammlung führt der Obmann, in dessen Verhinderung sein Stellvertreter. Wenn auch dieser verhindert ist, so führt das an Jahren älteste anwesende Vorstandsmitglied den Vorsitz.

## **§ 10 Aufgabenkreis der Generalversammlung**

Der Generalversammlung sind folgende Aufgaben vorbehalten:

- a) Entgegennahme und Genehmigung des Rechenschaftsberichtes und des Rechnungsabschlusses;
- b) Beschlußfassung über den Voranschlag;
- c) Wahl, Bestellung und Enthebung der Mitglieder des Vorstandes und der Rechnungsprüfer; Genehmigung von Rechtsgeschäften zwischen Vorstandsmitgliedern und Rechnungsprüfern mit dem Verein;
- d) Entlastung des Vorstandes;
- e) Festsetzung der Höhe der Beitrittsgebühr und der Mitgliedsbeiträge für ordentliche und für außerordentliche Mitglieder;
- f) Beschlußfassung über Statutenänderungen und die freiwillige Auflösung des Vereines;
- g) Beratung und Beschlußfassung über sonstige auf der Tagesordnung stehende Fragen.

## **§ 11 Die Schriftleitung**

Die Schriftleitung des Mitteilungsblattes des Vereins setzt sich aus ordentlichen und außerordentlichen Mitgliedern zusammen und wird vom Vorstand bestellt.

## **§ 12 Der Beirat**

Der Beirat setzt sich aus ordentlichen und außerordentlichen Mitgliedern zusammen. Diese beraten den Vorstand bei Vereinsangelegenheiten. Der Beirat wird von der Generalversammlung auf die Dauer eines Jahres mit einfacher Stimmenmehrheit gewählt.

## **§ 13 Der Vorstand**

- (1) Der Vorstand besteht aus mindestens 5 Mitgliedern und kann nach Bedarf um weitere Vorstandsmitglieder erweitert werden. Bei den 5 ständigen Vorstandsmitgliedern handelt es sich um den Obmann und seinen Stellvertreter, den Schriftführer, einen Vertreter der Schriftleitung und den Kassier. Zusätzliche Referentenposten können besetzt werden.
- (2) Der Vorstand besteht aus ordentlichen Mitgliedern. Im Fall, dass der Vorstand nicht vollständig durch ordentliche Mitglieder besetzt werden kann, kann die Generalversammlung mit 2/3 Mehrheit außerordentliche Mitglieder in den Vorstand wählen.
- (3) Der Vorstand muß mehrheitlich aus ordentlichen Mitgliedern bestehen.
- (4) Der Vorstand wird von der Generalversammlung für die Dauer von einem Jahr gewählt. Der Vorstand hat bei Ausscheiden eines gewählten Mitgliedes das Recht, an seine Stelle ein anderes wählbares Mitglied zu kooptieren, wozu die nachträgliche Genehmigung in der nächstfolgenden Generalversammlung einzuholen ist. Fällt der Vorstand ohne Selbstergänzung durch Kooptierung überhaupt oder auf unvorhersehbar lange

Zeit aus, ist jeder Rechnungsprüfer verpflichtet, unverzüglich eine außerordentliche Generalversammlung zum Zweck der Neuwahl eines Vorstandes einzuberufen.

- (5) Die Funktionsdauer des Vorstandes beträgt ein Jahr. Wiederwahl ist möglich.
- (6) Der Vorstand wird vom Obmann, in dessen Verhinderung von seinem Stellvertreter, schriftlich oder mündlich einberufen. Ist auch dieser auf unvorhersehbar lange Zeit verhindert, darf jedes sonstige Vorstandsmitglied den Vorstand einberufen.
- (7) Der Vorstand ist beschlußfähig, wenn alle seine Mitglieder eingeladen wurden und mindestens die Hälfte von ihnen anwesend sind.
- (8) Der Vorstand faßt seine Beschlüsse mit einfacher Stimmenmehrheit; bei Stimmgleichheit gibt die Stimme des Vorsitzenden den Ausschlag.
- (9) Den Vorsitz führt der Obmann, bei Verhinderung sein Stellvertreter. Ist auch dieser verhindert, obliegt der Vorsitz dem an Jahren ältesten anwesenden Vorstandsmitglied.
- (10) Außer durch den Tod und Ablauf der Funktionsperiode (Abs. 3) erlischt die Funktion eines Vorstandsmitgliedes durch Enthebung (Abs. 11) oder Rücktritt (Abs. 12).
- (11) Die Generalversammlung kann jederzeit den gesamten Vorstand oder einzelne seiner Mitglieder mit einfacher Mehrheit ihrer Funktion entheben. Die Enthebung tritt mit Bestellung des neuen Vorstandes bzw. Vorstandsmitgliedes in Kraft.
- (12) Die Vorstandsmitglieder können jederzeit schriftlich ihren Rücktritt erklären. Die Rücktrittserklärung ist an den Vorstand, im Falle des Rücktrittes des gesamten Vorstandes an die Generalversammlung zu richten. Der Rücktritt wird erst mit Wahl bzw. Kooptierung (Abs. 4) eines Nachfolgers wirksam.

#### **§ 14 Aufgabenkreis des Vorstandes**

Dem Vorstand obliegt die Leitung des Vereines. Ihm kommen alle Aufgaben zu, die nicht durch die Statuten einem anderen Vereinsorgan zugewiesen sind. In seinen Wirkungsbereich fallen insbesondere folgende Angelegenheiten:

- a) Erstellung des Jahresvoranschlages sowie Abfassung des Rechenschaftsberichtes und des Rechnungsabchlusses;
- b) Vorbereitung der Generalversammlung;
- c) Einberufung der ordentlichen und der außerordentlichen Generalversammlung;
- d) Verwaltung des Vereinsvermögens;
- e) Aufnahme und Ausschluß von Vereinsmitgliedern.

#### **§15 Besondere Obliegenheiten einzelner Vorstandsmitglieder**

- (1) Der Obmann vertritt den Verein nach außen. Schriftliche Ausfertigungen des Vereines bedürfen zu ihrer Gültigkeit der Unterschriften des Obmannes und des Schriftführers, in Geldangelegenheiten (= vermögenswerte Dispositionen) des Obmannes und des Kassiers. Rechtsgeschäfte zwischen Vorstandsmitgliedern und dem Verein bedürfen zu ihrer Gültigkeit außerdem der Genehmigung der Generalversammlung.
- (2) Rechtsgeschäftliche Bevollmächtigungen, den Verein nach außen zu vertreten bzw. für ihn zu zeichnen, können ausschließlich von den in Abs. 1 genannten Funktionären erteilt werden.
- (3) Bei Gefahr im Verzug ist der Obmann berechtigt, auch in Angelegenheiten, die in den Wirkungsbereich der Generalversammlung oder des Vorstandes fallen, unter eigener Verantwortung selbständig Anordnungen zu treffen; diese bedürfen jedoch der nachträglichen Genehmigung durch das zuständige Vereinsorgan.
- (4) Der Obmann führt den Vorsitz in der Generalversammlung und im Vorstand.
- (5) Der Schriftführer hat den Obmann bei der Führung der Vereinsgeschäfte zu unterstützen. Ihm obliegt die Führung der Protokolle der Generalversammlung und des Vorstandes.
- (6) Der Kassier ist für die ordnungsgemäße Geldgebarung des Vereines verantwortlich.
- (7) Im Falle der Verhinderung treten an die Stelle des Obmannes und des Schriftführers ihre Stellvertreter.

#### **§ 16 Die Rechnungsprüfer**

- (1) Die zwei Rechnungsprüfer werden von der Generalversammlung auf die Dauer von zwei Jahren gewählt.

Wiederwahl ist möglich.

- (2) Den Rechnungsprüfern obliegen die laufende Geschäftskontrolle und die Überprüfung des Rechnungsabschlusses. Sie haben der Generalversammlung über das Ergebnis der Überprüfung zu berichten.
- (3) Im übrigen gelten für die Rechnungsprüfer die Bestimmungen des § 11 Abs. 3, 8, 9 und 10 sowie des § 13 Abs. 1 letzter Satz sinngemäß.

## **§ 17 Das Schiedsgericht**

- (1) Zur Schlichtung von allen aus dem Vereinsverhältnis entstehenden Streitigkeiten ist das vereinsinterne Schiedsgericht berufen.
- (2) Das Schiedsgericht setzt sich aus drei ordentlichen Vereinsmitgliedern zusammen. Es wird derart gebildet, daß ein Streitteil dem Vorstand ein Mitglied als Schiedsrichter schriftlich namhaft macht. Über Aufforderung durch den Vorstand binnen sieben Tagen macht der andere Streitteil innerhalb von 14 Tagen seinerseits ein Mitglied des Schiedsgerichtes namhaft. Nach Verständigung durch den Vorstand innerhalb von sieben Tagen wählen die namhaft gemachten Schiedsrichter binnen weiterer 14 Tage ein drittes ordentliches Mitglied zum Vorsitzenden des Schiedsgerichtes. Bei Stimmgleichheit entscheidet unter den Vorgeschlagenen das Los.
- (3) Das Schiedsgericht fällt seine Entscheidung bei Anwesenheit aller seiner Mitglieder mit einfacher Stimmenmehrheit. Es entscheidet nach bestem Wissen und Gewissen. Seine Entscheidungen sind vereinsintern endgültig.

## **§ 18 Auflösung des Vereines**

- (1) Die freiwillige Auflösung des Vereines kann nur in einer zu diesem Zweck einberufenen außerordentlichen Generalversammlung und nur mit Zweidrittelmehrheit der abgegebenen gültigen Stimmen beschlossen werden.
- (2) Diese Generalversammlung hat auch - sofern Vereinsvermögen vorhanden ist - darüber zu beschließen, welchem wissenschaftlichen Zweck oder welcher geowissenschaftlichen Institution das Vereinsvermögen zu widmen ist. Ist keine Einigung zu erzielen, so fällt das Vereinsvermögen dem Institut für Geologie der Universität Wien zu.
- (3) Der letzte Vereinsvorstand hat die freiwillige Auflösung binnen vier Wochen nach Beschlußfassung der zuständigen Sicherheitsdirektion schriftlich anzuzeigen. Er ist auch verpflichtet, die freiwillige Auflösung innerhalb derselben Frist in einem amtlichen Blatt zu verlautbaren.



# Sedimentology and the Oil and Gas Industry

by

Wolfgang E. SCHOLLNBERGER

with 59 Figures

Keywords:

*Sedimentology*

*Oil and Gas Resources*

*Exploration*

*Production*

*Basin Analysis*

*Biostratigraphy*

*Sequence Stratigraphy*

*Seismic*

*Employment*

Address of the author:

WOLFGANG E. SCHOLLNBERGER

BP plc

Chertsey Road

Sunbury-on-Thames

Middlesex

TW16 7LN

United Kingdom

<b>Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.</b>	<b>45</b>	<b>S. 1-37</b>	<b>Wien 2001</b>
--	-----------	----------------	------------------

## Contents

Kurzfassung.....	2
Abstract.....	3
1. Introduction and Context.....	3
2. Historic Perspectives.....	5
2.1. General Remarks.....	5
2.2. Particles, Pore Space, and Diagenesis.....	6
2.3. Sedimentary Structures.....	7
2.4. Sediment Bodies and Depositional Environments.....	8
2.5. Basin Analysis.....	16
3. Current Industrial Methods in Sedimentology.....	18
3.1. Continua and Discontinua.....	18
3.2. High Resolution Biostratigraphy.....	21
3.3. High Resolution Seismic.....	22
3.4. Sequence Stratigraphy.....	29
4. Sedimentology in the Future of the Oil and Gas Industry.....	32
4.1. Knowledge Management Based on Integration.....	32
4.2. Future Applications of Sedimentology.....	34
4.3. Industrial Sedimentologist of the Future.....	35
Acknowledgements.....	36
References.....	36

## Kurzfassung

In den letzten hundert Jahren haben Sedimentologen aus Wissenschaft und Industrie in enger Zusammenarbeit die Sedimentgesteine und deren Porenraum beschrieben und klassifiziert, die physikalischen und chemischen Prozesse während der Ablagerung und der Diagenese untersucht sowie die Ablagerungsräume in Raum und Zeit erfasst. Die Ergebnisse dieser sehr fruchtbaren Zusammenarbeit reichen von sehr genauen und schnellen Labormethoden bis zu Beckenanalysen und sind damit wichtigste Voraussetzungen für die Vorhersage der Kohlenwasserstoffgeneration aus Muttergesteinen und ihren Weg in die Speichergesteine in Raum und Zeit.

Im Bereich der angewandten Sedimentologie wird heute verstärkt multidisziplinär gearbeitet. Sedimentologen, Paläontologen, Petrophysiker, Geophysiker und Ingenieure arbeiten dabei in der heutigen Öl- und Gasindustrie eng zusammen, um von den seismischen Eigenschaften der Sedimente (z. B. Geschwindigkeiten der p- und s-Wellen, Dichte, Amplitude, Frequenz und Phasen) die Gesteinseigenschaften (z. B. Mineralogie, Lithologie, Ablagerungsraum, Porosität, Porenraumfüllung, Permeabilität und Druck- und Temperaturbedingungen) abzuleiten. Daraus wird dann in weiterer Folge im Zuge von Iterationsprozessen (Modellierung) wiederum auf die seismischen Eigenschaften rückgeschlossen. Diese Vorgehensweise hat sich bezahlt gemacht, denn heute wird mehr Öl und Gas gefördert als je zuvor und das in steigendem Maße umweltverträglich und kostengünstig.

Auf diesem Wege kann heute der tiefe Untergrund in einer Weise durchleuchtet werden, wie es noch vor wenigen Jahren undenkbar gewesen ist. Das ist möglich durch eine Kombination verschiedener Methoden, z. B. 3-D Seismik, dreidimensionale seismische Spektralanalyse, Multikomponentenseismik sowie Sequenzstratigraphie und Graphic Correlation. Diese Methoden sind die Vertrauensbasis dafür, daß die Industrie extrem teure Bohrungen (z. T. >50 Mio. \$) mit

großer Zielgenauigkeit abteuft, z. B. in mehr als 1500 m Wassertiefe einen gashöflichen Turbidit unter einem Salzüberhang in 7000 m Bohrtiefe. Dabei können die Sedimentologen auf ihren Beitrag zu diesen Möglichkeiten stolz sein.

Öl, Gas und Kohle sind Massengüter auf dem Weltmarkt. Um konkurrenzfähig zu bleiben, muß die Energieindustrie die Explorationskosten, die Erschließungskosten und die Produktionskosten so niedrig wie möglich halten, selbst wenn die Erschließung von Öl und Gas immer mehr in technisch schwierigere Bereiche, z. B. in Tiefwasser-Gebiete vorstößt.

Zukünftig wird deshalb die Energieindustrie eine noch genauere Vorhersage der Lithofazies im Untergrund benötigen: die Reife des Gesteins, den Porenraum und den fluid flow in drei und vier Dimensionen mit einer Genauigkeit von weniger als 10 m in einer Tiefe von 10 km vorherzusagen, wird angestrebt. Altersdatierungen mit einer Genauigkeit von 10.000 Jahren bei 500 Mio. Jahre alten Sedimenten werden benötigt. Aber diese Genauigkeit wird vergebens sein, wenn es nicht gelingt, Daten dreidimensional darzustellen. Heute steckt die Entwicklung dieser hochauflösenden Darstellung noch in den Kinderschuhen. Bald werden aber Teams von Wissenschaftlern und Ingenieuren diese dreidimensionale Welt von Sedimentkörpern und ihrem Porenraum in jedem Detail virtuell darstellen können.

Die Zukunft der Öl-, Gas- und Kohleindustrie hängt stark davon ab, welche Kosten in der Form von Treibhauseffekt und Klimaveränderungen die Menschheit bereit ist zu zahlen im Tausch für Energie, Licht und Mobilität. Der Sedimentologie kommt dabei eine tragende Rolle zu in der Erforschung von Paläoklimaänderungen und den daraus resultierenden Vorhersagen, was uns in Zukunft erwarten kann.

## Abstract

During the **past hundred years**, sedimentologists in academia and industry have collaborated in describing and classifying sedimentary rocks and their pore content, in deducing the physical and chemical processes that govern deposition and diagenesis of sediments, and in characterising and predicting sedimentary environments and their spacial settings. The results of this collaboration are truly fascinating and stretch from highly accurate and fast laboratory methods to basin analysis as tools to predict hydrocarbon generation in source rocks, migration through carrier beds, and entrapment in reservoir rocks in space and time.

**Today**, progress in applied sedimentology comes increasingly from multidisciplinary integrated teams that bring together sedimentologists, palaeontologists, petrophysicists, seismologists, and engineers. The daily relentless effort by the oil and gas industry to link and integrate seismic properties of sediments (such as p- and s- wave velocity, density, amplitude, frequency, and phase) to the rock properties of sediments (such as mineralogy, lithology, environment of deposition, porosity, pore fill, pressure, and permeability) and back to the seismic properties in thousands of iterations (inverse and forward modelling) is paying off: more oil and gas is being produced today than ever before, and it is done in an increasingly environmentally friendly and cost effective way.

We are now able to illuminate the subsurface in ways unthinkable only a few years ago. New tools include 3-dimensional seismic coherency, 3-dimensional seismic spectral decomposition, multicomponent seismic as well as sequence stratigraphy and graphic correlation using a composite standard. Methods like these give industry the confidence to drill extremely expensive wells (costing \$ 50 million plus each) in more than 1500 m of water aiming, for instance, for a gas bearing turbidite channel which is located underneath a salt overhang more than 7000 m below the seabed. Sedimentologists can be proud of their part in making this possible.

Oil, gas, and coal have become commodities in the world markets. To stay vital, the energy industry will need to keep finding costs, development costs, and lifting costs as low as possible, while oil and gas operations expand into high cost

areas such as deep water.

**In the future**, the energy industry will need to accurately predict subsurface lithofacies variations, thermal maturity, pore content, and fluid flow in 3 and 4 dimensions with resolution of less than 10 metres at a depth of more than 10 kilometres. Age dating with an accuracy of better than 10,000 years in sediments more than 400 million years old are needed. High resolution and high accuracy would be wasted in sedimentology and elsewhere, if we would not also enhance our capabilities in 3-D visualisation. Today's immersive visualisation systems are just a beginning. Soon multidisciplinary teams of scientists and engineers will be jointly diving and climbing through the 3-dimensional virtual reality of sediment bodies and their pore spaces, seeing every minute detail.

The future of the oil, gas, and coal industry ultimately depends on the price humankind is willing to pay for power, light, and mobility in terms of greenhouse gas emissions and climate change. Sedimentology will have a major role to play in understanding past climate changes and predicting what is in store for us all in the future.

## 1. Introduction and Context

Almost 65 percent of the primary energy supply to the economies of the world comes from oil (39 %), and gas (26 %) (Fig. 1). The exploration for, and the production of, oil and gas requires an accurate understanding of sediments. After all, the organic matter that is the source of oil and gas has been deposited in sediments and it matures in sedimentary rocks, oil and gas migrate through sedimentary rocks, are trapped in sedimentary rocks, and are extracted by man from sedimentary rocks. Knowledge of the 3-dimensional distribution of lithology, mineralogy, fossils, porosity, permeability, thermal maturity, and pore fill of sediments and the comprehension of how these distributions change in space over geologic time is of essence to the oil and gas industry.

It is not surprising then, that the oil and gas industry plays

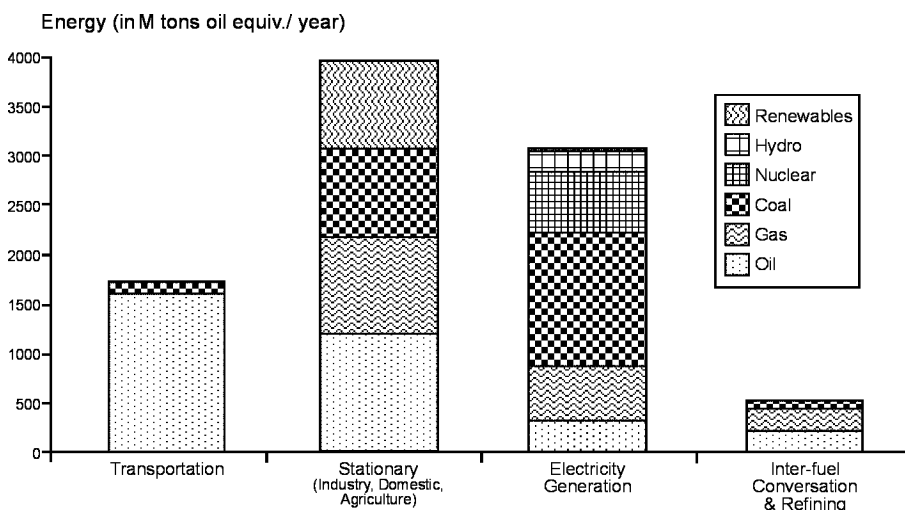


Fig. 1: Energy supply to the world's economies (energy traded in markets, from International Energy Agency 1996, data for the year 1995). Oil is the dominant energy source for transportation and a very important source for stationary process heat, heating and cooling. Natural gas is important for stationary process heat, heating and cooling; its share in electricity generation is rapidly growing. Liquid fuels derived from gas will play a larger role in transportation in the future.

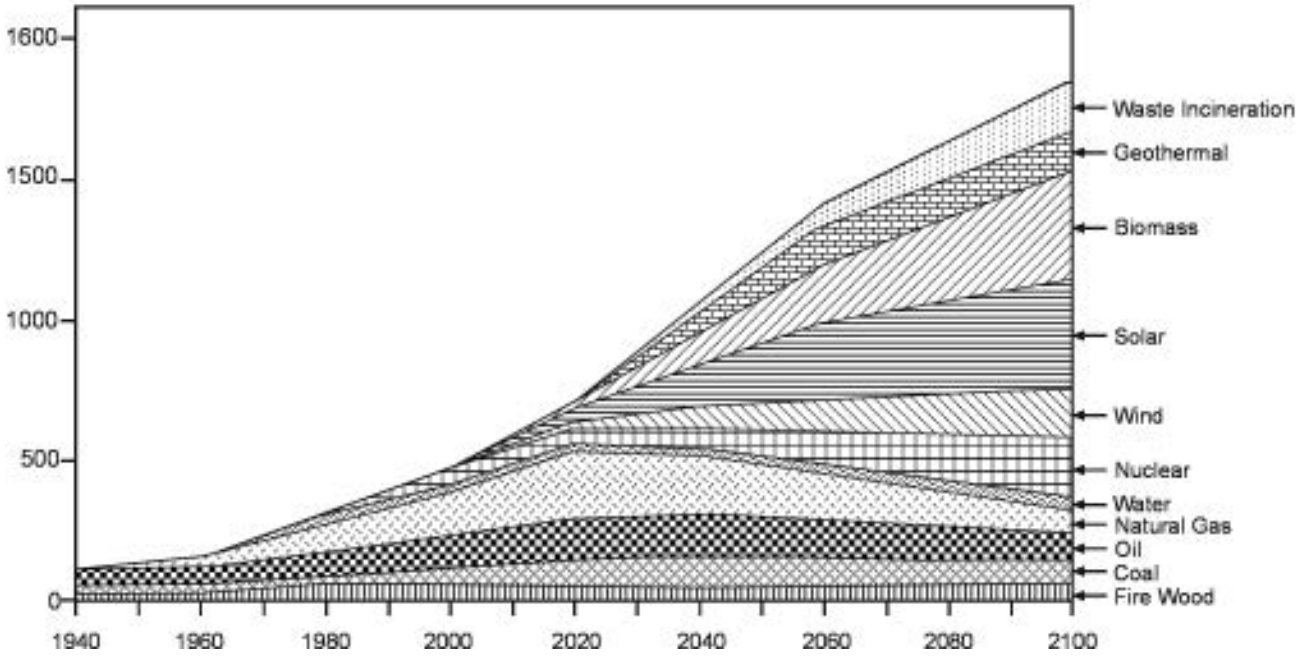


Fig. 2: Energy supplies to the world's economies in the past, present, and future: in an "energy mix" scenario, oil and gas will be needed for many decades to come (modified from Shell 1996 and SCHOLLNBERGER 1998a).

an important role in the development and the progress of sedimentology. Industry assembled an enormous data base on sedimentary rocks from field studies, millions of wells, and millions of kilometres of seismic lines and has the computer capabilities to handle, process, and display large data sets in three dimensions.

Academia and industry jointly developed truly remarkable methods to analyse and describe sediments and sedimentary rocks, in order to interpret their origin and to predict changes in sediment properties in space and time. The oil and gas industry provides wide ranging opportunities for many thousands of sedimentologists to develop, test, and apply sedimentological methods, models, and knowledge. Many leading sedimentologists at universities around the world have worked for some time of their careers in industry and vice versa. In the context of this paper, it is irrelevant whether a researcher in industry or a scientist in academia first de-

veloped a method or a useful model. However, it is significant that sedimentology would not be in the place where it is today without mutually beneficial collaboration between industry and academia. This paper presents a small selection of truly remarkable examples of how the efforts of both, academia and the oil and gas industry, have created capabilities to illuminate sedimentary features in the deep subsurface to a clarity which was unthinkable only a few years ago.

The future of the oil and gas industry ultimately depends on the price humankind is willing to pay for power, light, mobility, and comfort in terms of greenhouse gas emissions and climate change. If carbon dioxide emissions are 100 units/ BTU for coal, they are about 50 units for oil and 25 units for natural gas. For a few years now, those who want to improve the quality of their environment, and can afford

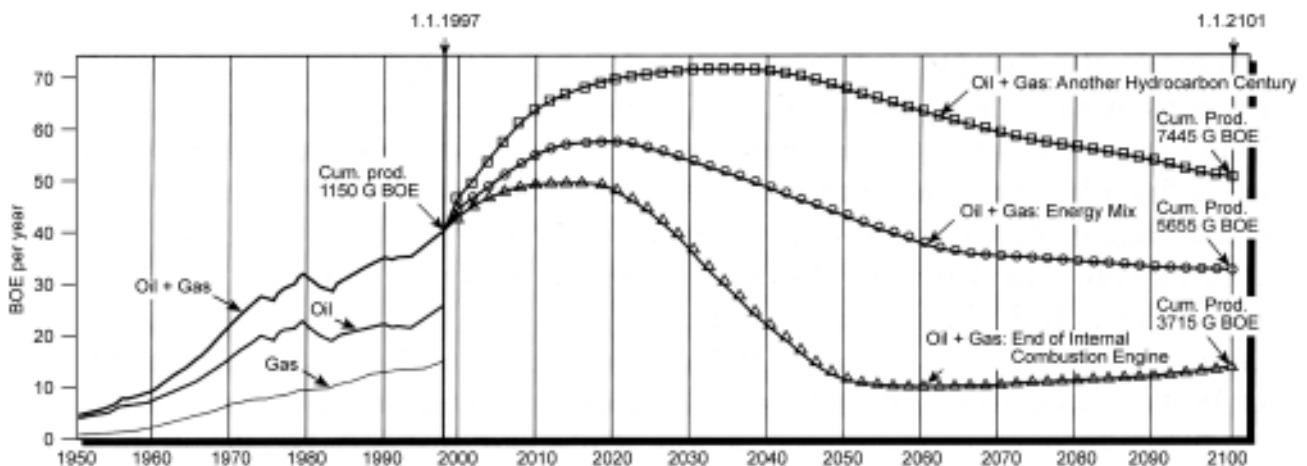


Fig. 3: Forecast of annual world wide hydrocarbon extraction through 2101 (in G barrels of oil equivalent); actual data through 1.1.1997, beyond that projections for three scenarios (SCHOLLNBERGER 1998a, b).

to do so, demand cleaner energy sources. Since the beginning of the 20<sup>th</sup> century, there is a trend away from relatively carbon-rich coal to more hydrogen-rich oil and natural gas as the energy sources of choice. Solar energy, wind derived energy, and geothermal energy will become increasingly more important during the next decades (Fig. 2). Even a future clean world economy entirely based on hydrogen is a theoretical option now. It will become reality as soon as a cheap and environmentally friendly source of hydrogen (e.g. a highly efficient photocatalyst to split water, or nuclear fusion driven electrolysis) has been found and made ready for mass deployment. This may take 20 years or longer, or it may never happen. But oil and gas will be needed in all scenarios, at least as a convenient raw material for a wide range of useful chemicals (Fig. 3; see also SCHOLLNBERGER 1998a, b). Thus, **the petroleum industry will continue to apply sedimentology and provide challenging jobs for many sedimentologists for a long time to come.**

## 2. Historic Perspectives

### 2.1. General Remarks

Looking back over the last one hundred years, we can recognise three trends in sedimentology, which were significantly influenced by the needs of the oil and gas industry:

- a trend from vagueness to precision
- a trend from description to prediction (in space and time)
- a trend from (attention to) small scale phenomena (point observations) to the inclusion of basin wide and world wide aspects (while small scale phenomena never lost their importance).

Scientists are generally not deliberately **vague** or inaccurate.

They make choices as to what accuracy is needed to answer a particular question or solve a problem. Searching and drilling for oil and gas costs a lot of money. Up to 50 years ago, oil and gas production was land based, now exploration and production activities are taking place increasingly in deep water environments, where a single well may cost \$ 50 million or more. Industry cannot afford to gamble away money by drilling expensive wells in search of ill defined targets. Wherever open market conditions prevail in the economic world, companies which fail to fulfill their stakeholder's expectations are eventually driven out of business. Seen this way, the industry's push towards the greatest possible **precision** in sedimentology and the clearest possible illumination of the subsurface is not surprising.

While the end points of the trend from vagueness to precision are mutually exclusive, the end points of the other two trends are not. Sedimentologists in the oil and gas industry are deeply involved in both **description and prediction**, because description alone does not lead to oil or gas discoveries. Predictions, however, of the porosity/permeability distribution in a basin, or the thermal maturity of a source rock, can lead to the discovery of hydrocarbon accumulations. Good predictions are almost always based on careful and detailed descriptions.

The third trend in sedimentology, the occupation with **progressively larger scale** sedimentological aspects (sedimentary bodies and environments, sequence stratigraphy, and basin analysis) while paying continued attention to small scale phenomena (such as particle mineralogy, grain size and shape, and pore space geometry) also reflects the changing needs of the oil and gas industry over the last one hundred years (Fig. 4).

In the following - without laying claim to any completeness at all - we shall touch on a few stations along sedimentology's path from small to large scale. We shall also demonstrate how accuracy and predictive capabilities in sedimen-

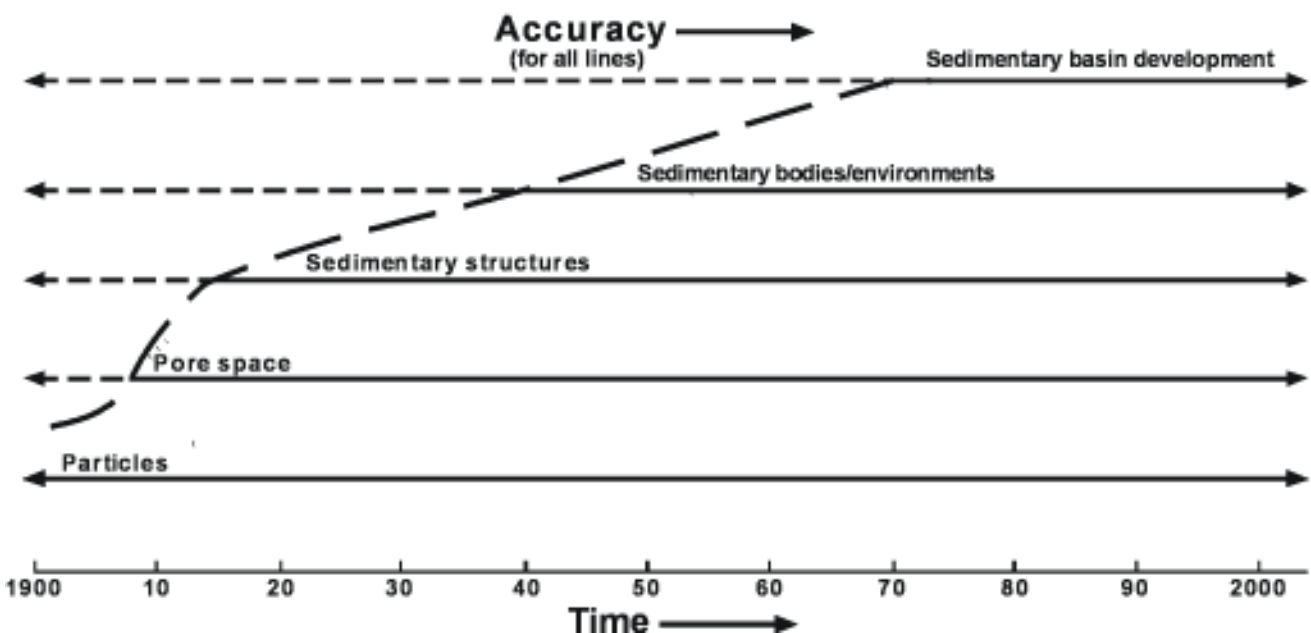


Fig. 4: Intensive research in sedimentology (full lines) progressed generally from small scale (grains) to large phenomena (basins), partly in response to the needs of the oil and gas industry.

tology increased with time.

### 2.2. Particles, Pore Space, and Diagenesis

The interest of the petroleum industry in sedimentology stems from the fact that nearly all oil and gas originates from sediments and that it migrates through and accumulates in the pore space of sedimentary rocks. Tight rocks with low porosity/permeability block hydrocarbon migration. Would oil and gas be trapped in the holes of Emmental cheese, the petroleum industry would be interested in

supported carbonates and (2) the depositional binding of grains. Dunham's classification is now the most favoured in industry, because it can be easily applied using a handlens in the field as well as under the microscope in the laboratory (Fig. 5).

FÜCHTBAUER (1988) gives a good overview of methods how to describe minerals, grains and particles of siliciclastics and carbonates, as well as how to measure grain size, grain size distribution, grain shape, grain orientation and packing, porosity, and permeability. The very important role of fossils in characterising and genetically interpreting the (micro) facies of sediments has been demonstrated by FLÜGEL (e.g. 1977). Microfacies analysis is widely used in the industry.

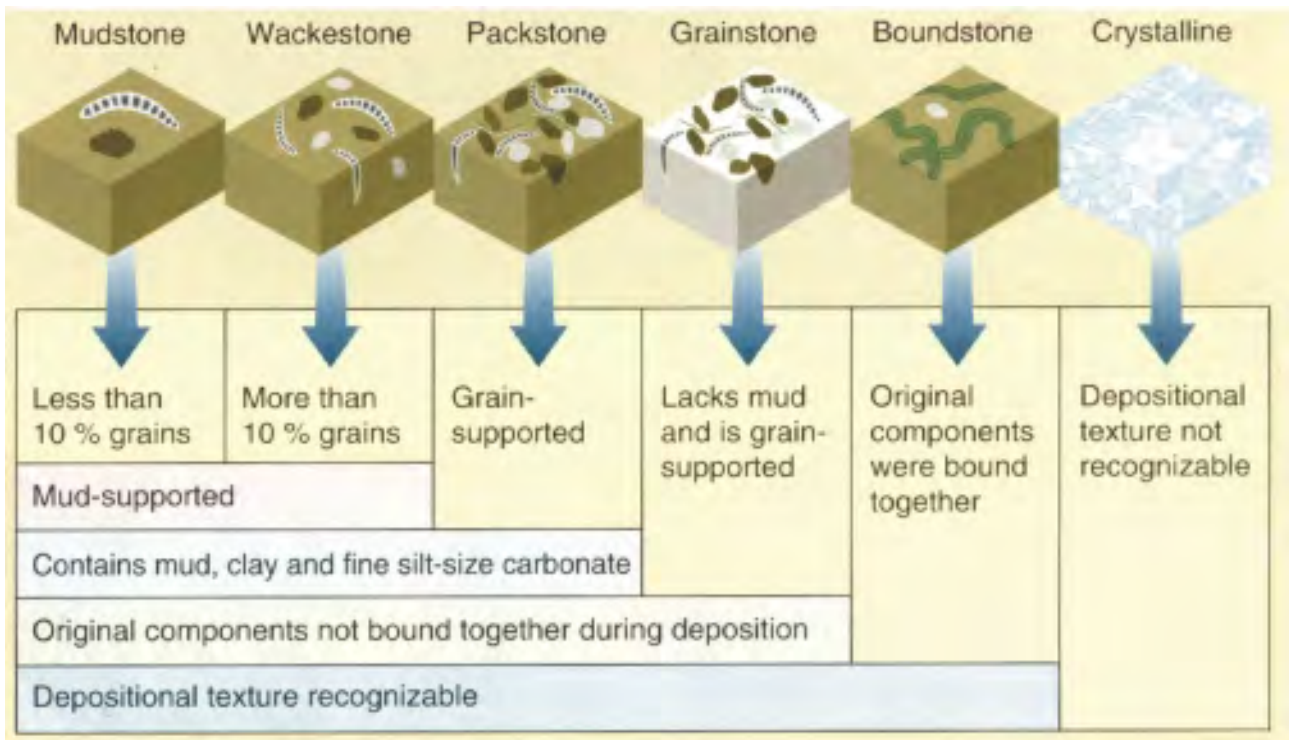


Fig. 5: The classification of carbonates devised by DUNHAM (1962) (reproduced with permission of Schlumberger).

Emmental cheese instead of sediments. While sedimentologists distinguish between siliciclastic and carbonate sediments, evaporites, silicious sedimentary rocks (incl. radiolarites and cherts), iron rich sedimentary rocks, phosphorites and carbonaceous sedimentary rocks (incl. coal, oil shales and bitumen), and others, the petroleum industry looks at sediments in the first place as **source rocks**, **reservoir rocks**, and **seals**. This is a simplification, but it has not prevented the industry from developing the highly efficient methods, which it needs to describe, classify, and interpret sediments. The industry developed several useful classifications of clastics based on mineral content, grain size (clay, silt, sand, etc.), grain shape (angular, rounded etc.), grain orientations, grain packing, etc. Industry needs also triggered the two most widely used modern carbonate classification systems. The one by FOLK (1959) is based on the relative abundance of (1) carbonate grains, (2) microcrystalline carbonate mud (micrite), and (3) sparry calcite cement. The classification by DUNHAM (1962) is based on (1) the distinction between grain and mud (matrix)

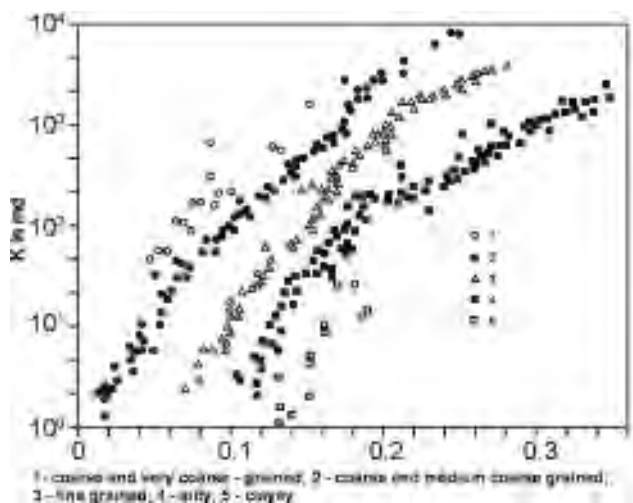


Fig. 6: The permeability (k) versus porosity relationship in sediments is influenced by grain size and grain shape (SCHÖN 1996; modified from SERRA 1984).

Understanding and correctly predicting the flow of oil, gas, and water through sediments in space and time is of enormous economic importance to the petroleum industry. **Fluid flow in porous sediments** is governed by Darcy's law which he published in 1856. Fluid properties such as density are, of course, important for calculating Darcy flow, but also important are sediment characteristics such as size and shape of sediment grains/particles (including primary grains/particles and diagenetically created and transformed

ones), together with porosity and pore space geometry (Fig. 6). SCHÖN (1996) deals with Darcy flow and other petrophysical aspects of sediments in an excellent way. **Diagenesis** is of interest to the petroleum industry because it can create or destruct porosity (Fig. 7). Many of the classic diagenesis studies in the petroleum industry dealt with the influence of temperature, pressure, and pore fluid chemistry on the alteration of the original minerals in a sedimentary rock and on the growth of new minerals around the original grains and into the primary pore space. Today, the prediction of porosity/permeability and hydrocarbon flow volume in very porous, poorly consolidated siliciclastic sands (mostly of Tertiary age) is of great economic importance and the focus of diagenetic studies. This is so, because the reservoirs in many recently discovered giant hydrocarbon fields are rapidly deposited and poorly consolidated sandstones (e.g. offshore Trinidad, along the Apsheron Ridge in the Caspian, and in the deep water areas of the Gulf of Mexico, Brazil, and central West Africa). Core information is hard to obtain from such sediments, and log interpretation is very difficult. Nevertheless, the industry needs to predict (e.g. through modelling) porosity and permeability in these sediments, and the conditions under which stabilizing early rim cement may form around quartz grains. Hence, industry focuses current research in diagenesis on poorly consolidated sedi-

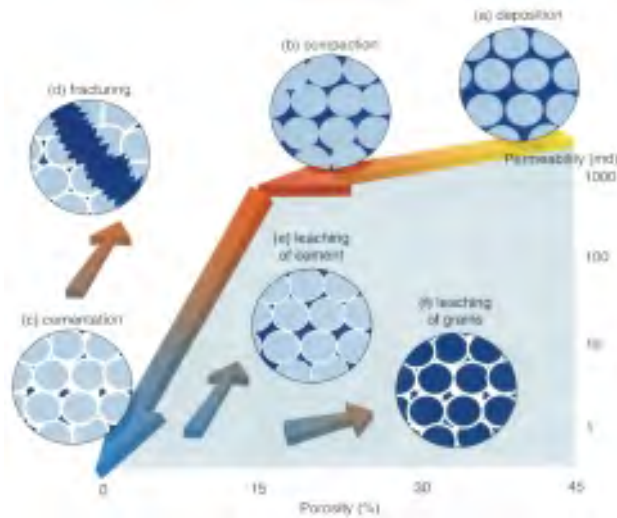


Fig.7: Diagenetic changes of inter-particle pore space. Compaction (b) and cementation (c) decrease porosity, whereas fracturing (d) and leaching of cement (e) and grains (f) increase porosity (NURMI & STANDEN 1984, reproduced with permission of Schlumberger).

### 2.3. Sedimentary Structures

Primary sedimentary structures have been observed since

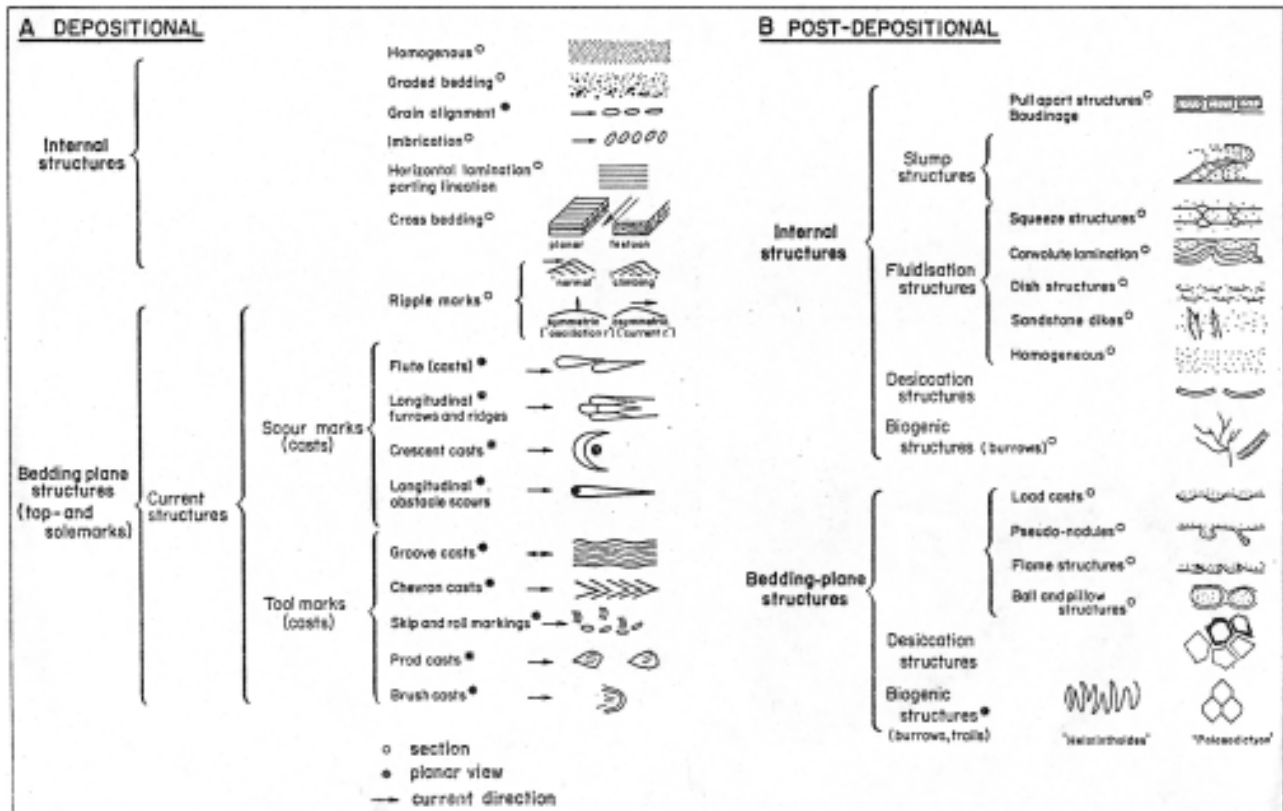


Fig. 8: Common primary sedimentary structures in clastics.

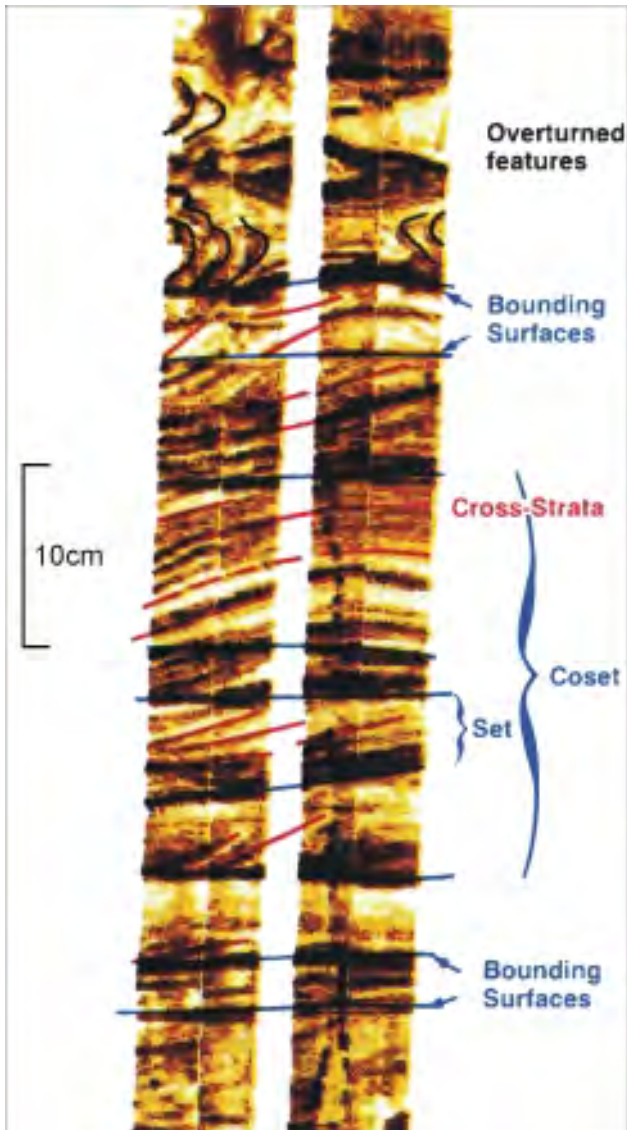


Fig. 9: High-resolution logging tools such as the Formation Micro Scanner produce detailed images of sedimentary features (reproduced with permission of Schlumberger).

the scientific study of sediments by pioneers such as Nicolaus Steno and William “Strata” Smith began in the 17<sup>th</sup> and 18<sup>th</sup> century. Primary structures and their diagenetic overprint influence the vertical and horizontal permeability in sedimentary rocks. Good modern compilations of primary and diagenetic sedimentary structures and their genetic interpretations can be found in FÜCHTBAUER (1988) and BOGGS (1995). Useful earlier discussions of clastic sedimentary structures are presented by MIDDLETON (1965) and BLATT et al. (1972). Carbonate fabrics are classically described by FOLK (1962) and DUNHAM (1962). SEILACHER (1964) comprehensively presents trace fossils and other biogenic sedimentary structures. Frequently occurring primary sedimentary structures in clastics are pictured in Fig. 8. Sedimentary structures are an essential element in explaining the mechanical and chemical processes that lead to the formation of sediments. The interpretation of depositional sedimentary environments requires the knowledge of the

origin of sedimentary structures (see also chapter 2.4). It is interesting to note that not only does the recognition of sedimentary structures help explain the origin of sediments, sometimes the understanding of the origin of sediments leads to the recognition of previously neglected sedimentary structures. As an example: after certain clastic beds were recognised as turbidites, i.e. deposits from turbidity currents by KUENEN & MIGLIORINI (1950), many ‘new’ sedimentary structures were found in turbidites (Fig. 10; see also DJULINSKY et al. 1959, BOUMA 1963). For sedimentary structures it is certainly true that ‘we see what we know’, ‘we know what we understand’, therefore ‘we see what we understand’.

## 2.4. Sediment Bodies and Depositional Environments

The knowledge of the shape, volume, and spatial relationships of porous and non-porous sedimentary bodies in three dimensions is of paramount importance for the oil and gas industry. Until about 1955, the porosity distribution in the subsurface was mainly deduced from well cuttings, cores, wireline logs, and occasionally from low resolution seismic. In order to make more sense of widely spaced log and core data and of (then) inaccurate seismic information, industry and academia joined forces beginning in the 1950’s to collect information on size, shapes, and distribution of porous and tight sedimentary bodies in present day depositional environments (e.g. GLENNIE, 1970 for deserts, HOUBOLT & JONKERS 1968, STURM & MATTER 1978 for lakes, WILLIAMS & RUST 1969 for braided rivers, BERNARD et al. 1962 for meandering rivers, KRUIT 1955 and OOMKENS 1967, 1974 for deltas, PURDY 1963, WILSON 1970, 1975, PURSER 1973, ENOS & PERKINS 1977 for carbonate platforms, HOUBOLT 1968 for clastic continental shelf areas, MUTTI & RICCI LUCCHI 1972 for deep water fans). These efforts and the contributions of many others resulted in a set of well characterised present-day depositional environments which now serve industry and academia as analogues for the interpretation of past depositional settings.

Right from the beginning of these studies of modern environments, the industry emphasised the documentation of vertical and lateral variations in lithology (including rock density and clay content), grain size, and porosity. These are the important rock properties which influence wireline log shapes in wells (e.g. gamma ray, sonic, density and resistivity logs) as well as amplitude, frequency, and phase in reflection seismic. Already in the 1950’s and 60’s vertical successions of lithologies were translated to wireline log shapes and vice versa (Figs. 11 and 12). Enlightened sedimentologists built on this and successfully applied J. Walther’s “law of succession of facies” to predict lateral facies variations from vertical boreholes. WALTHER (1894) states that only those facies can be superimposed in vertical sections which can be observed beside each other at the present time. The application of this law was of enormous importance to the oil and gas industry, which before 1970 relied mainly on vertical wells for subsurface information.

From about 1970 on, industry learned to convert reflections



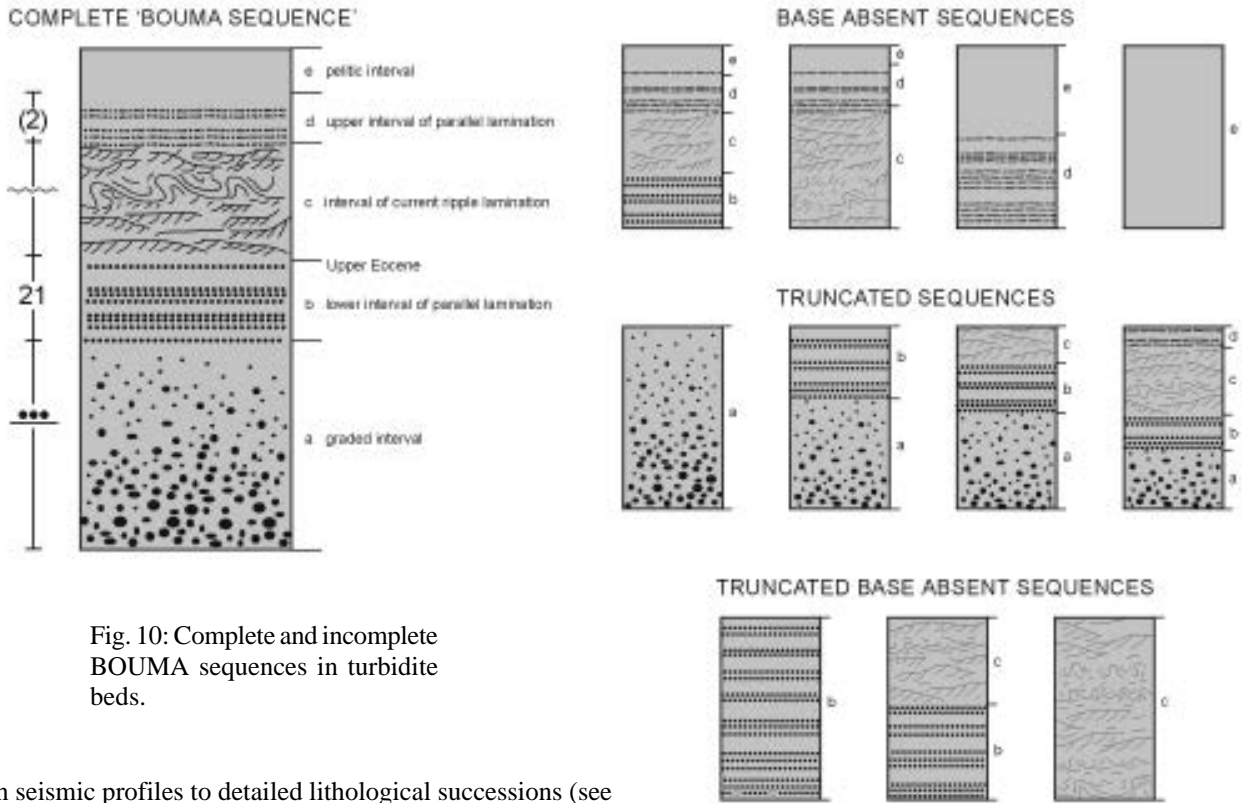


Fig. 10: Complete and incomplete BOUMA sequences in turbidite beds.

in seismic profiles to detailed lithological successions (see BROWN 1991; more about this in chapter 3.3). Using wireline logs and seismic data, depositional environments with their

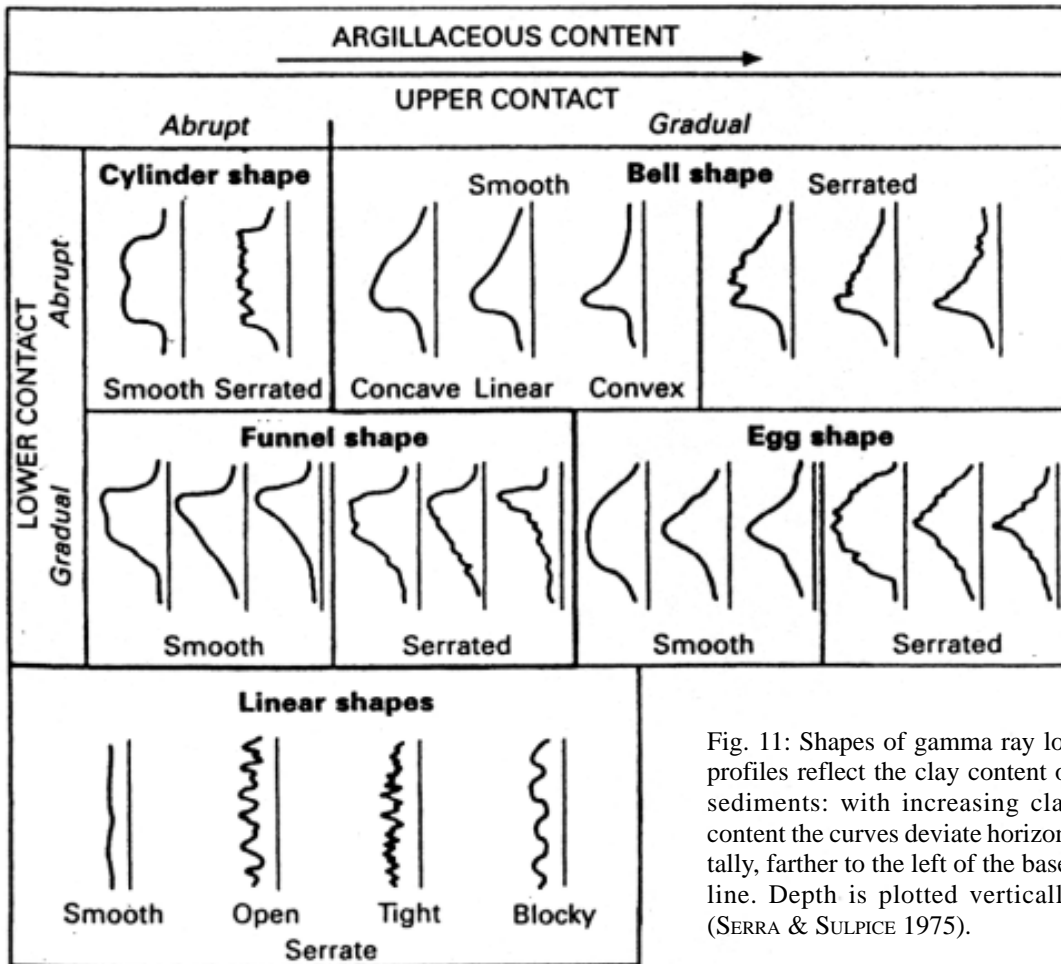


Fig. 11: Shapes of gamma ray log profiles reflect the clay content of sediments: with increasing clay content the curves deviate horizontally, farther to the left of the base-line. Depth is plotted vertically (SERRA & SULPICE 1975).

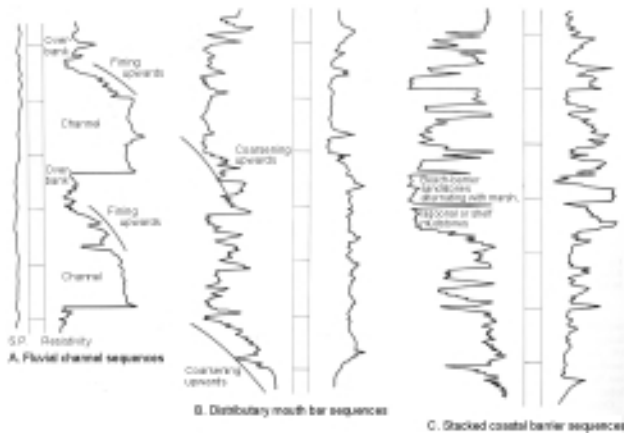


Fig. 12: Shapes of gamma ray or spontaneous potential log profiles (left curves) and resistivity log profiles (right curves) for a delta complex in the Tertiary Upper Wilcox Group, Gulf of Mexico (after FISHER & MCGOWEN 1969).

porous and non-porous sedimentary bodies could be defined and mapped in the subsurface, even remote from outcrops and in between wells (Figs. 13 and 14).

It can not be emphasised enough, how important fossils are in interpreting past depositional environments. **Sedimentary features** (such as the mineralogy of particles, grain size, sedimentary structures, etc.) **by themselves are hardly ever indicative of a particular depositional environment.** The interplay of physical and chemical processes that creates such features is normally not limited to just one depositional environment only. For instance, the water turbulence caused

by a ripple on the floor of a channel may be of the same kind and may have the same degree of intensity whether the environment is a river or a deep marine channel. Even the fact that the resulting sediments in one case have been deposited by a waning traction current in fresh water and in the other case by a waning turbidity current in salt water may not be distinguishable based on the resulting sedimentary structures. There are for instance, near Yesa in the Spanish Pyrenees, graded beds of Oligocene age, which display A, B, and C members of the Bouma sequence as it is often found in deep water turbidites, but with the footprints of water birds as sole marks. The birds certainly did not have 200 m long legs. The micro fauna in the claystones immediately underlying and overlying the beds with the bird tracks indicates a continental environment of deposition and places the sediments in a lacustrine setting. This example makes it clear that the **interpretation of depositional environments has to be based in the first place on characteristic autochthonous faunas** rather than on mechanical and chemical sedimentary features. The occurrence of benthonic foraminifera, molluscs, and other fossil groups is well known in modern environments. Benthonic foraminifera are especially good indicators of water depth (such as inner, middle, and outer neritic, bathyal, abyssal). Going back in time, we can recognise past depositional water depth by taking into account phylogenetic relationships between present day organisms and their fossil relatives and by assuming that species lived in the past in the same environment as where they live now. Some petroleum companies (e.g. BP, ExxonMobil, Shell) and academic institutions have assembled large data bases on the quantitative occurrence of benthonic foraminifera in various modern and past

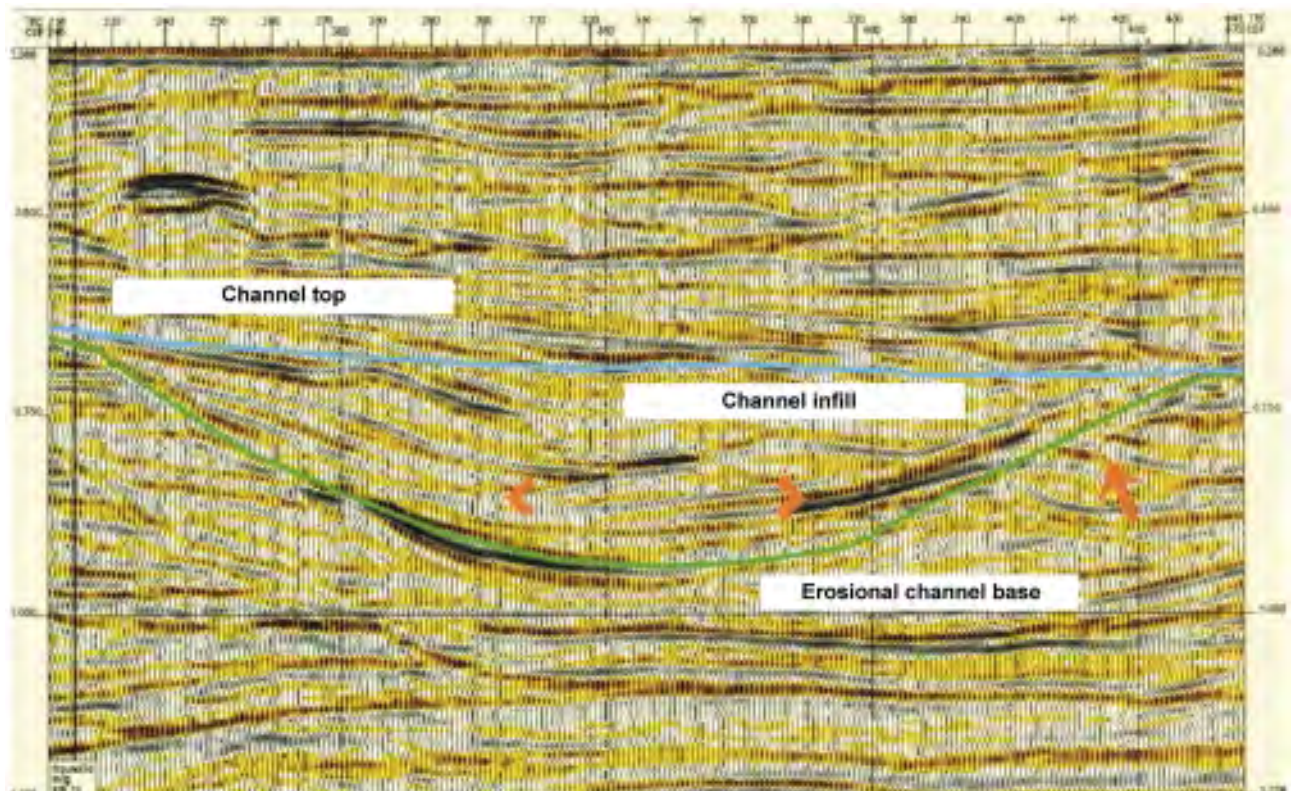


Fig. 13: High resolution seismic image of a channel fill (Gippsland basin, offshore Australia). Amplitude changes (between the chevrons) indicate the presence of stratigraphically trapped oil and gas (reproduced with permission of Schlumberger).

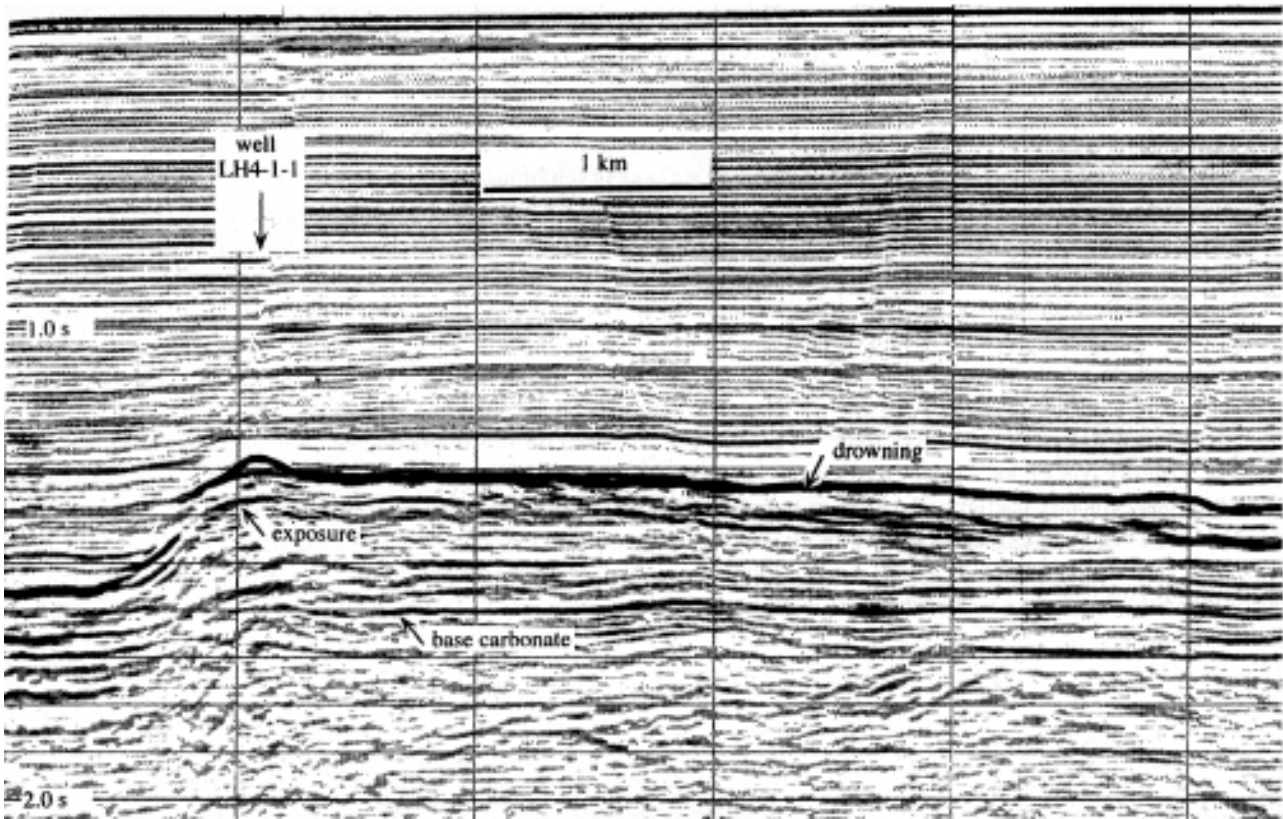


Fig. 14: High resolution seismic image of the Liuhua carbonate platform (Miocene, South China Sea). The platform repeatedly backstepped before finally drowning, after a period of condensed sedimentation it was covered by claystone (SCHLAGER 1999 after ERLICH et al. 1990, reproduced with permission of BP).

sedimentary environments (e.g. KRUIT et al. 1975). This approach based on faunas works very well back to the beginning of the Tertiary, in some cases to the beginning of the Late Cretaceous; beyond that, benthonic foraminifera assemblages become too different from present day ones and we have to use analogues and comparisons with modern depositional environments based on biogenic and non-biogenic sedimentary features. In this way we are able to interpret e.g. Carboniferous Kulm greywackes as deep marine turbidites, or Precambrian stromatolites as intertidal

sediments, and we may be right. **One just has to be very**

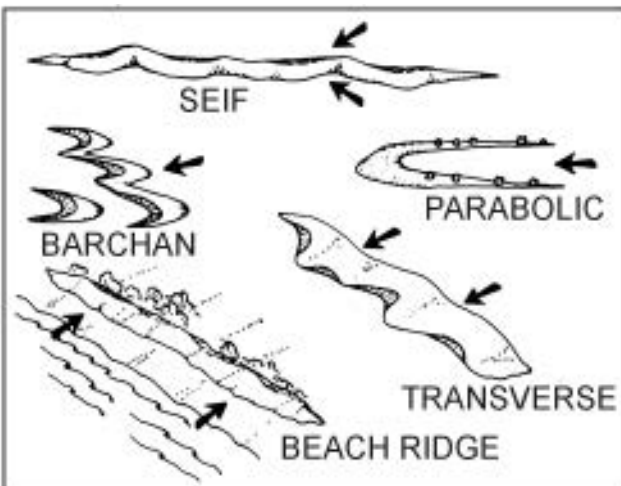


Fig. 15: Various types of sand dunes (arrows indicate wind directions, from SPIERING 1971).

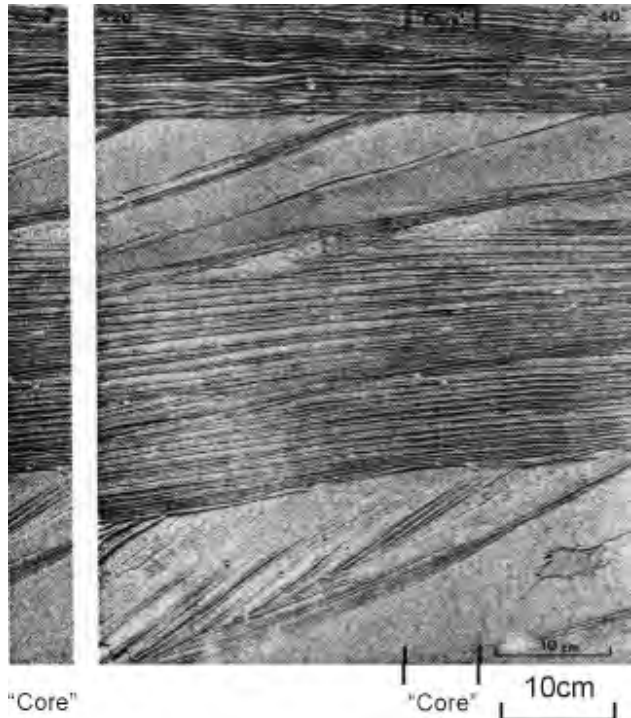


Fig. 16: Lacquer peel from a recent seif dune in Dubai. Column on the left shows what a "core" of these sands would look like (original position of "core" is indicated) (from GLENNIE 1970).

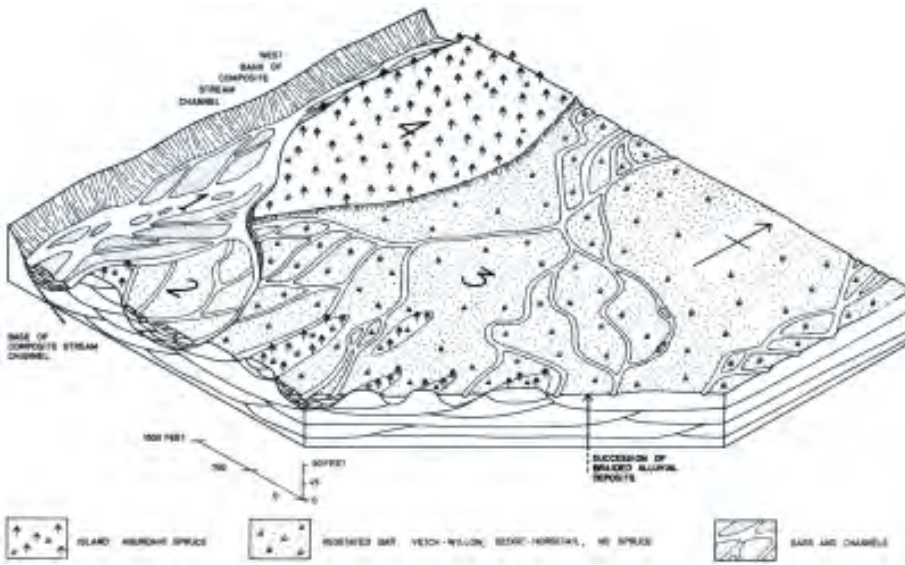


Fig. 17: Facies model of the floodplain of a braided river. The floodplain is dissected into four levels, numbers in order of increasing elevation. The lowest levels are the most active, the higher are least active and stabilised by vegetation (from WILLIAMS & RUST 1969).

**careful with the interpretation of pre-Tertiary depositional environments and it is wise to keep an open mind.**

As a result of many years of fruitful collaboration between industry and academia a collection of 'icons', which illu-

strate the occurrence of porous and non-porous sedimentary bodies in major depositional environments, is available. Here we present only a small number of them. The selection is a personal one: it contains those 'icons' (illustrations of monumental importance), which helped me finding oil and gas during the last thirty years (Figs. 15 through 27).

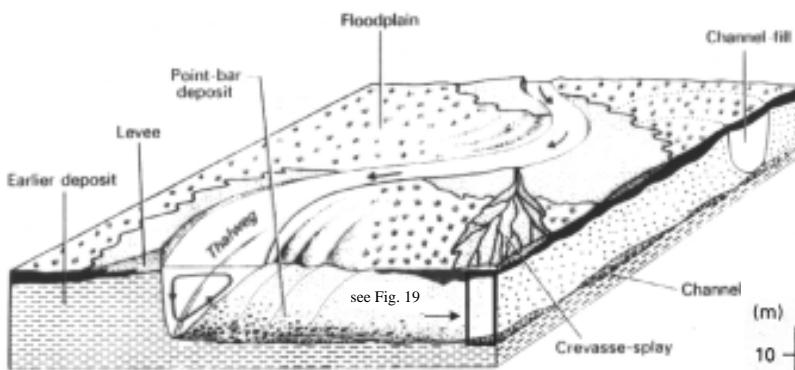


Fig. 18: Facies model of the floodplain of a meandering river (from ALLEN 1964). The sedimentary structures within a point bar are shown in Figure 19.

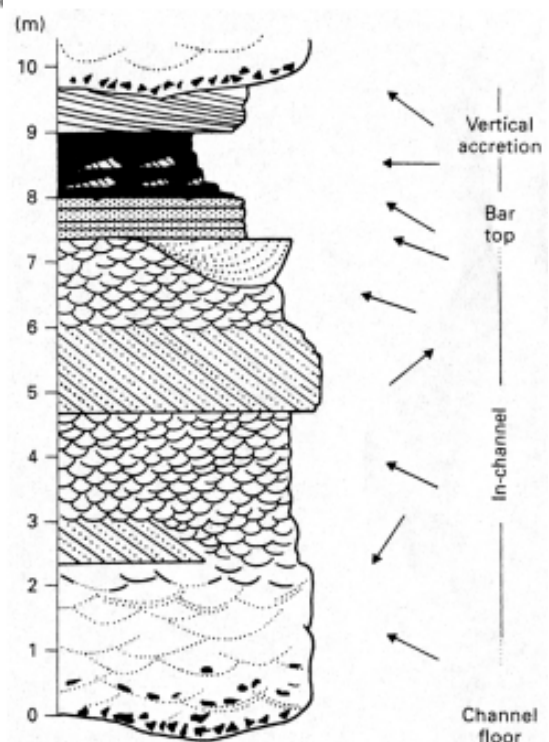


Fig. 19: Blow-up from Figure 18. The vertical succession of internal structures in a point bar (arrows indicate current directions) (from ALLEN 1964).

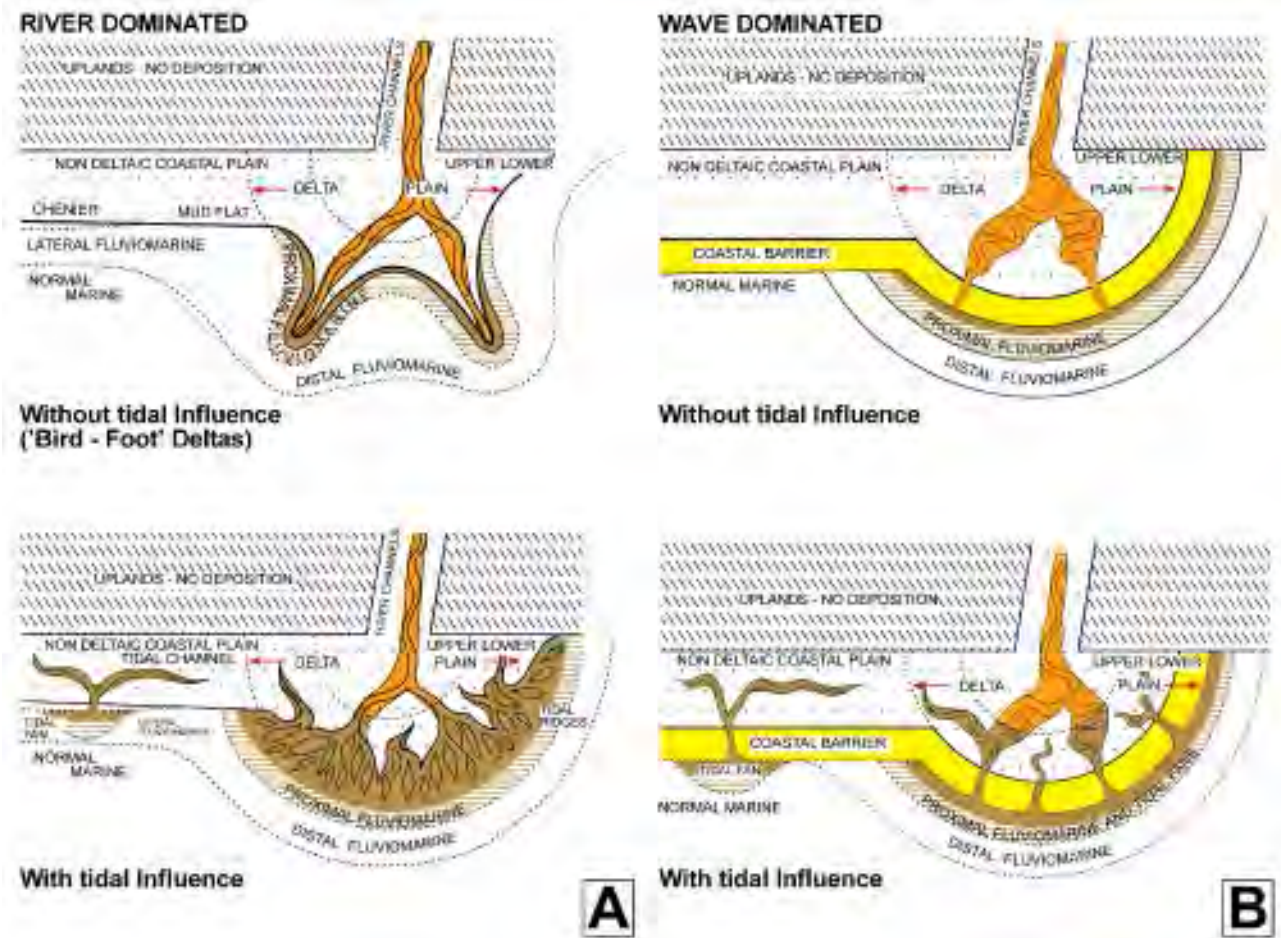


Fig. 20: An immensely practical classification of deltaic and non-deltaic coastal clastics (modified from KRUIT 1955 and OOMKENS 1967, 1974). Deltas are composed of various facies such as fine grained distal fluvio-marine claystones and siltstones, sandy coastal barriers/bars and dunes, sandy tidal channels and fans, fine grained lagoonal deposits, sandy fluvial channels, fine grained interchannel deposits, etc. Wave dominated deltas without tidal influence contain well developed, porous, well interconnected sand bodies, whereas river dominated deltas without tidal influence contain relatively few, with lower porosity, isolated sand bodies.

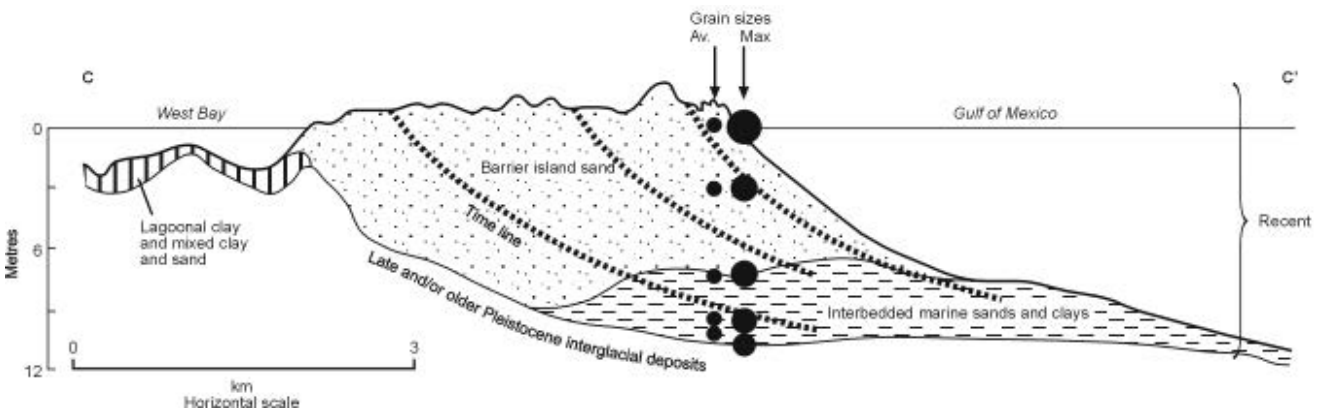


Fig. 21: The prograding coastal barrier of Galveston Island, Texas is a coarsening upward sandbody (after BERNARD, LEBLANC & MAJOR 1962).

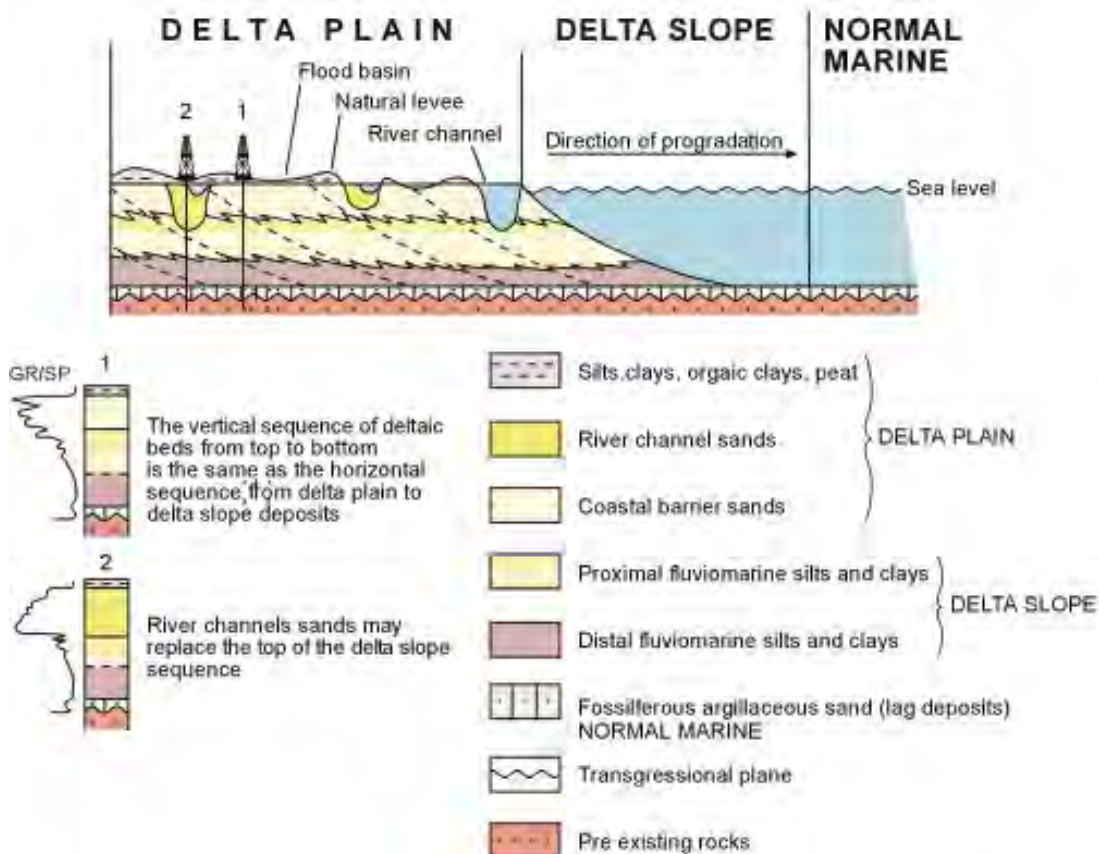


Fig. 22: A schematic cross-section through a prograding, coarsening, and thickening upwards coastal barrier with characteristic gamma ray/spontaneous potential log profiles.

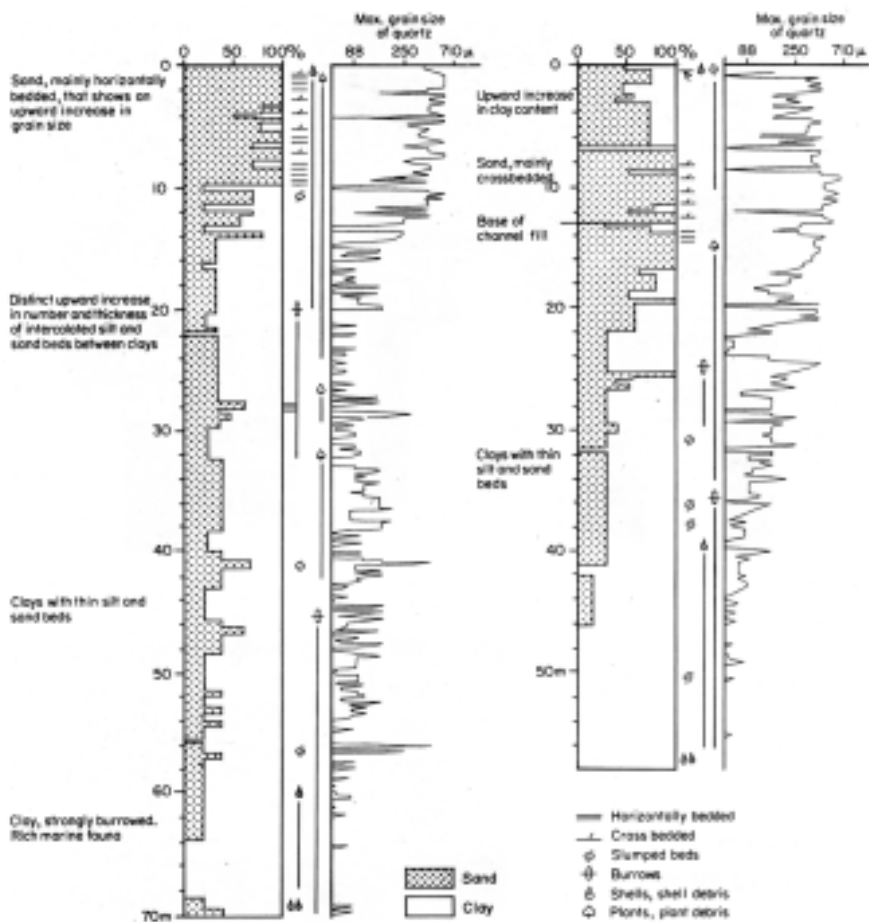


Fig. 23: Lithologies and grain size distribution from 2 cores through prograding, coarsening upwards coastal barrier sands of the recent Rhone Delta (KRUIT 1955). Deeper water sediments are overlain by sediments deposited in progressively shallower water. The highest member of the sequence may consist of horizontally bedded coastal barrier sands (left) or of cross bedded fining upward channel fill deposits (see also Figs. 12 and 22).

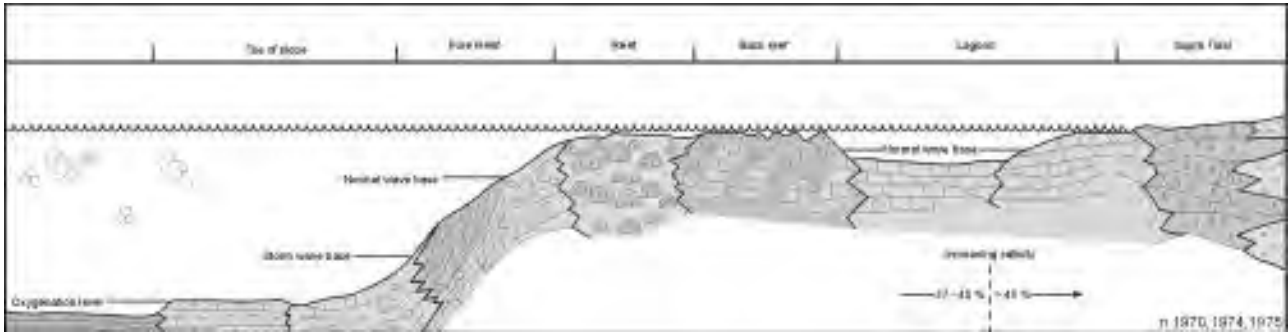


Fig. 24: Facies belts in carbonate platforms, after WILSON (1970, 1975).

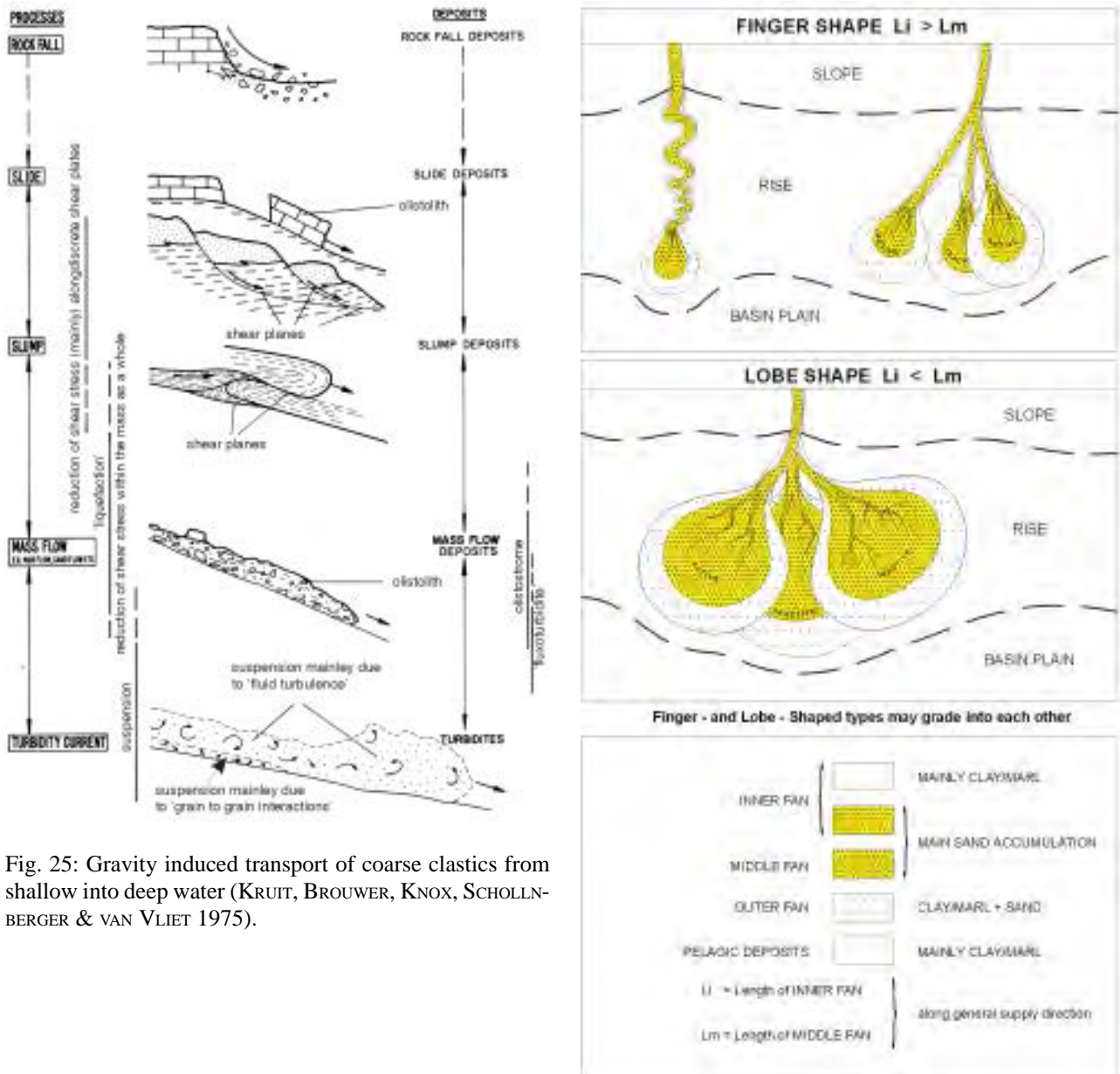


Fig. 25: Gravity induced transport of coarse clastics from shallow into deep water (KRUIT, BROUWER, KNOX, SCHOLLNBERGER & VAN VLIET 1975).

Fig. 26: Shapes of deep water fans: single finger fan, multiple finger fan, and lobe shape fan (modified from KRUIT, BROUWER, KNOX, SCHOLLNBERGER & VAN VLIET 1975). The shape of a deep water fan depends on the frequency and hydrodynamics of turbidity currents, the synsedimentary basin floor topography (e.g. salt swells), the shifting of depositional systems at the fan surface, and the patterns of other depositional systems in the basin (e.g. direction and strength of contour currents). Compare to Figures 49, 57, and 58.

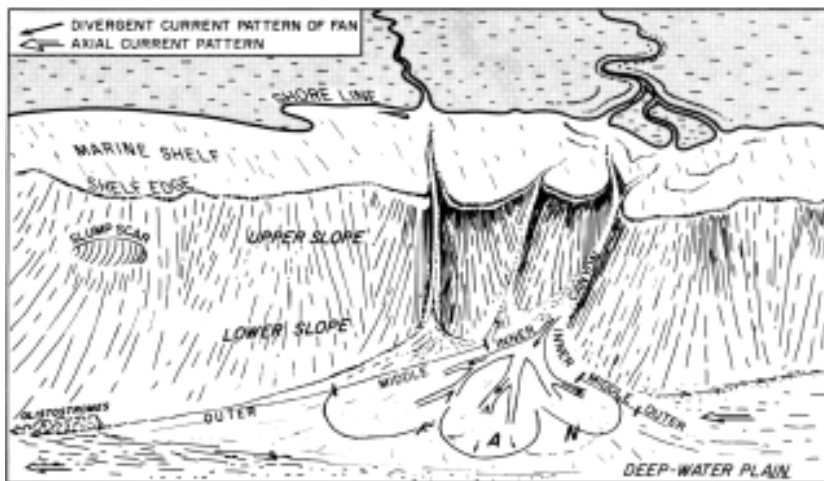


Fig. 27: Facies model of a deep water slope, fan, and basin plain system. The progradation of a deep water fan (during fall of relative sea level) results in a vertical succession with claystones and thin bedded turbidites of the basin plain and outer fan at the base, overlain by coarsening and thickening upwards turbidite lobes of the middle fan, which are in turn overlain by sandy to conglomeratic channel fill deposits of the inner fan (KRUIT, BROUWER, KNOX, SCHOLLNBERGER & VAN VLIET 1975 after WALKER & MUTTI 1973).

### 2.5. Basin Analysis

Exploration for hydrocarbons is expensive and risky. Successful exploration activities need to be focused on the most promising basins, and within these basins on the most promising areas (SCHOLLNBERGER 1996). This requires a good understanding of the geological development of an entire basin in space and time. Through basin analysis, the oil and gas industry discovers the hydrocarbon systems within a sedimentary basin. Hydrocarbon systems are characterised by such elements as the distribution of lithology, porosity, and permeability, the preservation of organic matter and its alteration during burial, and the generation, migration, and entrapment of hydrocarbons. Of special importance is the **timing** of hydrocarbon generation and migration relative to the timing of trap formation. Only when a stratigraphic or structural trap existed in a hydrocarbon system **before** hydrocarbon migration, are the conditions favourable for oil or gas accumulations to form.

Many scientists from industry and academia have built the elements of modern basin analysis, for which wells and seismic provides the bulk of data. HUNT (1961), LOPATIN

(1971), TISSOT & ESPITALIE (1975), and TISSOT & WELTE (1978) have shown the way how to treat the thermal maturation of organic matter within sedimentary rocks in a quantitative way, and how to calculate the conversion of kerogene to oil and gas (Figs. 28 and 29).

The application of hydrous pyrolysis, in order to mature organic matter under laboratory conditions, led to a better understanding of the kinetics of the chemical reactions during the conversion ('cooking') of kerogene to oil and gas within a source rock (WELTE 1965). Pyrolysis also allows the extraction of oil from a source rock so that the chemical characteristics of the extract can be compared to the chemical characteristics of oil in known reservoirs (e.g. as defined by gas chromatography and infrared analysis). Thus, from the late 1960's on there were good answers available to the old question how to link an oil found in a reservoir with its source rock.

Also in the late 1960's, the industry learned how to accurately derive present day formation temperatures from downhole temperature measurements during logging runs (see ALLEN & ALLEN 1990). A further important step was the calibration of paleo-temperature with vitrinite reflectivity, sporomorph translucency, and conodont coloration as well as with mineralogy changes and fluid inclusions



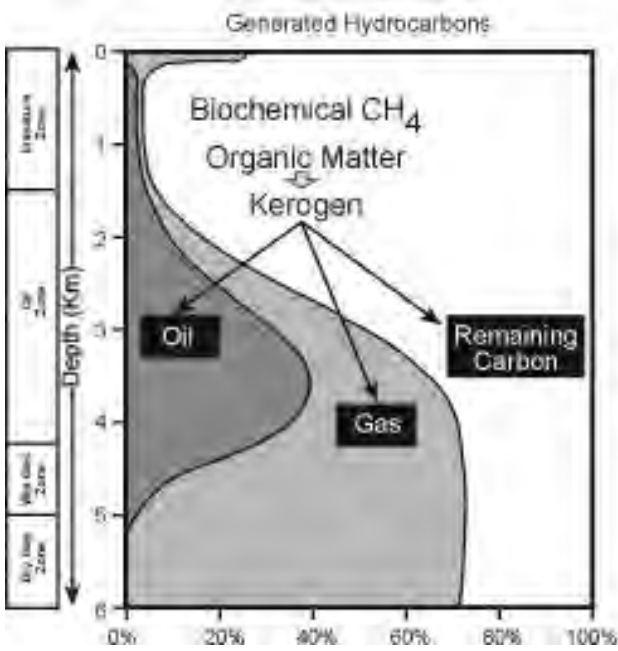


Fig. 28: Conversion of organic matter to hydrocarbons as a function of burial of source rocks. Actual depths may vary with type of kerogene, burial history, and variation in geothermal gradient (modified after TISSOT & WELTE 1978). See also Figs. 29 and 30.

during the 1960's and early 70's. Vitrinite - a coal maceral - is especially useful because it occurs frequently in sedimentary rocks (TEICHMÜLLER 1971). Changes in conodont coloration are now used in academic research in Austria, to unravel the complex tectonic history of the Northern Calcareous Alps (GAWLICK, KRISTYN & LEIN 1994).

The contribution of LOPATIN (1969) was of great importance in launching predictive modelling of the thermal maturity of organic matter and of its alteration to oil and gas during burial. After the very important relationship between the burial history of a source rock, its vitrinite reflectancy, and the maturity of its kerogene was recognised, basin analysis and predictive basin modelling became widely used in the petroleum industry throughout the 1970's and 80's (TISSOT & WELTE 1978, WAPLES 1980, YALCIN 1991). Important aspects of hydrocarbon expulsion from source rocks and subsequent migration were clarified by MACKENZIE & QUIGLEY (1988) and LEHNER (1991). AIGNER et al. (1991) built practical computer programs based on sequence stratigraphic principles and showed how to simulate the sedimentation history in a basin in two dimensions.

Today it is possible to relate the subsidence history of a basin, the depositional and diagenetic history of its sedimentary fill, and its tectonic deformation to paleo-temperature information and source rock characteristics. This allows the prediction of migration and entrapment of hydrocarbons (Fig. 30). **The best modern basin analysis methods use extensive modelling packages, which combine sophisticated sedimentological, tectonic, geochemical, and geophysical computer programs** (TISSOT & WELTE 1978, ALLEN & ALLEN 1990, WELTE 1997).

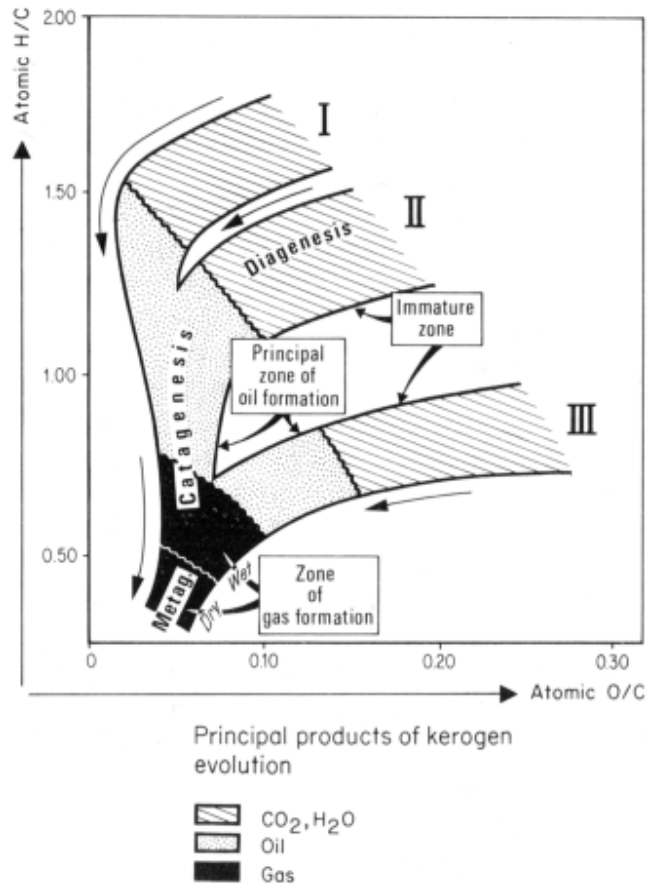


Fig. 29: Kerogene conversion with increasing temperatures. The successive conversion stages and their principal products are presented on a van Krevelen diagram (from TISSOT & WELTE 1978).

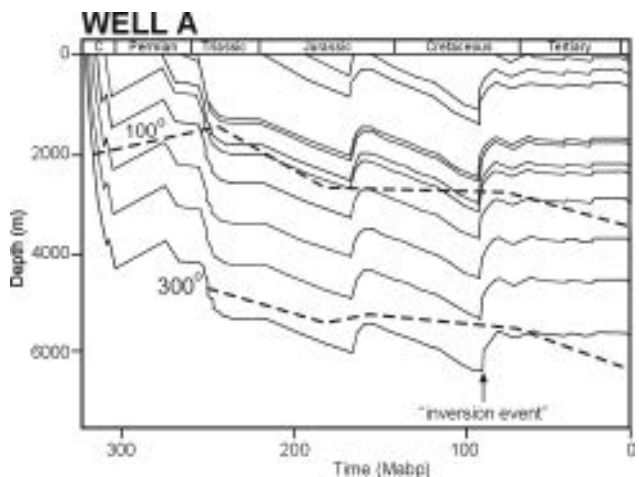


Fig. 30: Schematic sediment accumulation diagram ("burial graph") with temperature curves for formations penetrated in a fictitious well. The diagram illustrates the paleo-temperature history for each formation top (modified from WELTE et al. 1997).

Since the late 1990's, integrated basin modelling programs increasingly utilise 3-dimensional Darcy flow calculations to better predict hydrocarbon and water migration in basins (Fig. 31). These calculations take into consideration the 3-

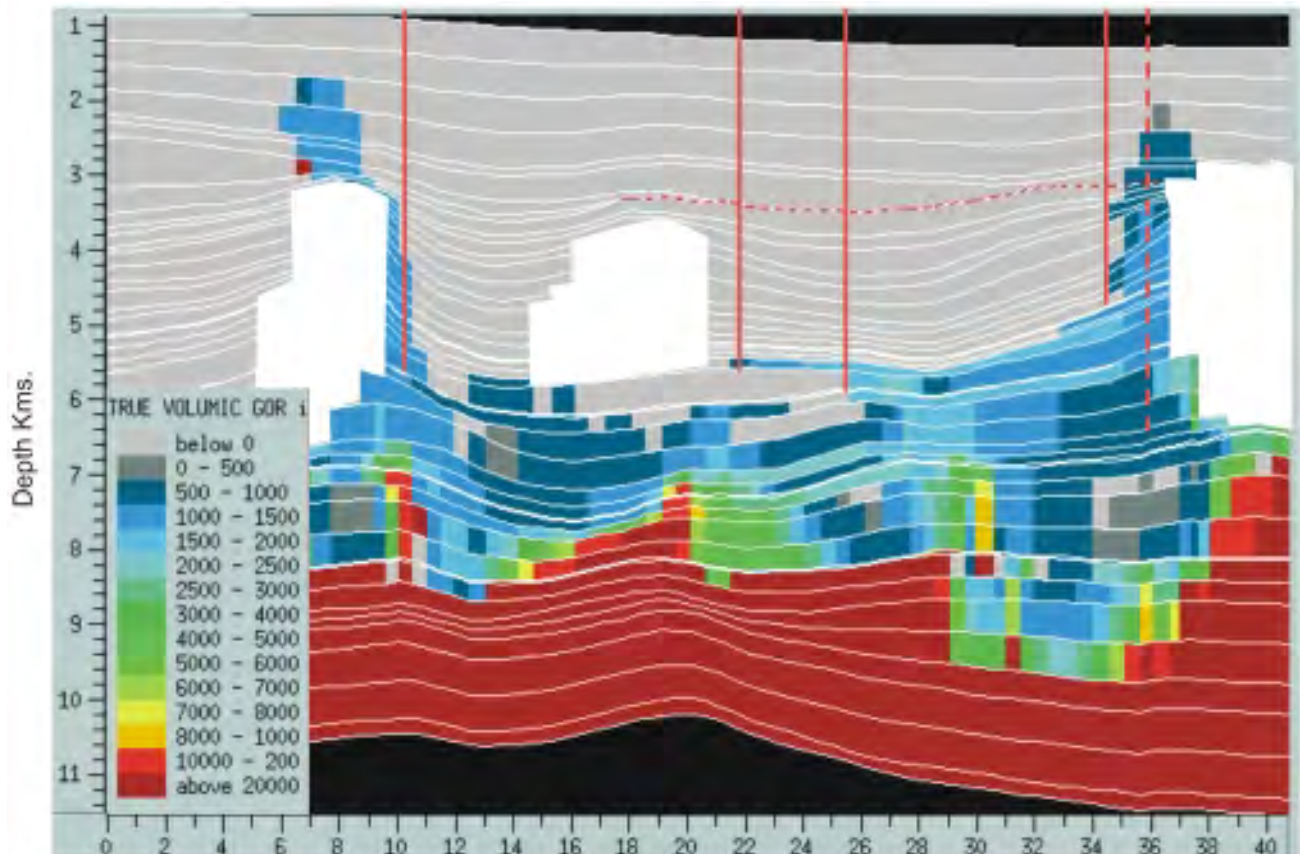


Fig. 31: Present day Gas/Oil Ratio (GOR in scf/barrel) predicted from hydrocarbon migration modelling, Gulf of Mexico. Migration path is determined by Darcy flow calculations, which take into account the permeability of the sediments involved (reproduced with permission from BP).

dimensional nature of changes in sediment porosity and permeability, temperature, and pressure over geologic time (WELTE personal communication).

### 3. Current Industrial Methods in Sedimentology

#### 3.1. Continua and Discontinua

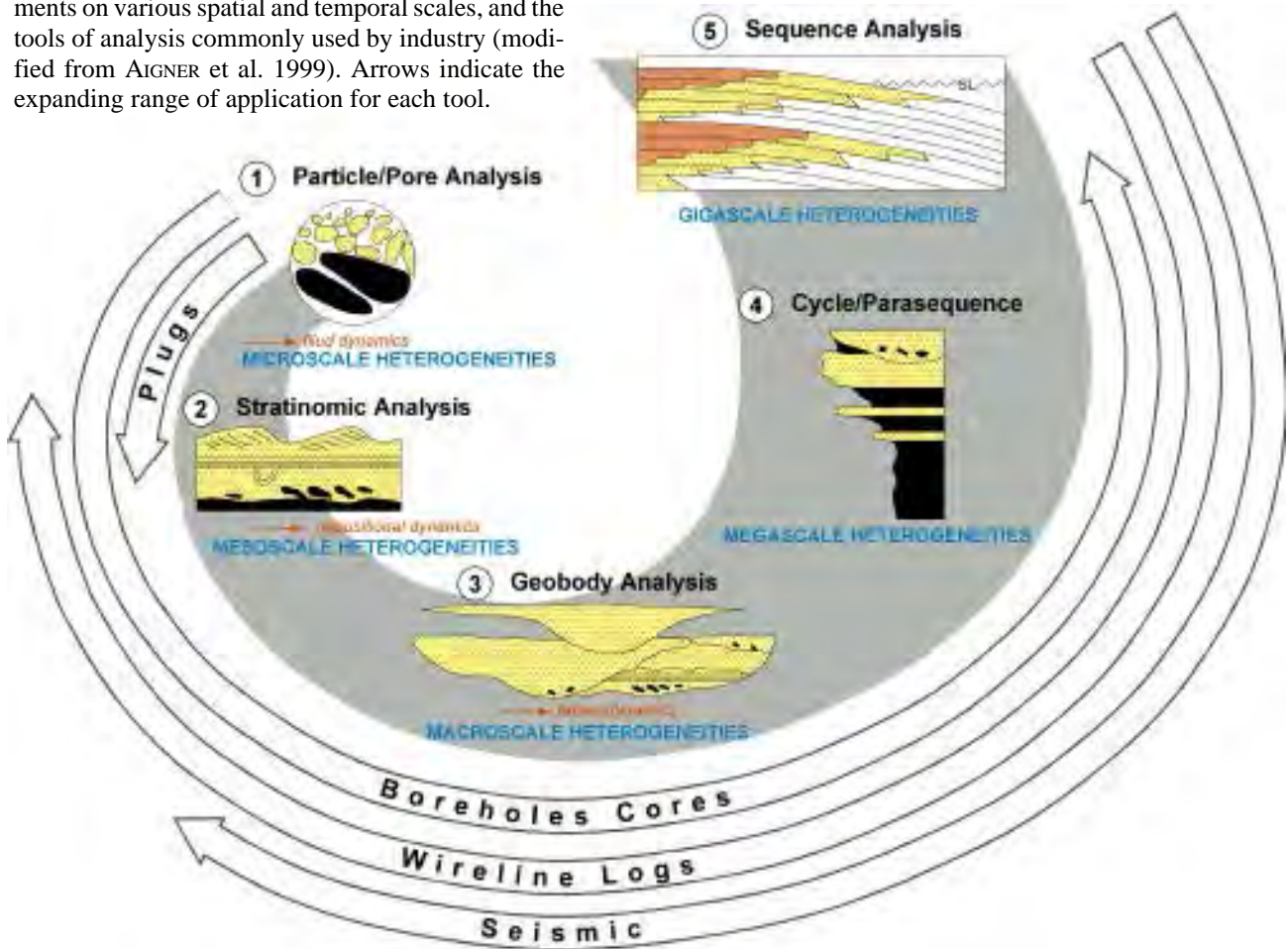
**On any scale - from subatomic to astronomic - the universe is a discontinuum.** In daily life and in science, we choose scales and at each scale certain discontinua then appear as continua and can be treated as such. We may choose to see the forest and ignore the individual trees and the 'empty' space between trees. We may choose to see the tree, and ignore that it consists of a trunk, branches and leaves, and 'empty' space between them, and so on. The question that we need to answer, and the resources, and the time that we have available will drive us to choose an appropriate scale. Critical assessment of the result of our approach will confirm the appropriateness of the selected scale, or will make us change the scale upward or downward for the next attempt. On an outcrop or map scale, sedimentologists generally emphasise lateral continua more than lateral discontinua; For instance, a lithofacies is given a formation name, which

in turn is identified with a certain age; in the next outcrop a reasonably similar lithofacies is, sometimes without detailed checking, given the same age as in the first outcrop. Conversely, geologists are used to read a formation name on a map or in a paper and to associate it, without critical reflection, with a certain lithofacies and age. In this way, geologists fail to recognise lateral lithofacies changes and construct a sedimentary 'layer cake', sometimes correctly, but more often incorrectly. The habit of overemphasising lateral continua at the expense of lateral discontinua in sedimentology goes back to Nicholas Steno (1638-1687) and Abraham Gottlob Werner (1749-1812). James Hutton (1726-1797), however, clearly recognised the importance of lateral discontinua in sediments.

**Modern methods in geoscience make increasingly use of discontinua,** specifically of boundary surfaces, which limit an apparent continuum in three dimensions. A seismic reflector, for instance, occurs in a certain position (in two way travel time) within the seismic image of a succession of sedimentary rocks, because a change in acoustic impedance (rock density x rock acoustic velocity) exists at that very position within the succession of sedimentary rocks. A formation density log and a sonic log in a well that penetrates this seismic reflector, will indicate at what depth the acoustic impedance contrast occurs in the well.

Geoscientists can now choose from a box of handy tools to describe and understand the internal architecture of

Fig. 32: Lithologic heterogeneities in clastic sediments on various spatial and temporal scales, and the tools of analysis commonly used by industry (modified from AIGNER et al. 1999). Arrows indicate the expanding range of application for each tool.



sedimentary bodies and sequences (Fig. 32; AIGNER et al. 1999). These tools are increasingly based on the quanti-

fication of 3-dimensional discontinuity surfaces within sediments.

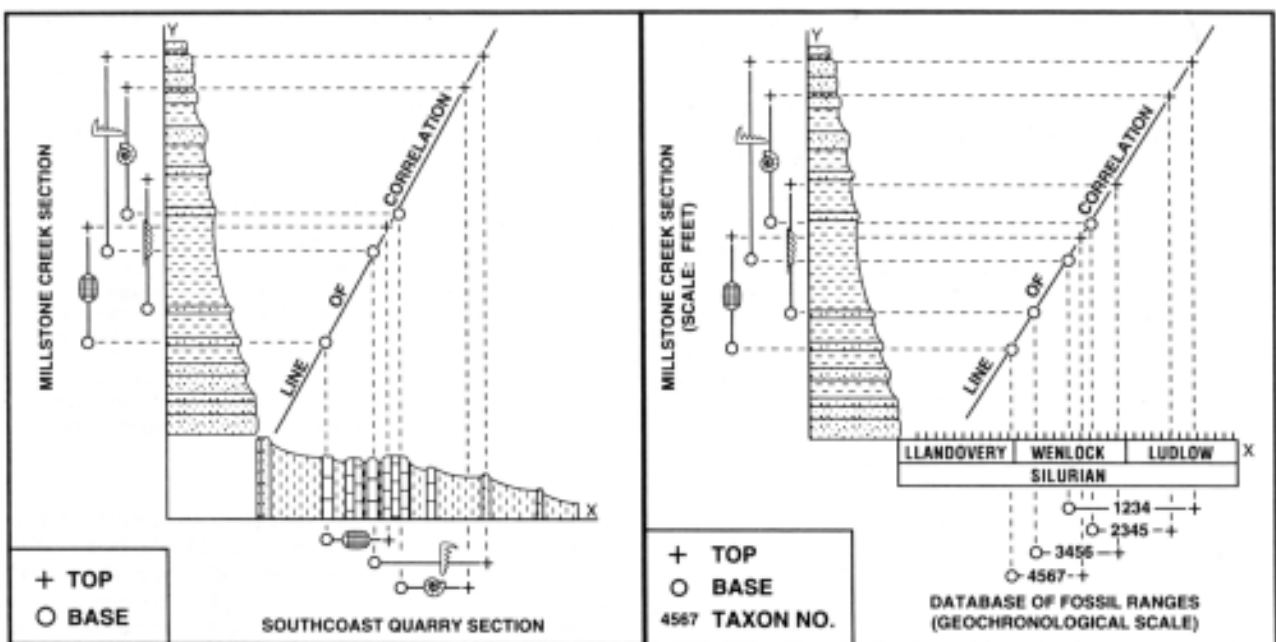


Fig. 33: Graphic correlation can be used to compare two stratigraphic sections (left), and to compare one stratigraphic section against a composite standard database (right) (CARNEY & PIERCE 1995).

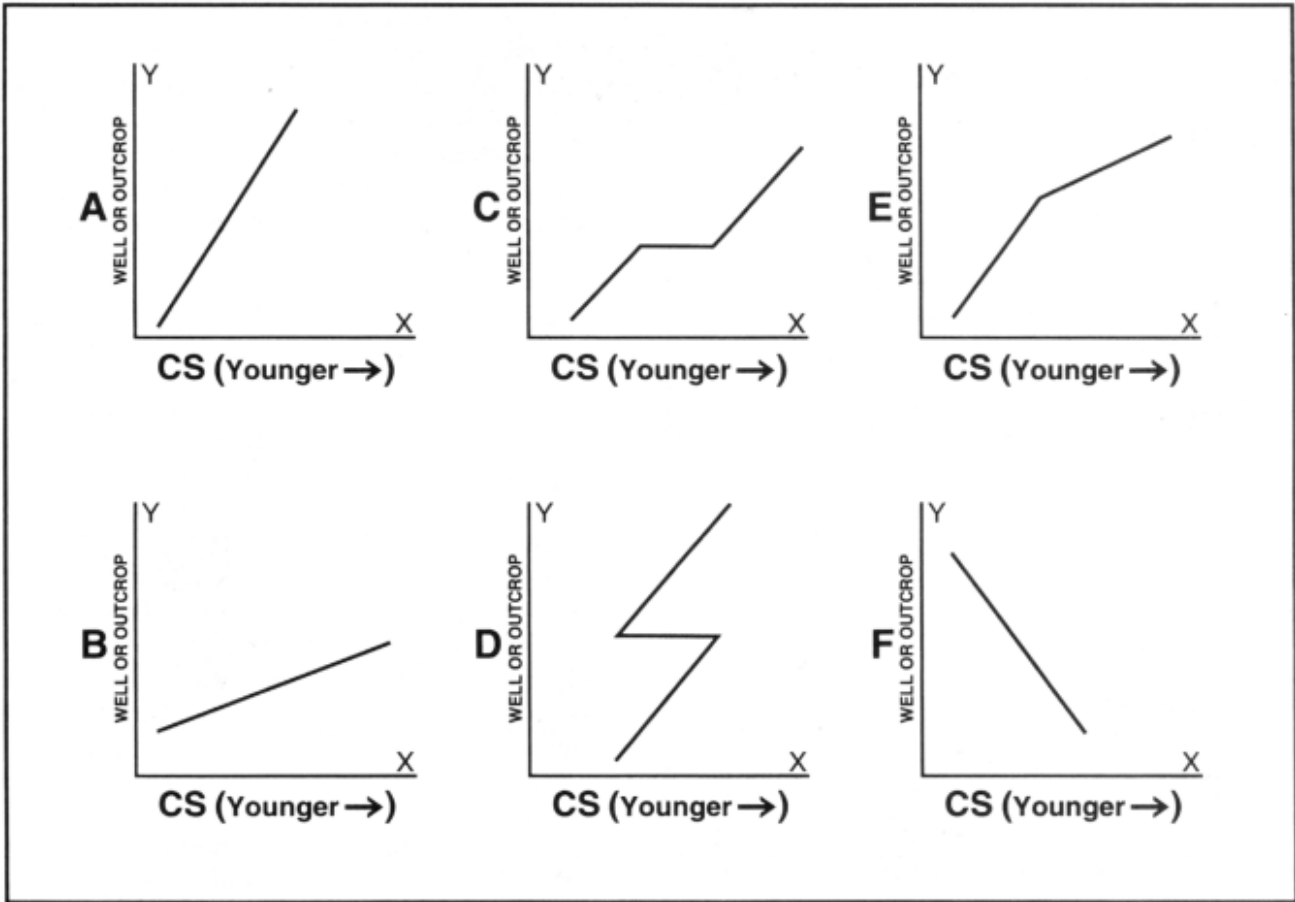


Fig. 34: Line of Correlation (LOC) patterns produced by Graphic Correlation: (A) LOC representing continuous rapid sedimentation, (B) continuous slow sedimentation, (C) two LOC segments separated by a horizontal terrace indicate a stratigraphic discontinuity (ie a fault, an unconformity, or an extremely condensed section), (D) two LOC segments separated by a horizontal terrace in a pattern typical for reverse faulting, (E) “dog leg” LOC typical of downthrown blocks in an expansion fault setting, (F) a LOC with reversed slope is seen when an overturned stratigraphic section is present (CARNEY & PIERCE 1995).

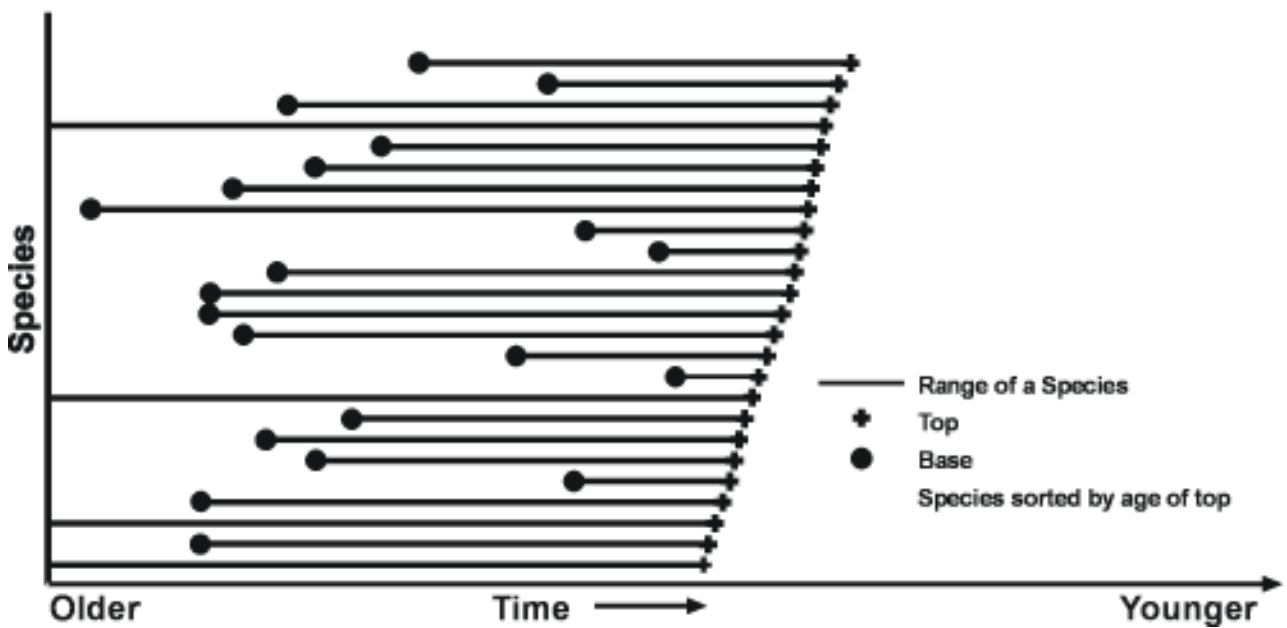


Fig. 35: Ranges of species in a Composite Standard, sorted by the age of extinction (= top of occurrence) of each species. BP has currently about 55,000 fossil ranges in its Composite Standard.

### 3.2. High Resolution Biostratigraphy

Graphic correlation was designed by SHAW (1964) as a method to obtain precise and consistent biostratigraphic age dating (see also MANN & LANE 1995). The process of graphic correlation involves crossplotting the observed ranges of fossils in a single stratigraphic section (in an outcrop or in a wellbore), against a data base of composited ranges scaled in chronostratigraphic units, e.g. years. This data base is referred to as a composite standard. A composite standard is initiated by crossplotting two stratigraphic sections/wells of similar age, one on the y-axis and the other one on the x-axis, and projecting the observed fossil ranges of both sections to a line of correlation (LOC; Fig. 33). A third section/well (on the y-axis) is then crossplotted against a composite standard (on the x-axis) consisting of the first two sections, a fourth section is crossplotted against a composite of the first three wells, etc. Various LOC configurations and what they mean are shown in Fig. 34. Strata and geologic events, which can be absolutely dated (e.g. sediment layers with Ar/Ar dates, volcanic layers, magnetic reversals, etc.) are included in the standard. In between absolutely dated layers, absolute ages may be interpolated by applying cyclostratigraphy (SCHWARZACHER 1993).

As more and more sections and fossil groups are added, the composite standard becomes more robust, and accurate (Fig. 35). Ultimately, a world-wide composite standard for the entire Phanerozoic emerges by using fossil ranges from many different and widely spaced sedimentary basins, or a provincial standard can be constructed for individual basins, where some fossil ranges may be endemic, or restricted

because of local environmental conditions. In any case, a composite standard is always a dynamic data base in which fossil ranges can be extended and new ranges can be added, should data from new sections require this.

BP acquired a composite standard containing 55,000 fossil ranges through the mergers with Amoco and Arco. Amoco had built a composite standard of 45,000 fossil ranges over a span of 30 years. The BP composite standard has now been made available to the industrial members of the Earth and Geoscience Institute (EGI) at the University of Utah and to academia. Contact the e-mail address rlevy@egi.utah.edu for information how academia can access the composite standard at EGI.

Graphic correlation has greatly enhanced the accuracy and practicality of biostratigraphic age dating. With the enhanced accuracy, the **episodic nature of sedimentary processes** becomes now very apparent: sedimentation actually happens in events of relatively short duration, and much more time is not represented in the sedimentary record than there is. This is very powerfully demonstrated in Fig. 36. Plotted along the y-axis is a sediment succession as it was penetrated in a real well (scale in meters). On the x-axis the same sediment succession is plotted in time (scaled in Composite Standard Units, a proxy for time). The various inclinations of the line of correlation give an indication of net sediment accumulation rates - as steeper as higher - with the flat portions indicating time of non-deposition/erosion. Note how much time is **not** represented by sediment! This example also illustrates the reason why sedimentation rates, which are calculated for short time intervals, are generally higher than sedimentation rates calculated over longer time

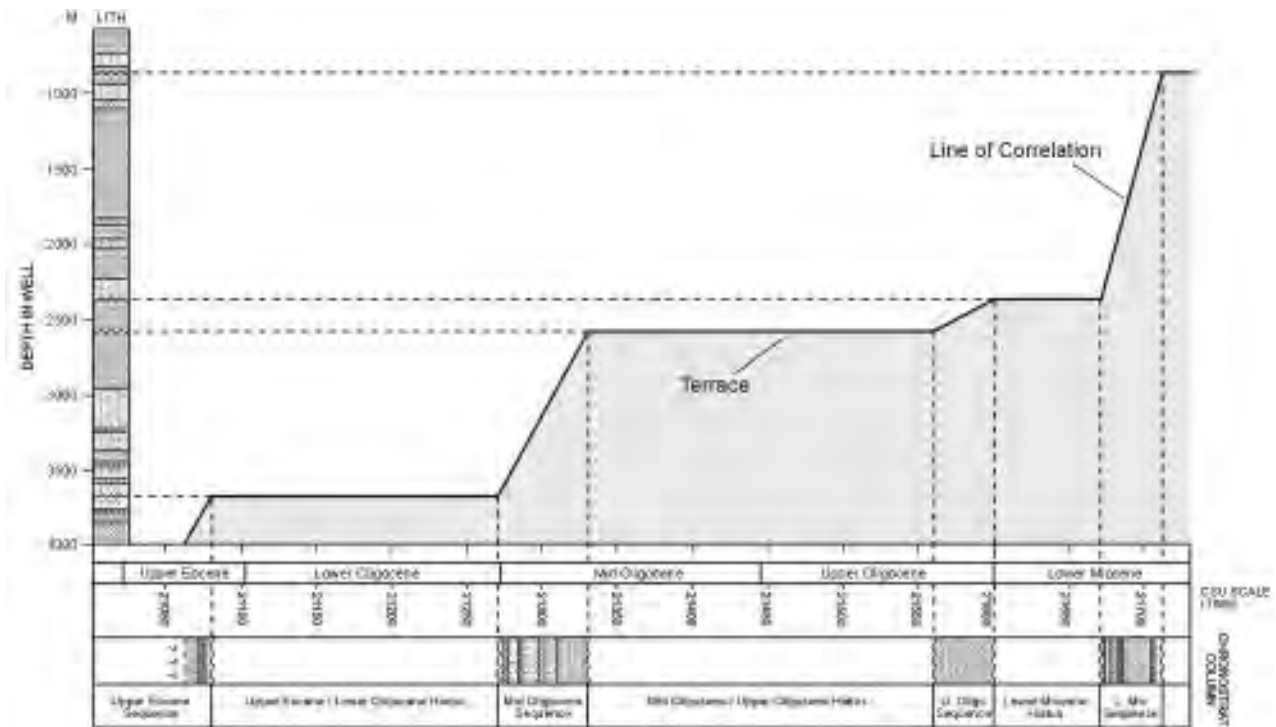


Fig. 36: Plotting the lithology of an actual well against Composite Standard Time Units (CSU, a proxy for absolute time) demonstrates how episodic sedimentation really is: much more time is not represented in the lithologic record than there is (reproduced with permission of BP).

intervals: the rates for longer time intervals include more non-depositional/erosional events (see also REINECK 1960, SCHLAGER 1999a). This also makes it abundantly clear that all stratigraphic tables showing lithologic successions as temporal continua are wrong (compare Fig. 37 to Fig. 38). Moreover, because paleogeographic reconstructions are supposed to show lateral facies relations at a given moment in time, inaccurate age dating leads to erroneous paleogeographic reconstructions.

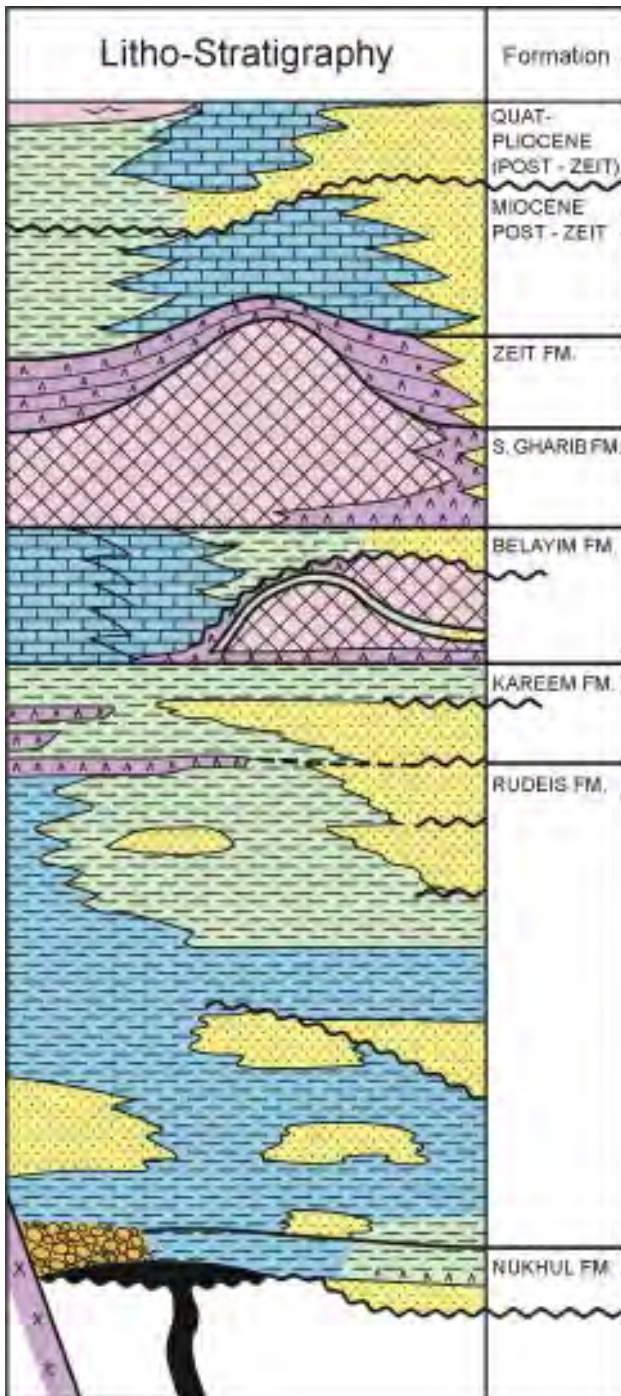


Fig. 37: “Old fashioned” lithostratigraphic chart of the Neogene from the Gulf of Suez, Egypt (SCHOLLNBERGER 1984 unpubl.). Such a display does not reflect the relative but not the absolute ages of lithofacies; compare to Figure 38.

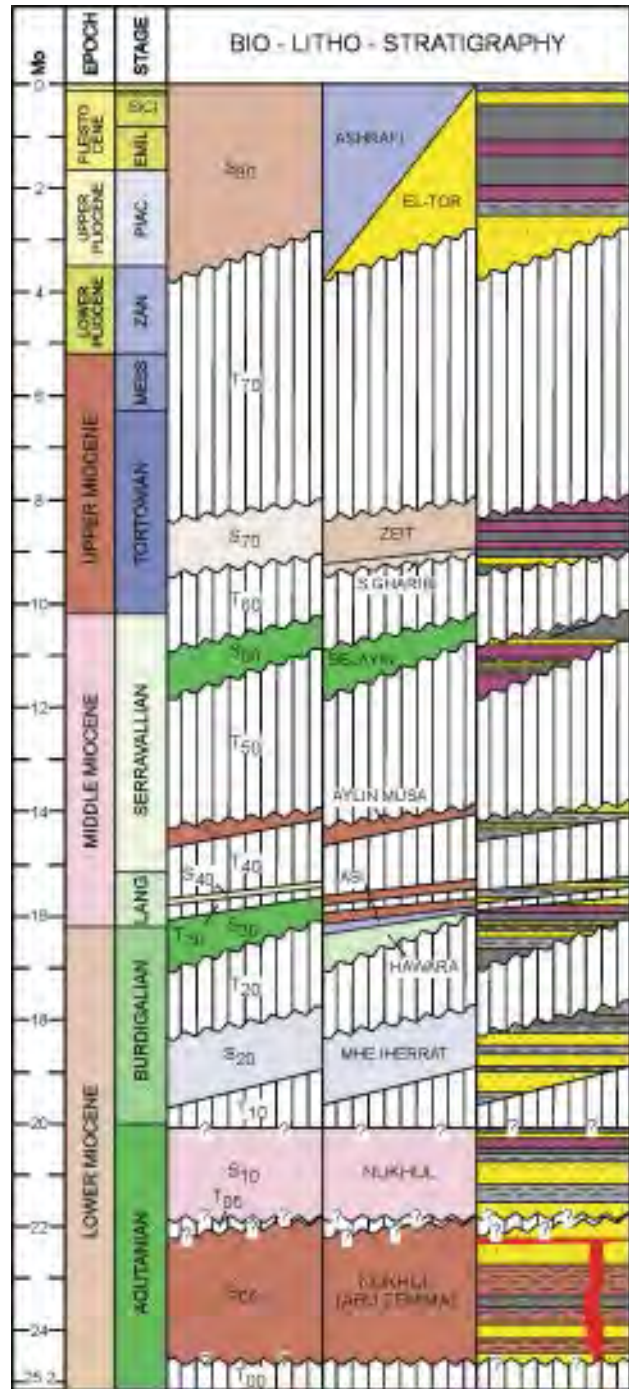


Fig. 38: Chronostratigraphic chart of the Neogene from the Gulf of Suez. The solid coloured areas represent periods of sediment accumulation in absolute time (S = biostratigraphic sequences); the areas marked by vertical lines represent lacunae or gaps in the sediment record (T = graphic correlation terrace) (modified from WESCOTT et al. 1998).

### 3.3. High Resolution Seismic

Reflection seismic and well logs (density and sonic) are two independent sources of information about the rho (density) and v (acoustic velocity) of sediments in the subsurface. Methods have been developed, which use properties of the

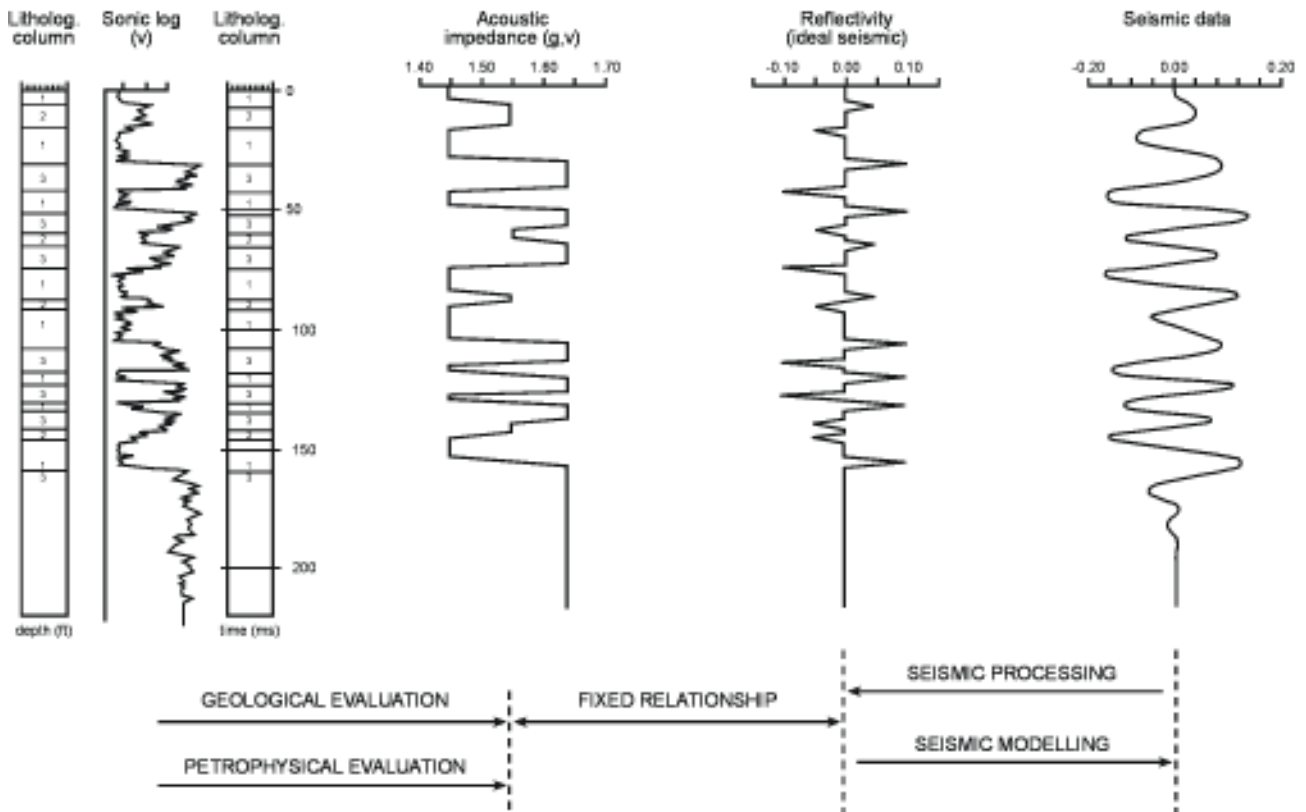


Fig. 39: The relationship between the lithologic column penetrated in a well (left) and seismic (right). Note: an acoustic impedance log is constructed by multiplying the sonic log response (shown) with the formation density log response (not shown) at the same depth; reflectivity is proportional to the acoustic impedance contrast across a lithologic boundary and can be positive or negative.

reflected seismic wavelet (frequency, amplitude, and phase) to determine the lithology shaping that wavelet (inverse modelling). Conversely, methods also have been developed to model the seismic response of an actual succession of lithologies (in a well or an outcrop). This is called forward modelling (Fig. 39). Modern computing techniques allow us to quickly go repeatedly through the loop from seismic to rock and back to seismic (or from rock to seismic and back to rock) and obtain a clear picture of the lithofacies and pore fluid (oil, gas, or water) distribution in the subsurface. This way, oil and gas fields can actually be discovered **before** the first well has been drilled.

A big breakthrough in seismic, with positive consequences for sedimentology came in the early 1970's, when computing power had sufficiently increased to allow 3-dimensional processing of large data volumes (instead of 2-dimensional seismic lines), Fig. 40. Since then, numerous algorithms and methods were developed by industry and academia for the accurate and detailed 3-dimensional illumination of sedimentary bodies in the deep subsurface (BROWN 1991). For illustration, we demonstrate here two very successful methods patented originally by Amoco and now used by BP: 3-dimensional seismic coherence, and 3-dimensional spectral decomposition. Coherence is commercially available through CTC (Coherency Technology Corporation), a Corelab company licensed by BP.

Three-dimensional **seismic coherence** is obtained by correlating waveform similarity of adjacent traces within a

time slice in both directions, in-line and cross-line. Waveforms on one side of a lateral lithological boundary will have a different character than the waveforms on the other side. This results in a **discontinuity** in trace to trace coherence at the **lithological boundary**. Calculating coherence for each grit point along a reflection time slice results in linaments of low coherence along lateral

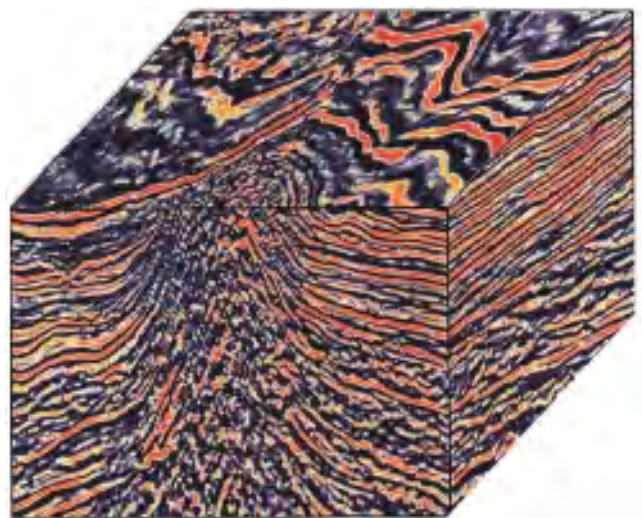


Fig. 40: Cube display of a 3-dimensional seismic data volume (reproduced with permission from Halliburton).

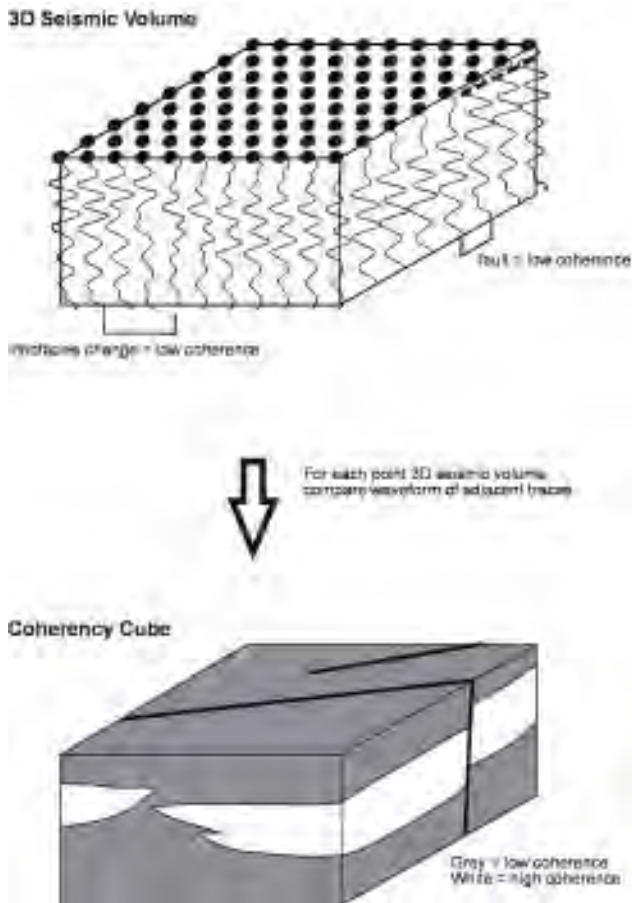


Fig. 41: Three-dimensional seismic coherence illuminates lateral lithological discontinuities such as lithofacies changes and faults; also see Figs. 43 and 44.

lithological boundaries (Fig. 41) (BAHORICH & FARMER 1995). Map views of coherence data are particularly useful to illuminate the lateral boundaries and inner architecture of sediment bodies such as river channels, point bars, crevasse splay fans, coastal barriers, reefs, slumps, deep water channels and fans (for examples see Figs. 42 through 45). The **spectral decomposition** method uses a discrete Fourier transform to convert seismic data from the time domain to the frequency domain. For certain frequencies, amplitude and phase are then investigated as to their resolution of stratigraphic or structural complexities (Fig. 46). **Amplitude spectra better delineate bed thickness variability, whole phase spectra more clearly indicate lateral geologic discontinuities** such as pinch-outs or faults. The frequency (with the corresponding amplitude and phase) which best delineates a certain sedimentary setting (e.g. a meandering deep marine channel) is then chosen for processing (Fig. 47). Sometimes mixing of certain frequencies enhances the picture. The resulting images are very spectacular and have contributed greatly to the improvement of drilling success (Fig. 48).

Top companies now find economic quantities of oil and gas in more than 60 % of their exploration wells (industry average used to be 10 % before 1985) and in more than 90 % of their production wells. Seismic interpreters look more and more at map pictures (time slices or depth slices) rather than at vertical profiles (in time or depth), which were for many years the standard for displaying seismic data. Other current developments also bode well for ever finer resolution of sedimentary features through reflection seismic: e.g. the refining of seismic sources and receivers to preserve the full frequency and amplitude spectrum in

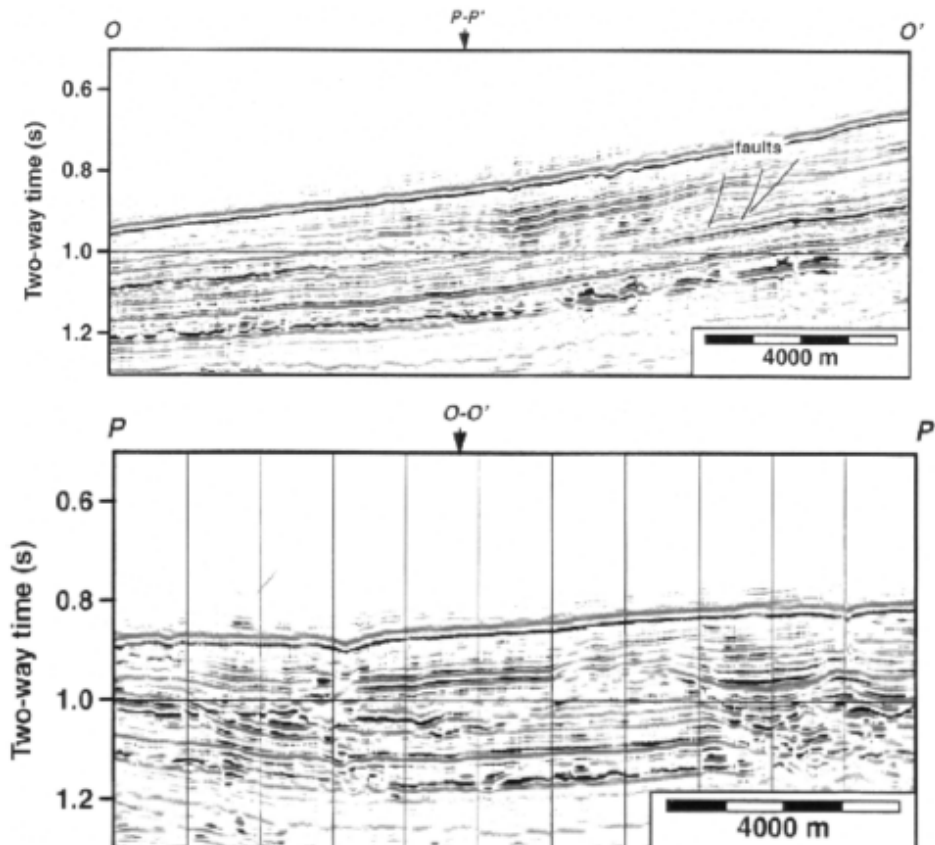


Fig. 42: Two crossing seismic sections through a slump (for location see Fig. 43), offshore West Africa. The chaotic reflection character at 1 second (two way time) in the centre of the sections indicates the presence of a body of slumped sediments (reproduced with permission of BP).





Fig. 43: A coherency slice (map view) at 144 milliseconds below the seafloor illuminates the slump in much greater detail than the vertical sections in Figure 42 (reproduced with permission of BP).

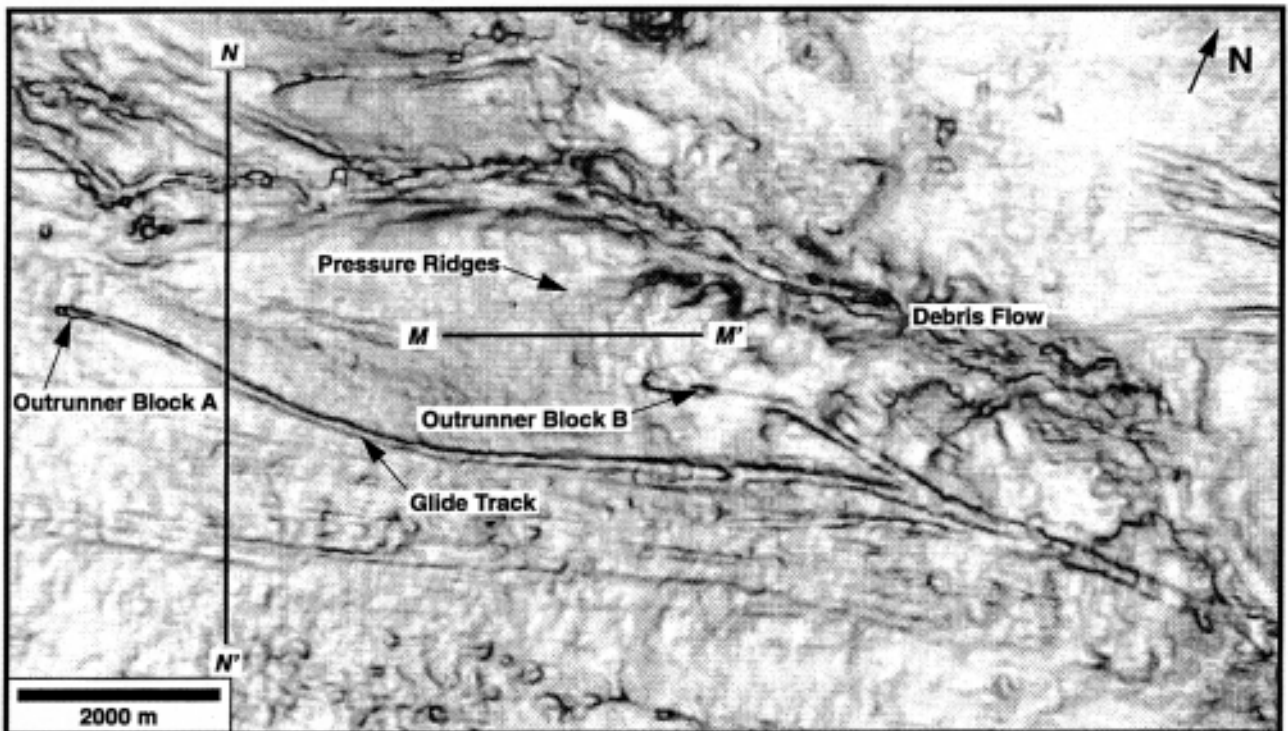


Fig. 44: A coherency slice (map view) at 144 milliseconds below the seafloor from 3-dimensional seismic data, offshore West Africa. Note a branching 12 km long glide track and associated blocks A and B, which “outrun” the slump mass from right to left (reproduced with permission of BP).

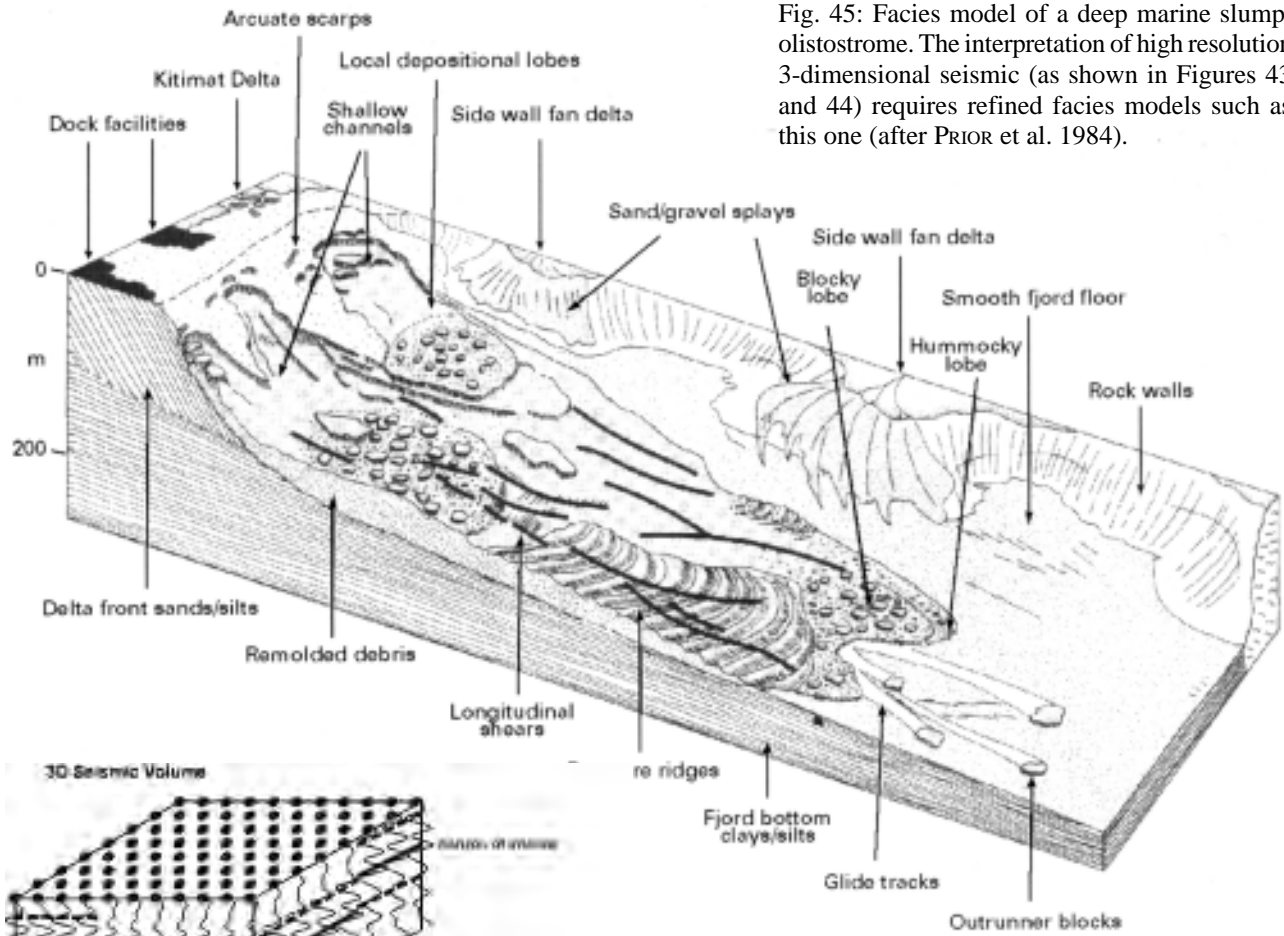


Fig. 45: Facies model of a deep marine slump/olistostrome. The interpretation of high resolution 3-dimensional seismic (as shown in Figures 43 and 44) requires refined facies models such as this one (after PRIOR et al. 1984).

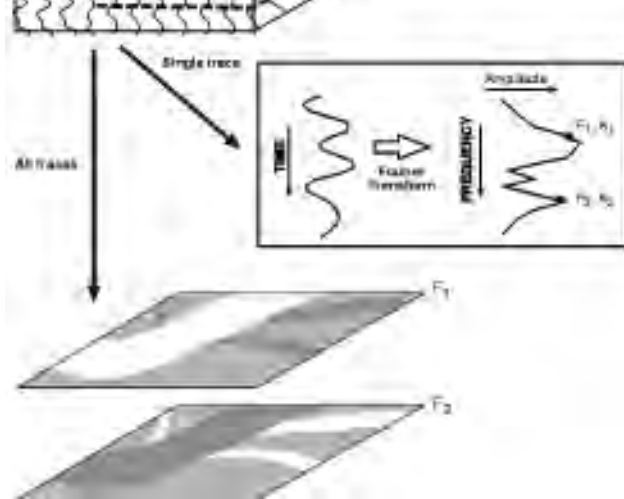
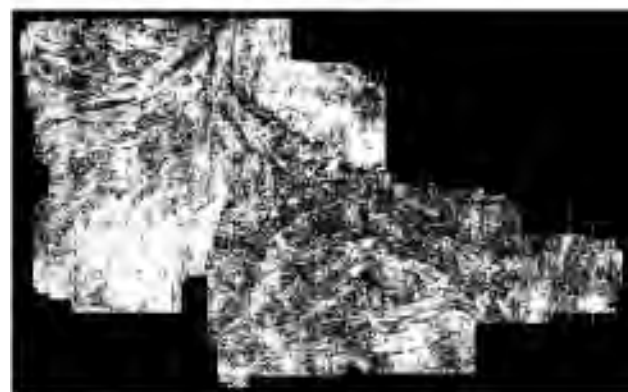


Fig. 46: Spectral decomposition illuminates the thickness of sedimentary bodies and their lateral boundaries (reproduced with permission of BP).

Fig. 47: Spectral decomposition displays (map views). In this Gulf of Mexico example the 16hz frequency (with corresponding amplitude and phase) delineates the channels of a Pliocene deep water fan much better than the 46hz frequency. The fan is buried under several thousand feet of sediments. Compare also with lobe shape fan in Figure 26.



A : 16hz amplitude component



B : 46hz amplitude component

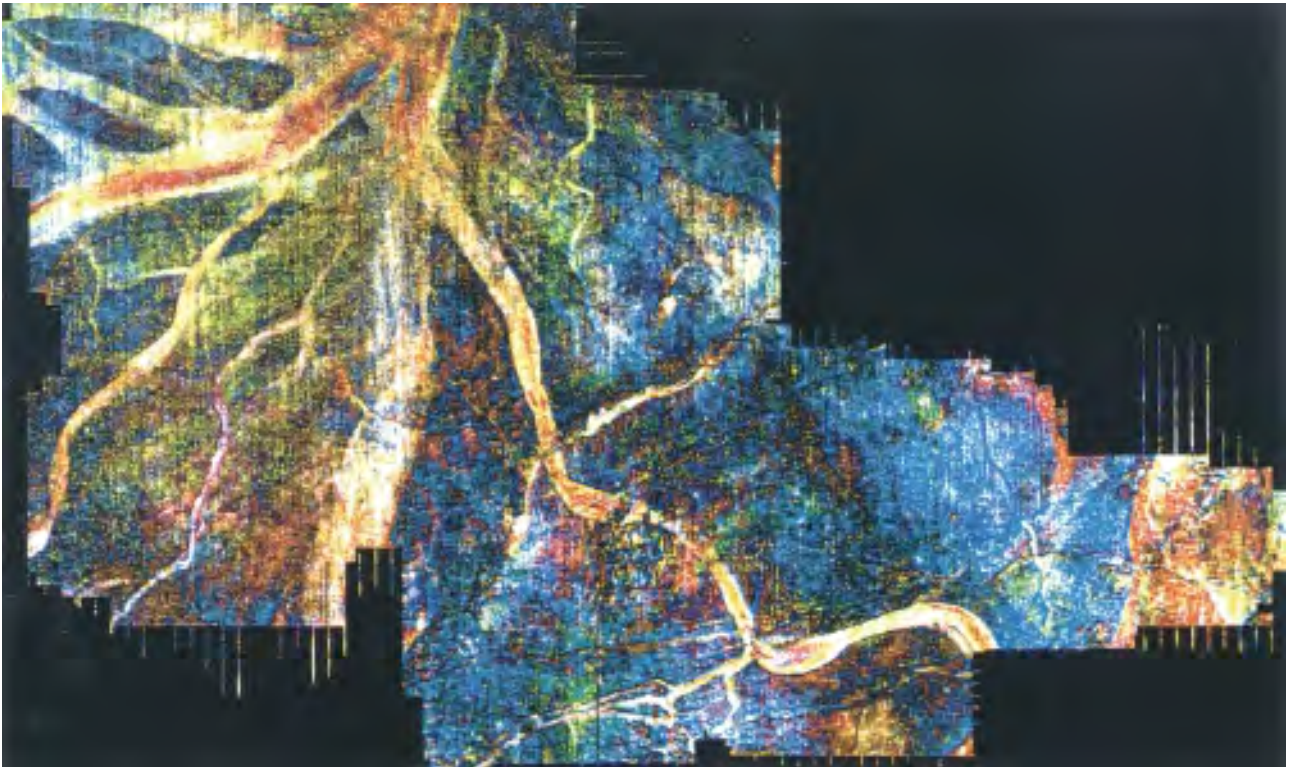


Fig. 48: Same deep water fan as Fig. 47; spectral decomposition 18 hz, 24 hz and 32 hz displayed as red, green, and blue, respectively. Thicker sections of the channel sands appear as pinks and magenta (reproduced with permission of BP).

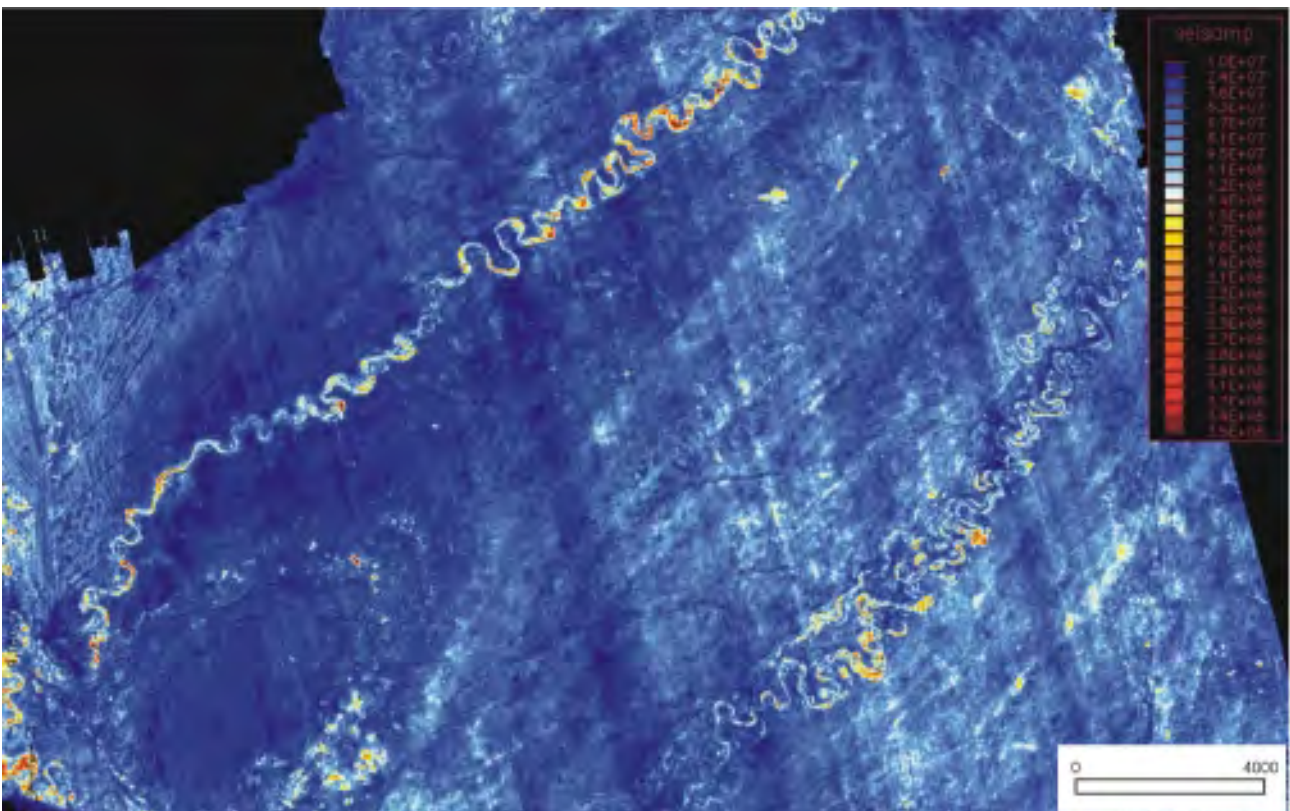


Fig. 49: Amplitudes displayed on a time slice (map view) from a 3-dimensional seismic data set. Visualisation of two deep marine turbidite channels, which are located several thousand feet below the seafloor, offshore West Africa. (reproduced with permission of BP). Compare with deepwater single finger fan in Fig. 26 and with meandering river in Fig. 18.

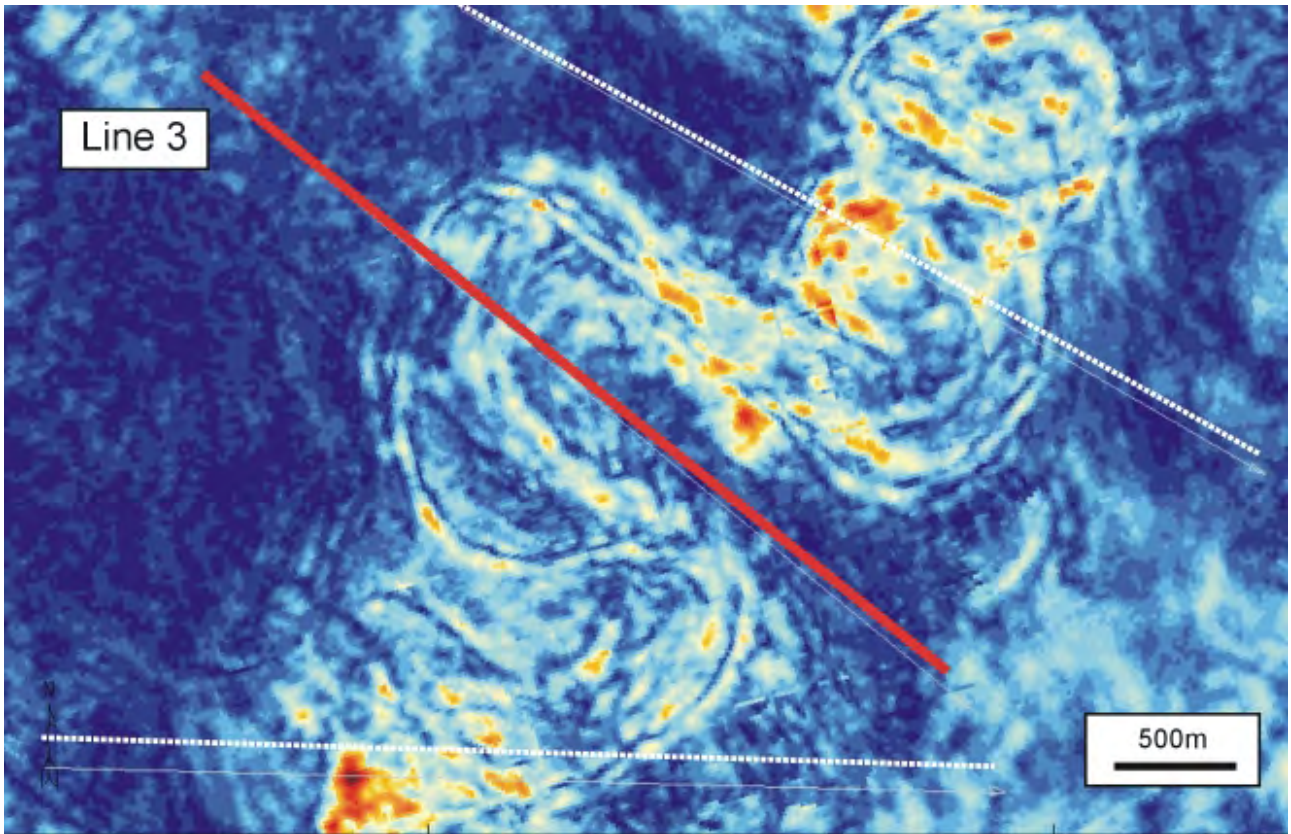


Fig. 50: A meandering deep marine turbidite channel with point bars (reproduced with permission of BP). See Figure 51.

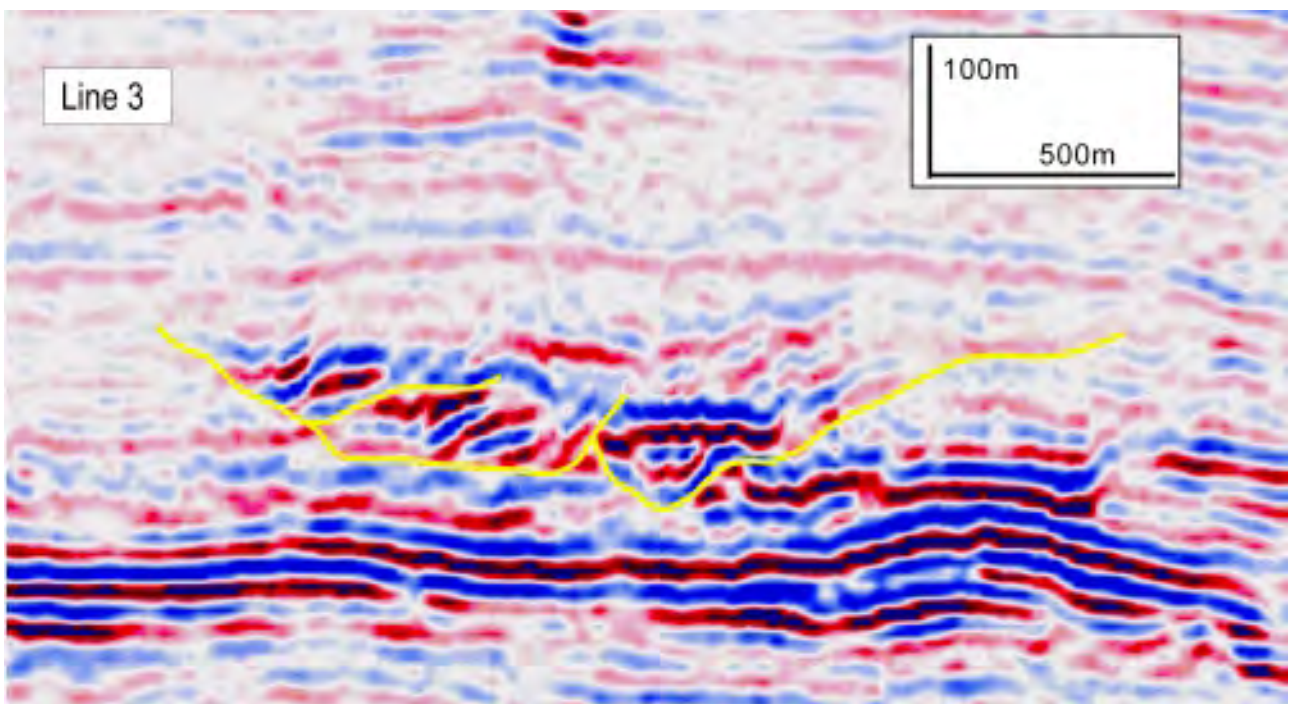
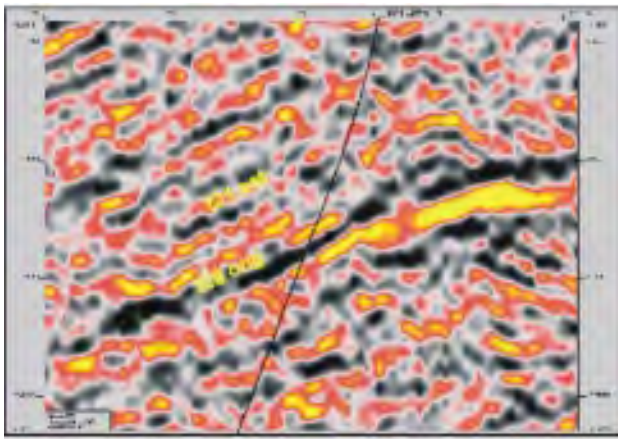
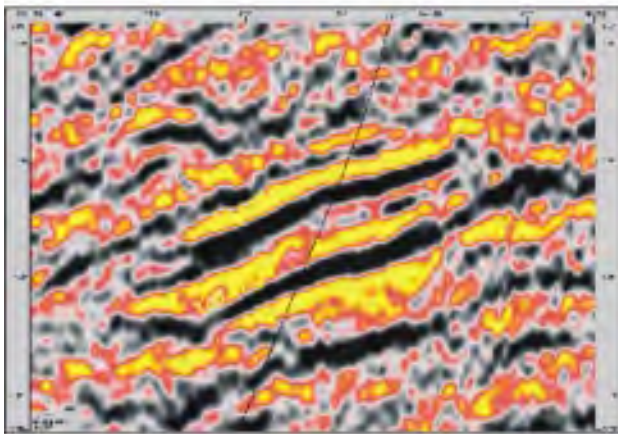


Fig. 51: Seismic line 3 traverses the meandering channel displayed in Fig. 50. The inclined reflections in the centre of the line indicate migration of channel and associated point bar from right to left (reproduced with permission of BP).



1995 Data  
pre-injection



1998 Data  
after 12bcf injection

Fig. 52: Visualisation of gas injection. Top: the seismic appearance of the reservoir before gas injection. Bottom: the reservoir architecture is visible in greater detail after injection of 12 billion scf of gas.

returning signals, and the close sampling of the recorded signal (Fig. 49 to 51). Very promising also is the 3-dimensional acquisition and processing of multi-component seismic. This means a pressure (p)-wave component and three shear (S)-wave components (4components = 4-C) are being recorded in seismic surveys. Since s-waves do not propagate through water, 4-C seismic in offshore areas needs to be recorded with cables/ receivers which lay on the sea bottom or by means of well to well seismic. Because p-waves capture information about the rock matrix of sediments and their pore fluids, and s-waves provide additional information about the properties of the rock matrix, this so-called **3-D/4-C seismic enhances our knowledge of the distribution of lithofacies and pore fluids in the deep subsurface**. If we acquire 3-D/4-C seismic after some time interval at the same location (time lap 3-D = 4-D), the resulting 4-D/4-C pictures allow to trace the flow of oil, gas, and water through the reservoirs during

the life time of a hydrocarbon field (see also Fig. 52). This results in high success rates for infill drilling.

We are now able to illuminate the subsurface in ways unthought of only a few years ago. Based on interdisciplinary team efforts we not only accurately map in three dimensions subsurface structures like anticlines, normal, and reverse faults. We also are able to map sedimentary bodies and their pore contents (oil, gas, or water) in great detail. This gives industry the confidence to drill extremely expensive wells (costing \$ 50 million plus each) in more than 1500 m of water aiming for a gas bearing turbidite channel sand, which is located underneath a salt overhang at a depth of more than 6000 m below the seabed. Sedimentologists can be proud of making this possible.

### 3.4. Sequence Stratigraphy

Before 1970, interpretation of deep reflection seismic in sedimentary basins was generally focused on the recognition and mapping of structural features such as anticlines, fault blocks, salt domes, etc. Since then, acquisition and processing methods have sufficiently advanced to map sedimentary features such as carbonate platforms, channels (see also chapter 3.3. - Figs. 13, 14) and 'seismic sequences'. Vail and others of Exxon introduced sequence stratigraphy as seismic stratigraphy in the early 1970's (VAIL & MITCHUM 1977). They were driven by the petroleum industry's desire to predict lithofacies from seismic before drilling. They recognised certain reflection patterns, which characterise the internal and external geometrics of packages (Figs. 53, 54), and wisely correlated them to sedimentary sequences related to changes in relative sea level (Fig. 55).

Sequence stratigraphy is now a preferred method to analyse and comprehend the architecture of the sediment fill of basins. It allows us to map genetically related depositional packages based on their **internal facies characteristics and the characteristics of their boundaries** (MIALL 1997). The boundaries are unconformities or their correlatable conformities. The internal architecture of the depositional packages and their external boundaries are the result of the - at times very complex - **interplay of subsidence** (which may be caused by tectonics, thermal cooling, or sediment loading), **sediment supply, and eustatic sea level changes**; all these factors together determine the accommodation space, i.e. the space available to be filled by sediments. In aquatic environments this means the space between top and the bottom of the water body.

**Large scale sequences** (first and second order) are generally defined as starting with lowstand erosion on the continent and shelf, followed by sediments of a **lowstand systems tract**, which usually accumulate in the lower parts of a basin (LST, Fig. 55); sediments of the overlying **transgressive systems tract** (TST) indicate rising relative sea level and often exhibit backstepping stacking patterns. Large scale sequences often culminate in the progradational sediment patterns of the **highstand systems tract**, which are usually found building from the higher continental and shelf) portions of the basin towards deeper water (HST, Fig. 55).

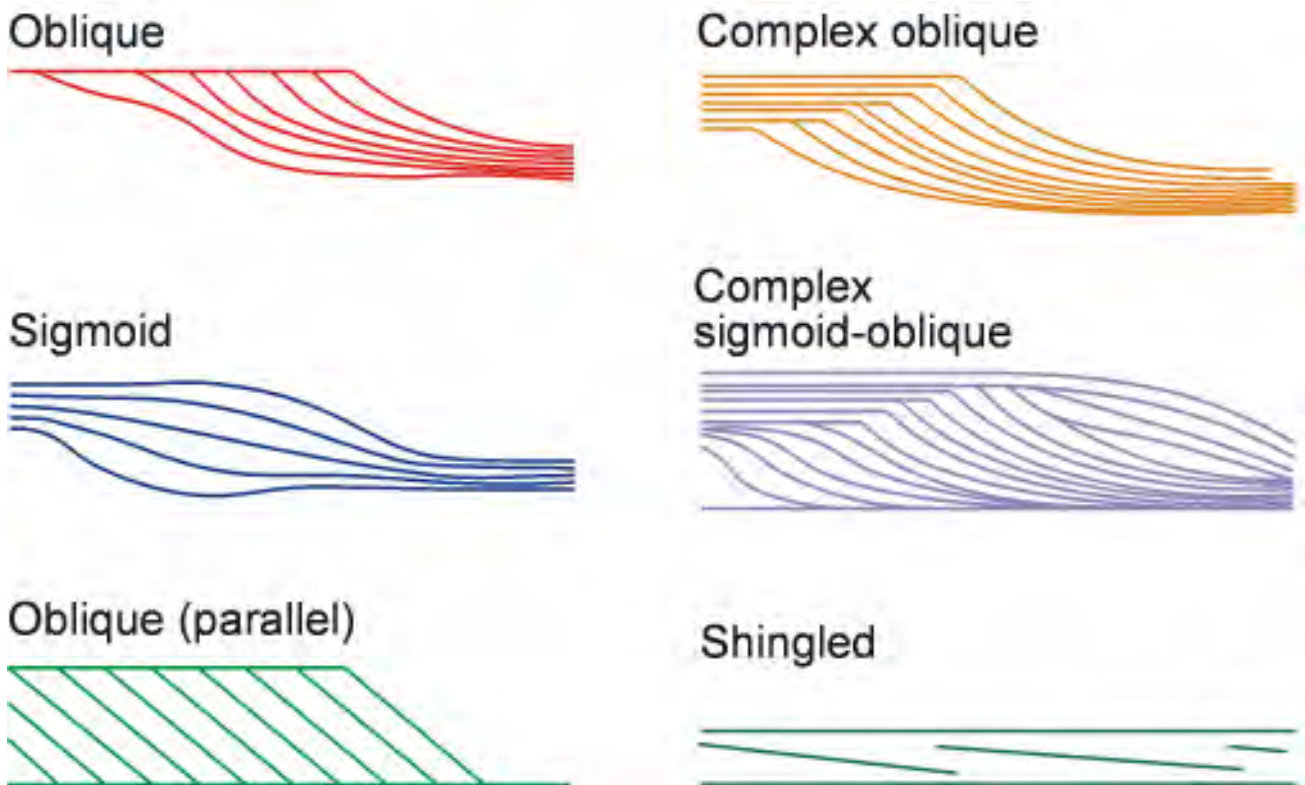


Fig. 53: Sequence stratigraphy: examples of reflection patterns as seen on seismic section. See also Figure 54 (reproduced with permission from Schlumberger).

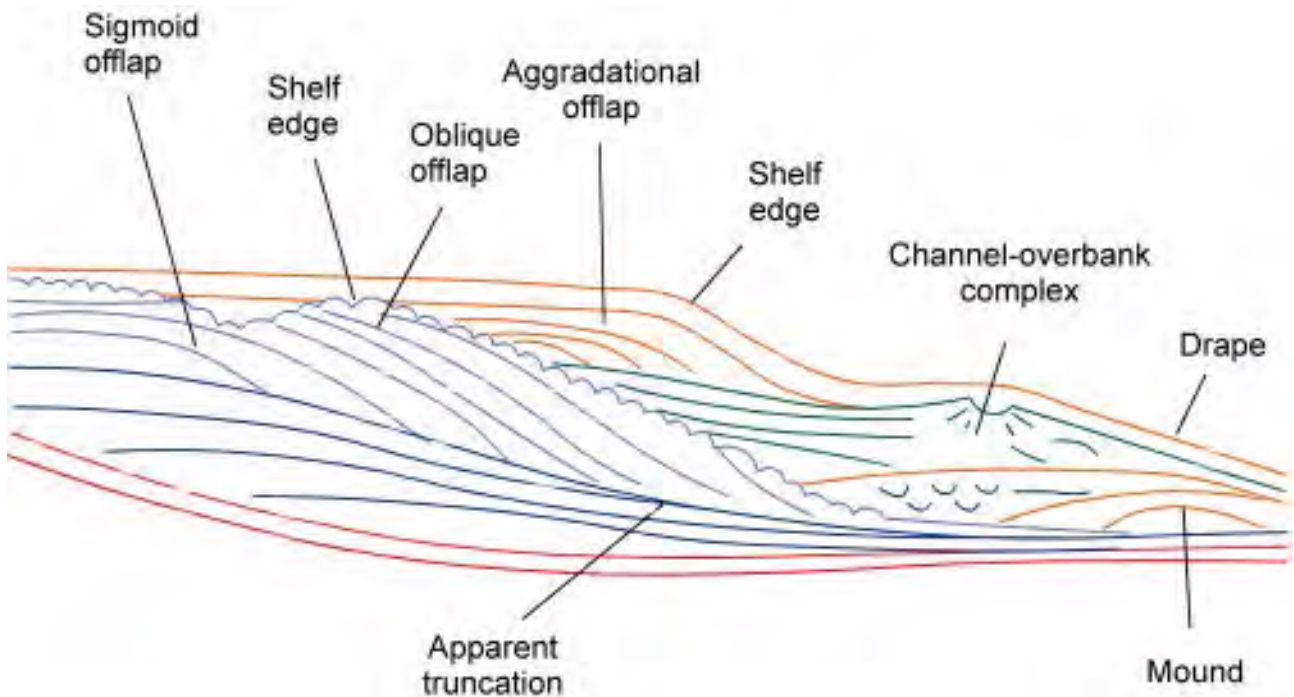


Fig. 54: Sequence stratigraphy: delineating packages of reflectors based on their internal reflection patterns and their depositional or erosional external boundaries, is an important step in interpreting lithofacies from seismic before drilling. See Figure 53 for colour key (reproduced with permission from Schlumberger).

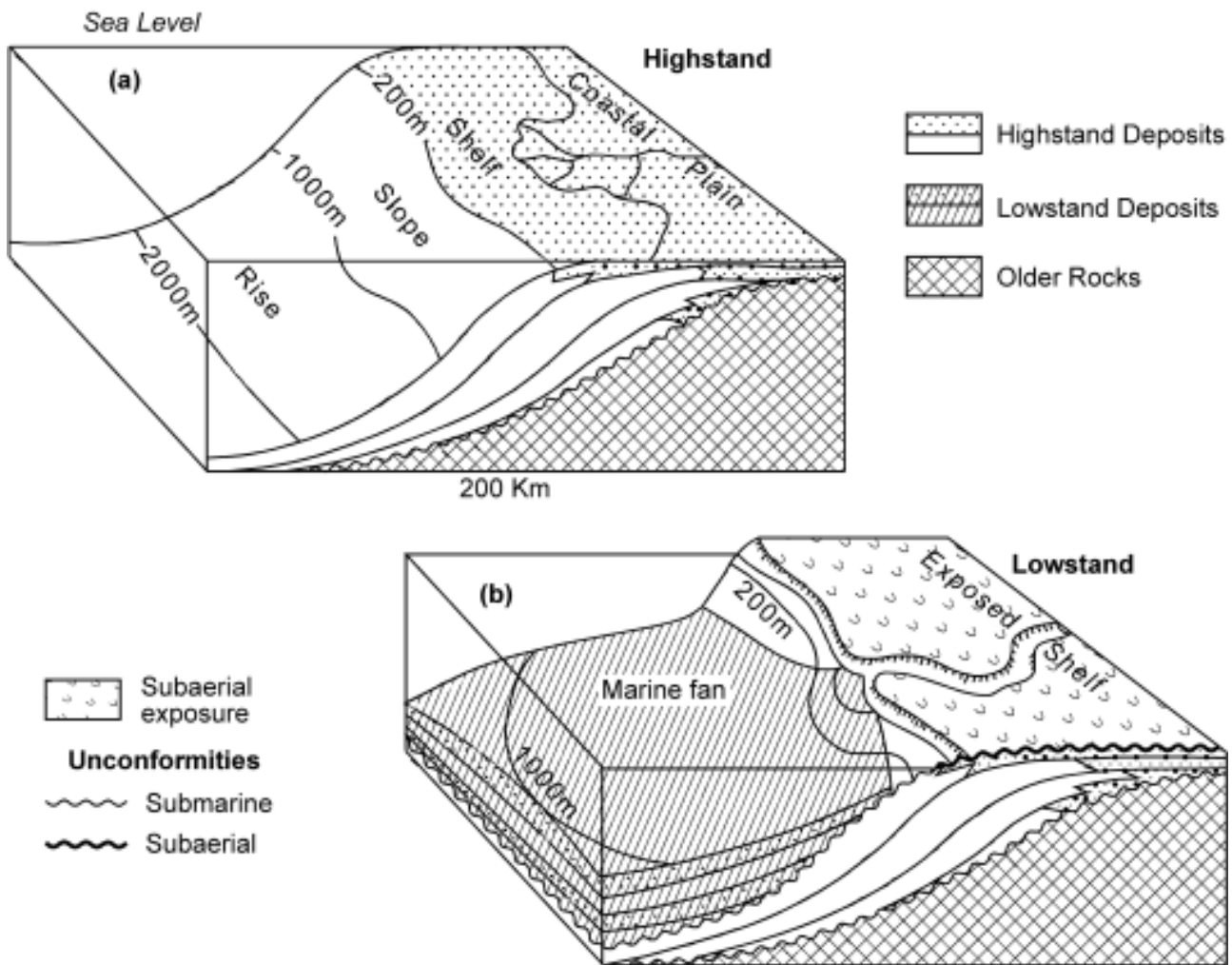


Fig. 55: Sequence stratigraphy: accommodation space and deposition during a sealevel highstand (A) and a lowstand (B). During a lowstand deposition occurs mainly in the deep ("low") parts of the basin (e.g. on deepwater fans); during a highstand deposition takes place mainly in the shallow ("high") portions of a basin (in prograding deltaic or non-deltaic coastal complexes).

The smaller scale **parasequences** generally are bounded at the bottom and at the top by marine flooding surfaces or their correlative surfaces (VAN WAGONER et al. 1990). Both, sequences and parasequences are useful organising principles in sediment piles.

Wide spread and successful application of sequence stratigraphy in the energy industry has taken the edge off most of the controversial aspects of sequence stratigraphy that raised passionate discussion in the past. Early strong emphasis on world wide eustatic sea level changes as the predominant driving mechanism for sequence evolution (VAIL et al. 1977) has given way to the realisation that sequence deposition and internal stratigraphic patterns are mainly controlled by fluctuations of **relative** sea level. This means that sediment body shapes, facies stacking patterns, and boundary surface geometries are a consequence of the intricate interplay of eustatic sea level change, subsidence (tectonic, thermally and load induced), and sediment supply. The clarification of the importance of relative sea level

changes softened considerably the earlier strong assertion that each sequence boundary reflected a change in (world wide) eustatic sea level and was therefore a perfect, globally correlatable chronostratigraphic marker. The problem is twofold: firstly, not every sequence boundary reflects a synchronous world wide event (see previous paragraph); secondly, there are so many sequences of slightly different ages within each time window that unique correlations between them are practically impossible. Experience gained from petroleum exploration shows that sequence stratigraphy in conjunction with (and not instead of) high resolution biostratigraphy is an extremely effective tool in reconstructing and understanding the discontinuous events that cause the internal architecture of thick sediment piles (Fig. 56). **It is to Vail's great merit that he re-invigorated physical (litho)stratigraphy and brought it back from the dead end street, where it was stuck before 1975.**

Pitfalls in the sequence stratigraphic interpretation of carbonates were clarified by SCHLAGER et al. (1994),

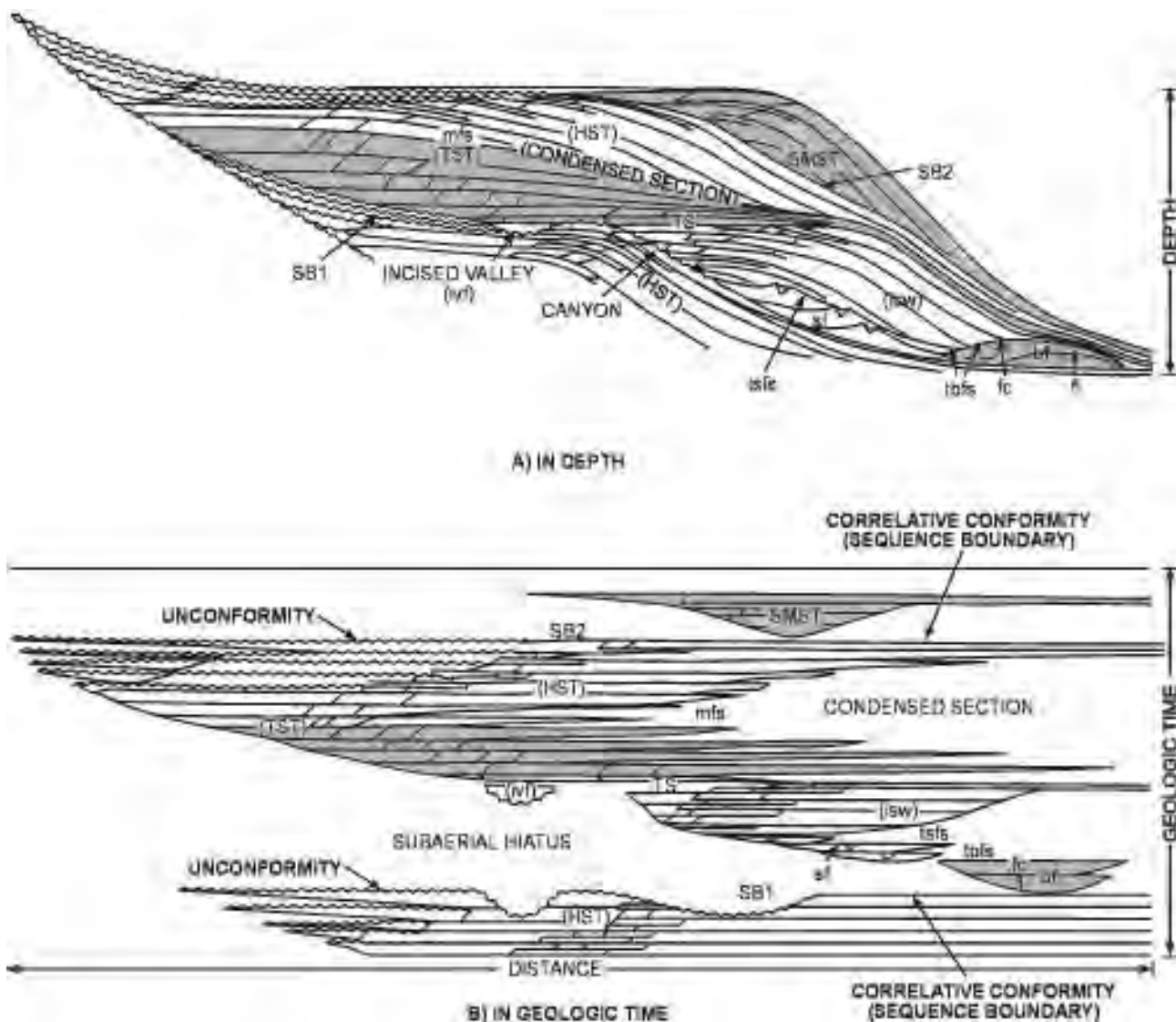


Fig. 56: Sequence stratigraphy also demonstrates the episodic nature of sedimentation. Top: deposits of various system tracts stacked on top of each other as we observe them in wells/outcrops. Bottom: the same system tracts plotted against time reveal how much time is not represented by sediments, and when and where gaps in deposition occur (VAIL 1987, AAPG Copyright 1987, reprinted with permission of AAPG whose permission is required for further use).

SCHLAGER (1999b), and others. Very helpful was the observation that rapid growth of carbonate platforms during transgressive and highstand periods leads to sediment instabilities at the edges of such platforms and to gravitational transport of shallow water carbonate clastics and mud into otherwise starved basins. This creates wedges at the toe of a carbonate platform, which look like lowstand wedges and turbidite fans in a siliciclastic setting.

Sequence stratigraphy is successfully applied by thousands of geoscientists throughout the petroleum industry and academia. It challenges the sedimentary geologist more than any other current stratigraphic concept to ask the right questions in order to find the right answers. It permits us to predict lithofacies distributions and their likely acoustic impedance contrast at their boundaries. This in turn enables us to improve the definition of parameters for seismic acquisition and processing. This again contributes tremendously to the brighter illumination of the subsurface.

Seismic stratigraphy enables explorers to estimate the location of reservoirs, source rocks, and migration pathways ahead of the drill bit. This allows us to find more oil and gas. In addition to all this, sequence stratigraphy also provides data for safer and more cost effective drilling. **Sequence stratigraphy is not only a brilliant concept, it is also one of the petroleum industry's most useful tools.**

## 4. Sedimentology in the Future of the Oil and Gas Industry

### 4.1. Knowledge Management based on Integration

As demonstrated throughout this paper, progress in sedimentology comes increasingly from multidisciplinary teams that bring together sedimentologists, palaeontologists,



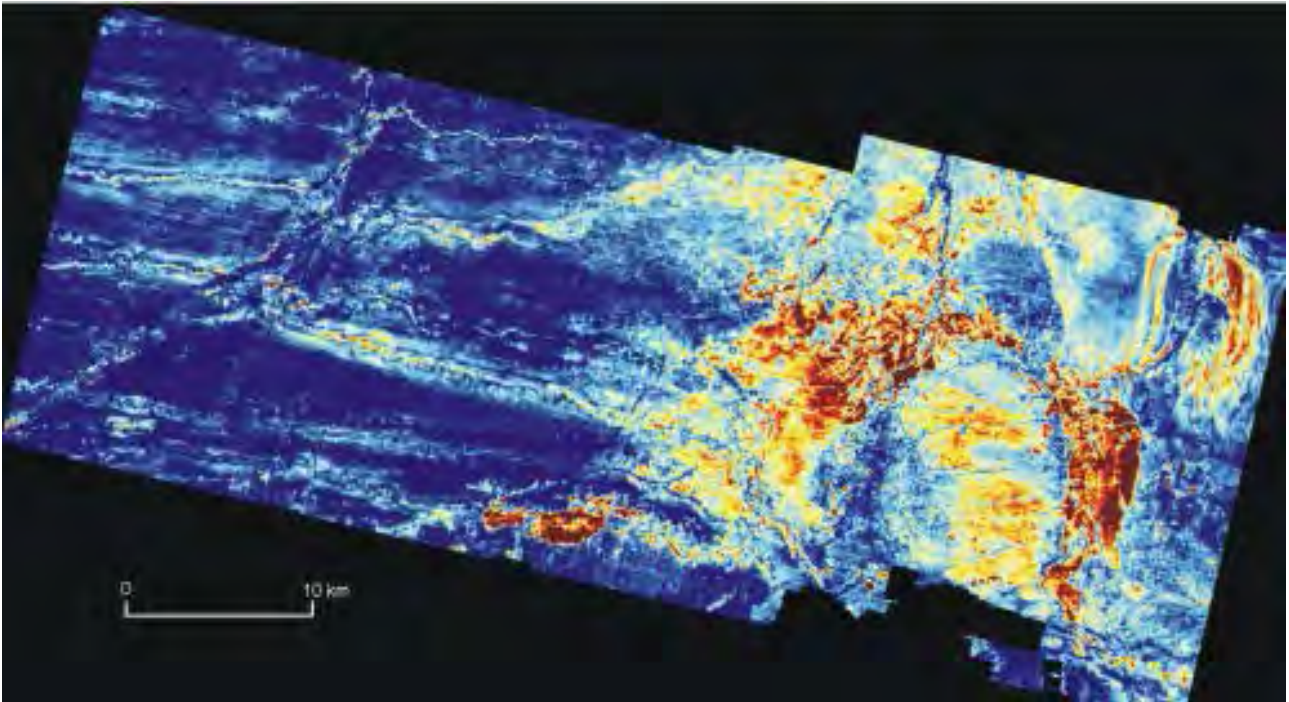


Fig. 57: A seismic time slice (map view) from a 3-dimensional seismic data set. The amplitude display illuminates several Tertiary deep water slope channels and turbidite fans (sediment transport from left to right), under >1000 m sediment cover, offshore West Africa. The fan sediments are (in yellow and brown) ponded against two salt or clay swells, one swell can be seen at the right edge of the image, the other one at about 19 km from the right edge (with permission of BP).

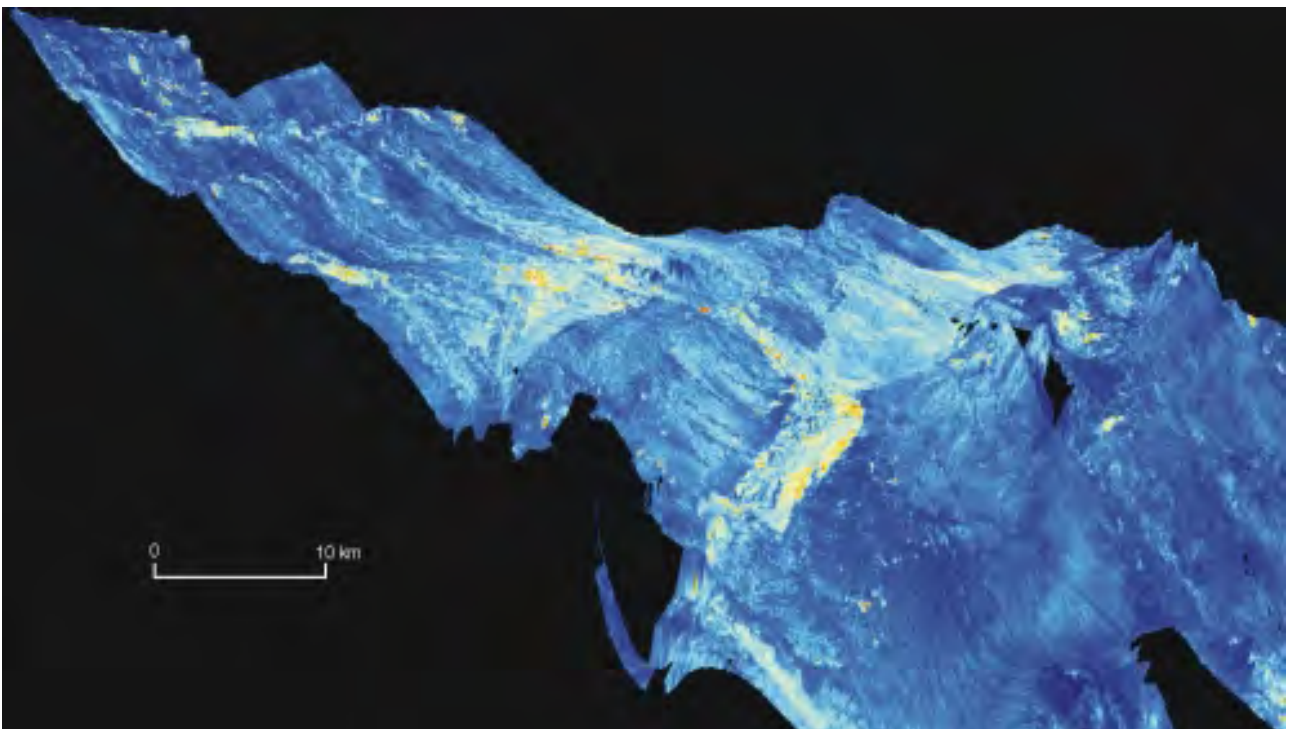


Fig. 58: A 3-dimensional display of the same scene as in Figure 57. The power of advanced visualisation techniques becomes evident. An elongated swell is prominently visible across the centre of the image, another one along the right edge. Turbidity currents ran down along slope channels (in the left half of the picture) and dropped their sediment load on deep water fans, which gradually filled the depression up-current of the salt or clay swell in the centre. Eventually turbidity currents cut through this barrier and filled the depression up-current of the salt or clay swell (at the right edge of the image) with fan turbidites. The feeder channel of this second fan system then cut back through the higher fan system (in the centre of the image) and into the basinslope (in the left part of the image) (reproduced with permission of BP).

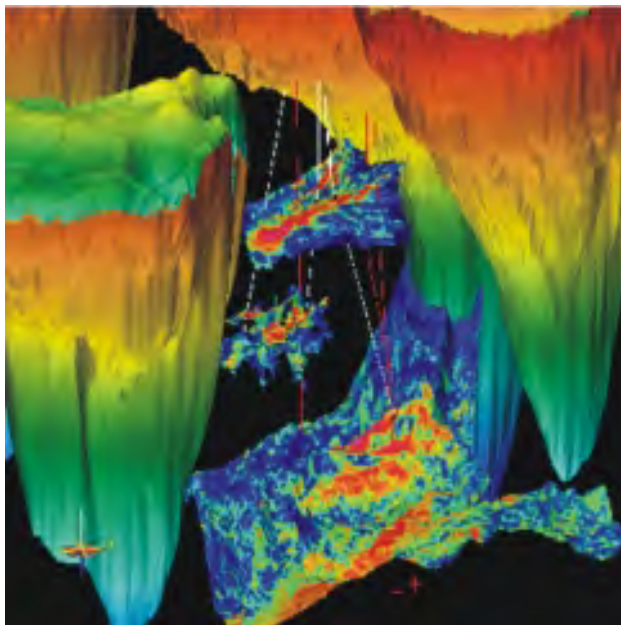


Fig. 59: Today's immersive 3-dimensional visualisation capabilities are only the primitive pre-cursors of fantastic things to come. Shown here are reservoir horizons between salt domes. Future sedimentologists will routinely climb paleoslopes and crawl through pore space in virtual reality (reproduced with permission of BP).

geochemists, petrophysicists, and seismologists. The daily relentless effort in industry to link and integrate the seismic properties of sediments (such as p- and s-wave velocity, density, amplitude, coherency, frequency, and phase) to the rock properties of sediments (such as mineralogy, magnetic susceptibility, gamma emanation, lithofacies, porosity, permeability, pore fill, pressure, and environment of deposition) and back to the seismic properties in thousands of iterations (inverse and forward modelling) is paying off in the form of higher finding rates and safer and more cost effective exploration and production operations. Many universities are part of these exciting developments, we wish even more would join.

Oil and gas have become commodities in the world markets. As long as hydrocarbons are the energy source of choice, the hydrocarbon industry will need to find ways to keep finding costs, development costs, and lifting costs as low as possible, even as oil and gas operations expand into high cost areas, such as deep water. In the future, the industry will need to accurately predict subsurface lithofacies variations, thermal maturity, pore content, and fluid flow in three and four dimensions with resolutions of less than 10 metres at a depth of more than 10 kilometres below the sediment surface. Sedimentology will have to describe and catalogue examples and models of 3-dimensional sediment distribution spanning all scales from microscopic to basin wide. We will need age dating with an accuracy of better than 10,000 years in sediments more than 500 million years old.

The linkage and integration of sedimentology with 3-dimensional multicomponent seismic (3-D/4-C) appears very promising for the future. High resolution and high

accuracy would be wasted, if we would not also develop our capabilities for 3-D visualisation (Figs. 57 and 58). Today's immersive visualisation systems are just a modest beginning (Fig. 59). In future, multidisciplinary teams of geoscientists and engineers will be jointly diving and climbing through the 3-D virtual reality of sediment bodies and their pore spaces while seeing every minute detail. Sedimentology will not only be a useful component of subsurface exploration programs, but it also will be essential in predicting the fine anatomical detail within oil and gas reservoirs that influences the production behaviour of oil and gas fields (SCHLAGER 2000).

So far, we have advocated **the need for sedimentology to be "horizontally" integrated with other geoscience and engineering disciplines.** We will now argue **the usefulness of "vertical" integration to applied sedimentology, which progresses from data to information to knowledge and finally to wisdom.**

Around the world, more and more countries adopt the principles of very flexible and open market economies. Oil and gas are increasingly traded as commodities, not as speciality products. **In open markets, time is money, and commodities have to be cheap.** For the oil and gas industry to flourish in such an environment, it needs to be able to take wise decisions quickly. Any wise and, at the same time, fast decision - in industry, in applied sedimentology or otherwise - requires sound knowledge management, i.e. the capability to move and integrate from raw data to wisdom almost instantaneously. Relevant data needs to be filtered from noise before it can be integrated to information. Information needs to be interpreted and compared to a standard (more than, less than, higher than, lower than, etc.) to become knowledge. Relevant knowledge needs to be integrated and applied towards reaching certain strategic goals (e.g. of a government, a municipality, a professional society, a company) to become wisdom (SCHOLLNBERGER & NELSON 2000).

In summary, **sound knowledge management based on instantaneous integration is essential for the future oil and gas industry and for applied sedimentology.** It is useful to remember that **instantaneous integration** in sedimentology proceeds in two directions, **horizontally** between technical disciplines such as sedimentology, paleontology, geochemistry, petrophysics, seismology, reservoir engineering, drilling engineering, etc., and **vertically** from data to information to knowledge and finally to wisdom.

#### 4.2. Future Applications of Sedimentology

Exploration and production activities are now targeting large oil and gas fields located in deep (> 200 m) and ultra deep (>2000 m) waters. This trend will continue into the future. Operations in deep and ultra deep waters have inherently high finding costs, development costs, and lifting costs, whereas operations in the land areas of the oil and gas rich Arabian Peninsula are less expensive. In order to keep deep

water oil and gas projects economically competitive with the ones in Arabia, drilling programs, well construction, well completions, subsea, and surface facilities need to be designed and executed **right the first time around**. **Later interventions are very expensive** and may render a deep water project uneconomic. A well work-over to shut off produced water down hole may cost \$ 30 thousand on land, but \$ 30 million in ultra deep water. Thus, interventions need to be minimised or avoided all together in deep water. The need to get everything right the first time around means that important decisions concerning the exploitation of oil and gas reservoirs have to be taken already during the exploration phase, even if the information base is still very incomplete. This 'front end loading' of reservoir studies into the exploration process has blurred the traditional boundaries between exploration geology and production geology. We anticipate separate exploration and production departments to disappear from the organisation charts of successful oil and gas companies during the next few years. We expect **sedimentologists** to become **members of integrated and multidisciplinary teams** and to be essential contributors to reservoir studies on all **scales ranging from small compartments within producing fields to entire basins**.

Sedimentology will contribute to the oil and gas industry for many years to come (see chapter 1.0 above). However, shape and content of the energy industry of the future, will ultimately depend on the price humankind is willing to pay for power, light, mobility, and comfort in terms of greenhouse gas emissions and climate change.

We believe that there is a future for applied sedimentology **beyond petroleum**, as a major ingredient in humankind's strife for **sustainable development**. As we emphasised throughout this paper, many sedimentological methods, which are currently used in the oil and gas industry, are well suited to predict fluid flow through porous rocks. Sedimentologists therefore will play a major role in finding **water** in the subsurface and producing it, as well as in harnessing geothermal energy. Sedimentologists also will be essential contributors to finding solutions for **waste management**, i.e. safely storing waste in the subsurface (incl. CO<sub>2</sub>) and at the same time preventing waste from spreading to places where it could be harmful (e.g. aquifers). Above all, sedimentologists have many of the tools needed to understand past and present **climate changes** and to predict what is in store for us all in future. Climate change is of enormous relevance for the **sustainable development of humankind** and at the same time it is an issue to which sedimentologists can and have to provide precise answers and solutions.

### 4.3. Industrial Sedimentologist of the Future

These are the best of times for sedimentologists and at the same time, it feels to many like the worst of times. Important issues, such as the energy supply to the markets of the world and the effect of human activity on the climates of the future await solutions. Sedimentology can offer answers.

Sedimentology's relevance to society is arguably higher than ever before and the sedimentologist's tool box is full with new and exciting gadgets. So why do sedimentologists not feel better about themselves and about what they are doing? Leo P. Kadanoff, professor for physics at the University of Chicago, recently noted well the uncertainties facing all scientists (not only sedimentologists) today (TREITEL et al. 2000):

"We have already seen 15 years of considerable change - and can expect more changes to come. These developments leave the individual scientist with a substantial problem in planning a career in science. This planning must be done in circumstances of very considerable uncertainty about the structure of the institutions that will employ scientists and the nature of the jobs within them. Change is certain. The direction is unclear."

To cope well in a future in which the only certainty is change, I offer some well intended advice to sedimentologists, who wish to work in industry:

- + Be conscious of your and other people's safety, be conscious of the impact of your actions on the natural environment. (I am convinced that the responsible use of hydrocarbons as energy source and sustainable development of humankind are compatible).
- + Keep your technical knowledge reasonable up to date in at least one other earth science next to sedimentology, may this be in seismology, petrophysics, paleontology, geochemistry, etc.
- + Be able to work in integrated multidisciplinary teams.
- + Be able to talk with reservoir engineers, drilling engineers, and process engineers.
- + Try to understand (at least in a rudimentary way) the financial drivers of both, open market economies and centrally planned economies.
- + Find solutions.
- + **Above all, have passion for sedimentary geology!**

So called S-curves are being used by economists to examine at what maturity level a certain technology is. Sedimentology is generally seen by economists (H. Wintersteller of McKinsey, pers. communication) as having reached the upper flat part of the S-curve, which would mean that sedimentology is a mature science with few break-through innovations to be expected. But it are not the economists who drive progress in sedimentology. Having contributed to technology development in Shell, Amoco, and BP, I have learned that only those, who do **not** know much about a certain field in science, believe that a state of maturity - the upper flat part of the S-curve - has been reached in that field. The passionate researcher, who actually creates new knowledge in that field, always sees him/herself as climbing the steep part of the S-curve, fully aware that **the surface of understanding has been barely scratched** and that many discoveries still have to be made and many applications still need to be invented.

**Passion for sedimentary geology and a relentless drive towards precise, quantifiable, and integrated solutions shall carry sedimentologists and sedimentology to a long and prosperous future!**

## Acknowledgements

I would like to thank BP Exploration for the permission to publish this paper. I would further like to thank my colleagues in BP, S. Düppenbecker, I. Jack, M. Mayall, C. Mottershead, R. Nelson, G. Partyka, D. Pocknall, J. Stein, R. Tobin, and D. Wendschlag for helpful discussions and for providing material for figures. T. O'Gallagher of Schlumberger also provided material for illustrations. W. Vortisch (Leoben) and D. Welte (Aachen) contributed significantly in discussions over several years. W. Schlager (Amsterdam) reviewed the manuscript and made many helpful comments. K. Greenwood (Sunbury) of Schlumberger (Geoquest) produced all graphics. Thanks to all of them!

## References

- AIGNER, T., BRANDENBURG, A., VAN VLIET, A., DOYLE, M., LAURENCE, D. & WESTRICH, J. (1991): Stratigraphic modelling of epicontinental basins: two examples. - *Sedim. Geol.*, **69**: 167-190, Amsterdam.
- AIGNER, T., HEINZ, J., HORNING, J. & ASPRION, U. (1999): A hierarchical process approach to reservoir heterogeneity: examples from outcrop analogues. - *Bul. Centre Rech. Elf Expl. Prod.*, **22**: 1-60, Pau.
- ALLEN, J. R. L. (1964): Studies in fluvial sedimentation: six cyclothems from the Lower Old Red Sandstone, Anglo Welsh Basin. - *Sedimentology*, **3**: 163-198, Amsterdam.
- ALLEN, P. A. & ALLEN, J. R. (1990): Basin analysis, principles and applications. - 1-451, (Blackwell Science) Oxford.
- BAHORICH, M. & FARMER, S. (1995): 3-D Seismic discontinuity for faults and stratigraphic features: the coherence cube. - *The Leading Edge*, **14**: 1053-1058, Tulsa.
- BALLY, A.W. (Ed., 1987): Atlas of Seismic Stratigraphy. - Amer. Assoc. Petrol. Geologists, *Studies in Geology*, **27**: Vol. 1-3, Tulsa.
- BERNARD, H.A., LEBLANC, R.J. & MAJOR, C.F. (1962): Recent and Pleistocene geology of Southeast Texas. - *Houston Geol. Soc., Geol. Gulf Coast and Central Texas Guidebook of Excursion*: 175-224, Houston.
- BERNARD, H.A., MAJOR, C.F., PARROTT, B.S. & LEBLANC, R.J. (1970): Recent Sediments of Southeast Texas. - *Texas Bur. Econ. Geol., Guidebook II*, 16, Austin.
- BLATT, H., MIDDLETON, G. & MURRAY, R. (1972): Origin of sedimentary rocks. - 1-634, (Prentice Hall) Englewood Cliffs.
- BOGGS, S. Jr. (1995): Principles of sedimentary stratigraphy. - 1-774, (Prentice Hall) Upper Saddle River.
- BROWN, A. R. (1991): Interpretation of three-dimensional seismic data. - (3<sup>rd</sup> edition), Amer. Assoc. Petrol. Geol. *Memoir* **42**: 341, Tulsa.
- CALDWELL, J. et al. (1997): Exploring for stratigraphic traps. - *Oilfield Review*, Winter **1997**: 48-61, (Schlumberger) Sugar Land.
- CARNEY, Y.L. & PIERCE, R.W. (1995): Graphic Correlation and Composite Standard databases as tools for the exploration biostratigrapher. - (In: MANN, K.O. & LANE, H.R. (Eds.): *Graphic Correlation*), *Soc. Sedim. Geol., Spec. Publ.*, **53**: 23-43, Tulsa.
- DARCY, H. (1856): Les fontaines publiques de la Ville de Dijon. - 1-596, (V. Dalmont), Paris.
- DE GRACIANSKY, P.C., HARDENBOL, J., THIERRY, J. & VAIL, P.G. (Eds., 1998): Mesozoic and Cenozoic sequence stratigraphy of European basins. - *Soc. Econ. Paleont. Mineral, Spec. Publ.* **60**: 786, Tulsa.
- DJULINSKY, S., KSIAZKIEWICZ, H. & KUENEN, P.H. (1959): Turbidites in flysch of Polish Carpatian Mountains. - *Geol. Soc. Amer. Bull.*, **70**: 1089-1118, Washington.
- DOYLE, P. & BENNETT, M.R. (Eds., 1998): Unlocking the stratigraphic record. - 1-532, (John Wiley & Sons), Chichester.
- DUNHAM, R.J. (1962): Classification of carbonate rocks according to depositional textures. - (In: HAM, W.E. (Ed.): *Classification of carbonate rocks*), Amer. Assoc. Petrol. Geol., *Memoir* **1**: 108-121, Tulsa.
- DÜPPENBECKER, S.J. & WELTE, D.H. (1992): Petroleum expulsion from source rocks - insights from geology, geochemistry and computerised numerical modelling. - 13<sup>th</sup> World Petrol. Conf., *Proc.* **2**: 165-177, (John Wiley & Sons) Chichester.
- ENOS, P. & PERKINS, R. D. (1977): Quaternary sedimentation in South Florida. - *Mem. Geol. Soc. Amer.*, **147**: 1-130, Boulder.
- ERLICH, R.N., BARRETT, S.F. & GUO, B.J. (1990): Seismic and geologic characteristics of drowning events on carbonate platforms. - *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, **74**: 1523-1537, Tulsa.
- FISHER, W.L. & MCGOWEN, J.H. (1969): Depositional systems in the Wilcox Group (Eocene) of Texas and their relation to occurrence of oil and gas. - *Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, **53**: 30-54, Tulsa.
- FLÜGEL, E. (1977): Microfacies analysis of limestones. - 1-633, (Springer) Berlin.
- FOLK, R.L. (1959): Practical petrographic classification of limestones. - *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, **43**: 1-38, Tulsa.
- FOLK, R.L. (1962): Spectral subdivision of limestone types. - (In: HAM, W. E. (Ed.): *Classification of carbonate rocks*), Amer. Assoc. Petrol. Geol., *Memoir* **1**: 62-84, Tulsa.
- FÜCHTBAUER, H. (1988): Sedimente und Sedimentgesteine. - 1-1141, 4. Aufl., (Schweizerbart) Stuttgart.
- GAWLICK, H.-J., KRZYSTYN, L. & LEIN, R. (1994): Conodont colour alteration indices: paleotemperatures and metamorphism in the Northern Calcareous Alps: a general view. - *Geol. Rundsch.*, **83**: 660-664, Berlin.
- GLENNIE, K.W. (1970): Desert sedimentary environments. - *Dev. Sedimentology*, **14**: 1-222, (Elsevier) Amsterdam.
- HOUBOLT, J.J.H.C. (1968): Recent sediments in the southern bight of the North Sea. - *Geol. Mijnbouw*, **47**: 245-273, Utrecht.
- HOUBOLT, J.J.H. & JONKER, J.B. (1968): Recent sediments in the eastern part of Lake Geneva. - *Geol. Mijnbouw*, **47**: 131-148, Utrecht.
- HUNT, J. M. (1961): Distribution of hydrocarbons in sedimentary rocks. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, **22**: 37-49, New York.
- INTERNATIONAL ENERGY AGENCY (1996): World Energy Report 1996.
- KENTNER, J.A.M., BRACCO-GARTNER, G.L. & SCHLAGER, W. (in press): Seismic models of a mixed carbonate-siliciclastic shelf margins: Permian Upper San Andres Formation, Last Chance Canyon, New Mexico. - *Geophysics*, Tulsa.
- KNOWLES, R.S. (1978): The greatest gamblers: the epic of American oil exploration. - 1-376, (University of Oklahoma Press), Norman.
- KRUIT, C. (1955): Sediments of the Rhone Delta. Grain size and microfauna. - *Verh. Ned. Geol. Mijnbouwk. Genoot., Geol. Ser.*, **15**: 357-514, Utrecht.
- KRUIT, C., BROUWER, J., KNOX, G., SCHOLLNBERGER, W. & VAN VLIET, A. (1975): Une excursion aux cones d'alluvions en eau profonde d'age Tertiaire pres de San Sebastian (Province de Guipuzcoa, Espagne). - 9<sup>th</sup> Congr. Inter. Sediment. Congr., *Excursion* **23**: 75, Nice.
- KUENEN, P.H. & MIGLIORINI, C.I. (1950): Turbidity currents as a cause of graded bedding. - *Journ. Geol.*, **58**: 91-127, Chicago.
- LEHNER, F.K. (1991): Pore-pressure induced fracturing of petroleum source rocks, implications for primary migration. - (In: IMARISIO, G., FRIAS, M. & BEMTGEN, G.M. (Eds.): *The European oil and gas conference, a multidisciplinary approach in exploration and production R&D proceedings*), 142-154, (Graham & Trotman) London.
- LITCKE, R. & WELTE, D. (1992): Hydrocarbon source rocks. - (In: BROWN, G., HAWKESWORTH, C. & WILSON, C. (Eds.): *Understanding the Earth*), 364-374, (Cambridge University Press)

- Cambridge.
- LOPATIN, N.V. (1971): Temperature and geological time as factors in coalification (in Russian). - Akad. Nauk SSSR., *Isvestiya, Ser. Geol.*, **3**: 95-196, Moscow.
- MACKENZIE, A.S. & QUIGLEY, T.M. (1988): Principles of geochemical prospect appraisal. - Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., **72**: 399-415, Tulsa.
- MIALL, A.D. (1997): The geology of stratigraphic sequences. - 1-433, (Springer) Berlin, Heidelberg, New York.
- MIDDLETON, G.V. (Ed., 1965): Primary sedimentary structures and their hydrodynamic interpretation. - Soc. Econ. Paleont. Mineral, Spec. Publ. **12**: 265, Tulsa.
- MUTTI, E. & RICCI LUCCHI, F. (1972): Le torbiditi dell' Apennine settentrionale: introduzione all' analisi di facies. - Mem. Soc. Geol. Italiana, **11**: 161-199, Milano.
- NURMI, R. & STANDEN, E. (1997): Carbonates: the inside story. - Middle East Well Evaluation Review, **18**: 26-41, (Schlumberger) Dubai.
- OOMKENS, E. (1967): Depositional sequences and sand distribution in a deltaic complex. - Geol. Mijnbouw, **46**: 265-278, Utrecht.
- OOMKENS, E. (1974): Lithofacies relations in the Late Quaternary Niger Delta complex. - Sedimentology, **21**: 195-222, Amsterdam.
- PRIOR, D.B., BORNHOLD, B.D. & JOHNS, M.W. (1984): Depositional characteristics of a submarine debris flow. - Journ. Geology, **92**: 707-727, Chicago.
- PURDY, E. G. (1963): Recent calcium carbonate facies of the Great Bahama Bank, II. Sedimentary facies. - Journ. Geology, **71**: 472-497, Chicago.
- PURSER, B. (Ed., 1973): The Persian Gulf: Holocene carbonate sedimentation and diagenesis in a shallow epicontinental sea. - 1-471, (Springer) Berlin.
- READING, H.G. (Ed., 1996): Sedimentary Environments, processes, facies and stratigraphy. - 1-688, (Blackwell), London.
- REINECK, H.E. (1960): Über Zeitlücken in rezenten Flachsee-Sedimenten. - Geol. Rundschau., **49**: 149-161, Stuttgart.
- SCHLAGER, W. (1999a): Scaling of sedimentation rates and drowning of reefs and carbonate platforms. - Geology, **27**: 183-186, Boulder.
- SCHLAGER, W. (1999b): Type 3 Sequence Boundaries. - Soc. Econ. Petrol. Paleont. Miner., Spec. Publ. **63**: 35-45, Tulsa.
- SCHLAGER, W. (2000): The future of applied sedimentary geology. - Journ. Sediment. Research, **70**: 2-9, Tulsa.
- SCHLAGER, W., REIJMER, J.J.G. & DROXLER, A.W. (1994): Highstand-shedding of carbonate platforms. - Journ. Sedim. Research, **64**, 270-281, Tulsa.
- SCHOLLNBERGER, W.E. (1996): First steps towards focused exploration. - Oil Gas Europ. Magazine, **212**: 10-13, (Urban), Hamburg-Wien.
- SCHOLLNBERGER, W.E. (1998a): Gedanken über die Kohlenwasserstoffreserven der Erde: Wie lange können sie vorhalten? - (In: ZEMANN, J. (Ed.): Energievorräte und Mineralische Rohstoffe: Wie lange noch?), Österr. Akad. Wissensch., Schriftreihe Erdwiss. Komm., **12**: 75-126, Wien.
- SCHOLLNBERGER, W.E. (1998b): Projections of the world's hydrocarbon resources and reserve depletion in the 21<sup>st</sup> century. - Houston Geol. Soc. Bull., Nov. **1998**: 31-37, Houston.
- SCHOLLNBERGER, W.E. & NELSON, R. (2000): The role of technology in modern international oil and gas exploration strategies. - (In: KRONMAN, G., FELLO, D. & O'CONNOR, T. (Eds.): International oil and gas ventures: a business perspective), 99-116, Amer. Assoc. Petrol. Geol., Spec. Publication, Tulsa.
- SCHÖN, J. H. (1996): Physical properties of rocks. - Handbook Geophysical Exploration, **18**: 583, (Pergamon, Elsevier) Oxford.
- SCHWARZACHER, W. (1993): Cyclostratigraphy and the Milankovitch theory. - Dev. Sedimentology, **52**: 225, (Elsevier) Amsterdam.
- SEILACHER, A. (1964): Biogenic sedimentary structures. - (In: IMBRIE, J. & NEWELL, N. (Eds.): Approaches to paleoecology), 296-316, (Wiley & Sons) New York.
- SERRA, D. (1984): Fundamentals of well-log interpretation, Volume 1. - Devel. Petrol. Sci., **15A**: 1-440, (Elsevier) Amsterdam.
- SERRA, O.E. & Sulpice, L. (1975): Apports des diagraphies différencées aux études sédimentologiques des séries argiloso-ableuses traversées on sondage. - 9<sup>th</sup> Congr. Intern. Sediment. Nice, theme **3**: 86-95, Nice.
- SHAW, A.B. (1964): Time in Stratigraphy. - 1-365, (McGraw-Hill) New York.
- SPEARING, D.R. (1971): Summary Sheets of Sedimentary Deposits. - Geol. Soc. Amer., Boulder.
- STURM, M. & MATTER, A. (1978): Turbidites and varves in Lake Brienz (Switzerland): deposition of clastic detritus by density currents. - (In: MATTER, A. & TUCKER, M.E. (Eds.): Modern and Ancient Lake Sediments), Int. Assoc. Sedimentol., Spec. Publ., **2**: 145-166, (Blackwell), Oxford.
- TEICHMÜLLER, M. (1971): Anwendung Kohlenpetrographischer Methoden bei der Erdöl- und Erdgasprospektion. - Erdöl Kohle, **24**: 69-79, (Urban) Hamburg Wien.
- TISSOT, B. (1966): Problemes geochimiques de la genese et de la migrations du petrole. - Rev. Inst. Franc. Petrol, **21**: 1621-1671, Paris.
- TISSOT, B.P. & WELTE, D.H. (1978): Petroleum formation and Occurrence. - 1-538, (Springer) Berlin, Heidelberg, New York.
- TISSOT, B.P. & ESPITALIE, J. (1975): L'évolution thermique de la matière organique des sédiments: application d'une simulation mathématique. - Rev. Inst. Fran. Petrol., **30**: 743-777, Paris.
- TREITEL, S., LARNER, K. & LUMLEY, D. (2000): Future opportunities for R & D in geophysics. - The Leading Edge, **19**: 494-496, Tulsa.
- VAIL, P.R. (1987): Seismic stratigraphy interpretation using sequence stratigraphy. - (In: BALLY, A.W. (Ed.): Atlas of seismic stratigraphy, Vol. 1, Amer. Assoc. Petrol. Geol., Studies in Geology, **27**: 1-10, Tulsa.
- VAIL, P.R. & MITCHUM, R.M. Jr. (1977): Seismic stratigraphy and global changes of sea level, Part I: Overview - (In: PAYTON, C.E. (Ed.): Seismic stratigraphy - applications to hydrocarbon exploration) Amer. Assoc. Petrol. Geol., Memoir **26**: 51-52, Tulsa.
- VAN WAGONER, J.C., MITCHUM, R.M., CAMPION, K.M. & RAHMANIAN, V.D. (1990): Siliciclastic sequence stratigraphy in well logs, cores and outcrops: concepts for high-resolution correlation of time and facies. - Amer. Assoc. Petrol. Geol., Methods in Exploration Series, **7**: 55, Tulsa.
- WALKER, R.G. & MUTTI, E. (1973): Turbidite facies and facies associations. - Soc. Econ. Paleont. Miner., Short Course: Turbidites and deep-water sedimentation: 119-157, Tulsa.
- WALTHER, J. (1894): Lithogenese der Gegenwart. Beobachtungen über die Bildung der Gesteine an der heutigen Erdoberfläche. - Einleitung in die Geologie als historische Wissenschaft, **3**: 535-1055, (Fischer) Jena.
- WAPLES, D.W. (1980): Time and temperature in petroleum formation: application of Lopatin's method to petroleum exploration. - Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., **64**: 916-926, Tulsa.
- WELTE, D.H. (1965): Relation between petroleum and source rock. - Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., **49**: 2246-2268, Tulsa.
- WELTE, D.H. et al. (Eds. 1997): Petroleum and Basin Evolution. - 1-535, (Springer) Berlin, Heidelberg, New York.
- WESCOTT, W.A., KREBS, W.N., SIKORA, P.J., BOUCHER, P.J. & STEIN, J.A. (1998): Modern applications of biostratigraphy in exploration and production. - The Leading Edge, **1988**: 1204-1210, Tulsa.
- WILLIAMS, P.F. & RUST, B.R. (1969): The sedimentology of a braided river. - Journ. Sed. Petrol., **39**: 649-679, Tulsa.
- WILSON, J.L. (1970): Depositional facies across carbonate shelf margins. - Trans. Gulf Coast Assoc. Geol. Soc., **20**: 229-233, Houston.
- WILSON, J.L. (1975): Carbonate facies in geologic history. - 1-471, (Springer) Berlin, Heidelberg, New York.
- YALCIN, M.N. (1991): Basin modelling and hydrocarbon exploration. - Journ. Petrol. Sci. Eng., **5**: 379-398, Amsterdam.



# Nachweis von unterliassischen Beckensedimenten in Hallstätter Fazies (Dürrenberg-Formation) im Bereich der Hallein - Berchtesgadener Hallstätter Zone und des Lammer Beckens (Hettangium – Sinemurium)

Lower Liassic pelagic sediments in Hallstatt facies (Dürrenberg Formation) from the Hallein - Berchtesgaden Hallstatt Zone and the Lammer Basin (Hettangian – Sinemurian)

Von

Hans-Jürgen GAWLICK, Hisashi SUZUKI & Sigrid MISSONI

mit 8 Abbildungen  
with 8 figures

Schlüsselwörter:

*Nördliche Kalkalpen  
Hallein-Berchtesgadener Hallstätter Zone  
Torrener-Joch-Zone  
Stratigraphie und Fazies  
Hallstätter Fazies  
Hettangium, Sinemurium  
Radiolarien  
Brekzien und Gleitschollen*

Keywords:

*Northern Calcareous Alps  
Hallein-Berchtesgaden Hallstatt Zone  
Torrener-Joch-Zone  
Stratigraphy and Facies  
Hallstatt Facies  
Hettangian, Sinemurian  
Radiolarians  
Mass-flow deposits and slides*

Anschriften der Verfasser, addresses of the authors:

HANS-JÜRGEN GAWLICK, SIGRID MISSONI

Montanuniversität Leoben

Institut für Geowissenschaften: Prospektion und Angewandte Sedimentologie

Peter-Tunner-Straße 5

8700 Leoben

Österreich.

HISASHI SUZUKI

Geotec GmbH

Nishinotoin Sanjosagaru Ryusuicho 71

Nakagyo-ku

Kyoto 604-8242

Japan.

Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.

45

S. 39-55

Wien 2001

## Inhalt

Zusammenfassung, Abstract.....	40
1. Einleitung und geologische Übersicht.....	40
2. Die Lokalitäten.....	42
2.1. Lammer Becken: Torrener-Joch-Zone – Königsbachgraben.....	42
2.2. Hallein – Berchtesgadener Hallstätter Zone: Bad Dürnberg.....	45
3. Definition der Dürnberg-Formation.....	49
4. Ergebnisse.....	52
5. Schlußfolgerungen und Diskussion.....	53
Dank.....	53
Literatur.....	53

## Contents

Zusammenfassung, Abstract.....	40
1. Introduction and geologic overview.....	40
2. Localities.....	42
2.1. Lammer Basin: Torrener-Joch-Zone – Königsbachgraben.....	42
2.2. Hallein – Berchtesgadener Hallstatt Zone: Bad Dürnberg.....	45
3. Definition of the Dürnberg-Formation.....	49
4. Results.....	52
5. Discussion.....	53
Acknowledgements.....	53
References.....	53

## Zusammenfassung

Das Sedimentationsgeschehen im Lias des Hallstätter Faziesraumes in den Nördlichen Kalkalpen ist bisher nur sehr unvollständig erfaßt, denn ein stratigraphischer Nachweis ist auf Grund des weitgehenden Fehlens geeigneter Faunen sehr schwer. Diese Sedimente gleichen im Liegenden den Zlambachschichten des Rhät und im Hangenden den Allgäuschichten (Lias) des Kalkvorarlpinen Faziesraumes. Die Analyse von Brekzienkörpern im Bereich der Torrener-Joch-Zone (Lammer Becken) und von Gleitschollen im Bereich der Hallein - Berchtesgadener Hallstätter Zone zeigt, daß Liassedimente in Hallstätter Fazies (Zlambachfazies, Hallstätter Salzbergfazies) wahrscheinlich weiter verbreitet sind, als bisher bekannt ist. Hier konnte mit Hilfe von Radiolarienfaunen sowohl Hettangium als auch Sinemurium nachgewiesen werden. Für diese liassischen Sedimente aus dem Hallstätter Faziesraum wird der Begriff Dürnberg-Formation neu aufgestellt.

## Abstract

The Liassic sedimentation of the Hallstatt facis area in the Northern Calcareous Alps is not well known, due to a lack of litho- and biostratigraphic data. The sediments are similar to the Rhaetian Zlambach Formation below and to the Allgäu Formation (Lower Jurassic) in the tirolic units. The analysis of mass-flow deposits in the Torrener-Joch-Zone (Lammer Basin) and of slides in the Hallein – Berchtesgaden Hallstatt Zone shows that Liassic sediments in Hallstatt facies are more common as known. We can date some series by radiolarians as Hettangian and Sinemurian (Hallstatt

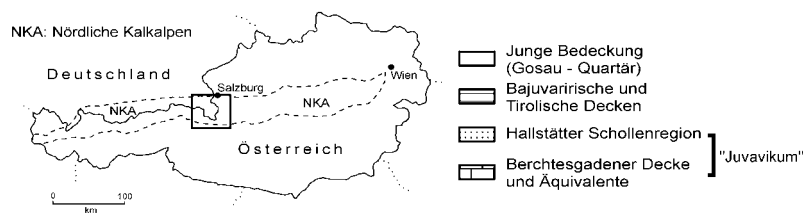
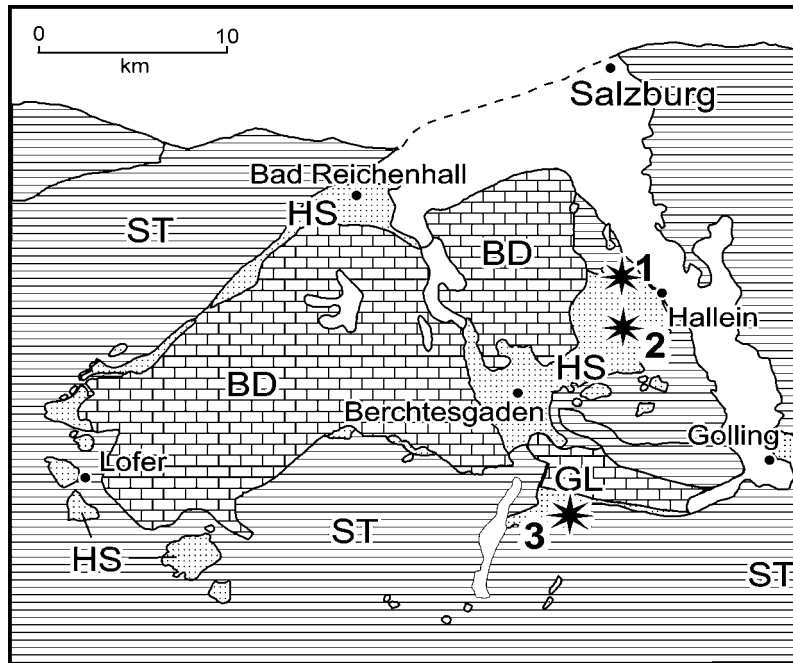
Salzbergfazies and Zlambachfazies). The term Dürnberg Formation for these Liassic sediments is defined.

## 1. Einleitung und geologische Übersicht

Liassedimente aus dem Hallstätter Faziesraum sind in den Nördlichen Kalkalpen weitgehend unbekannt und wurden bisher ausschließlich aus dem Hangenden der Zlambachschichten aus dem Hallstätter Salzbergfaziesraum beschrieben (vgl. NEUMAYR 1879 – Aegoceras Mergel; KOLLMANN 1963, KOLLMANN in MEDWENITSCH 1963 – Jakobbergserie). Der Grund ist, daß die Hallstätter Gesteine (Hallstätter Graufazies = Zlambachfaziesraum; Hallstätter Buntfazies = Hallstätter Salzbergfaziesraum) fast ausschließlich in Form von Gleitschollen auftreten, und daß die Hallstätter Gesteine des Lias einerseits den Liassedimenten des Kalkvorarlpinen Faziesraumes (= Allgäuschichten i. w. S.) faziell sehr ähnlich sind und andererseits den Zlambachschichten des Rhät lithofaziell gleichen. Zudem ist eine Datierung dieser Sedimentfolgen oft schwierig auf Grund des meist nur spärlichen Fossilinhaltes. Darüberhinaus ist die Frage nach der zeitlichen Dauer der Sedimentation im Bereich des Hallstätter Faziesraumes für geodynamische Überlegungen der Jura-Tektonik in den Nördlichen Kalkalpen und für paläogeographische Rekonstruktionen von entscheidender Bedeutung.

Klassische Lokalitäten von liassischen Hallstätter Serien sind das zentrale Salzkammergut östlich von Bad Goisern (vgl. MEDWENITSCH 1957, RAKÚS 1999) und die Hallein – Berchtesgadener Hallstätter Zone (MEDWENITSCH 1963, KOLLMANN 1963). Auf der Basis der stratigraphischen Un-





ST: Staufen-Höllengebirgs Decke    BD: Berchtesgadener Decke    HS: Hallstätter Schollenregion  
 GL: Göll-Lammerzone

\*1 Vorkommen westlich der Barmsteine    \*2 Jakobbergstollen    \*3 Königsbachgraben

Abb. 1: Geologische und tektonische Übersichtskarte der Berchtesgadener Kalkalpen (vereinfacht und verändert nach TOLLMANN 1985, GAWLICK et al. 1994, 1999, GAWLICK 2000) und Lage der untersuchten Lokalitäten im Bereich der Hallein-Berchtesgadener Hallstätter Zone (\*1, \*2) und der Torrener-Joch-Zone (\*3).

Fig. 1: Tectonic units of the Berchtesgaden Calcareous Alps (simplified and partly modified after TOLLMANN 1985, GAWLICK et al. 1994, 1999, GAWLICK 2000) and investigated localities in the area of the Hallein-Berchtesgaden Hallstatt Zone (\*1, \*2) and the Torrener-Joch-Zone (\*3).

tersuchungen dieser Serien, die sich litho- und mikrofaziell nicht von den Zlambachschichten s. str. unterscheiden lassen, reichen die Vorkommen bis in das tiefere Hettangium. Neuerdings konnte von RAKÚS (1999) in den mergelreichen Sedimenten im zentralen Salzkammergut mit Hilfe von Ammoniten ein stratigraphischer Umfang bis in das höhere Hettangium belegt werden, im Bereich der Hallein - Berchtesgadener Hallstätter Zone konnte neben Hettangium auch das Sinemurium mit Hilfe von Radiolarienfaunen nachgewiesen werden (SUZUKI et al. 2000).

Die hier beschriebenen und stratigraphisch mit Hilfe von Radiolarienfaunen datierten Gesteine liegen einerseits im Bereich der Hallein - Berchtesgadener Hallstätter Zone (\*1 und \*2 in Abb. 1) und andererseits in der Torrener-Joch-Zone (\*3 in Abb. 1). Dabei unterscheiden sich die Sedimente des Hettangium nicht von den Zlambachschichten. Erst im oberen Hettangium bzw. Sinemurium wird die Folge zunehmend kieseliger und/oder kalkiger. Kieselkalke und Biomikrite überwiegen. Radiolarien und Schwammnadeln dominieren den Biogehalt.

### Diskussion der Nomenklatur

Der Begriff Zlambachschichten wird in der alpinen Litera-

tur ausschließlich für das höhere Nor bzw. für das Rhät verwendet (MEDWENITSCH 1957, KRISTAN-TOLLMANN 1964, ZAPFE 1967, PISTOTNIK 1972, TOLLMANN 1976, 1985, MATZNER 1986, KRYSZYN 1987, MANDL 2000), während für die liassischen Sedimente, auch für diejenigen, die aus dem Hallstätter Faziesraum stammen, meist der Begriff Allgäuschichten verwendet wird (u. a. MANDL 1999). Dagegen verwendet RAKÚS (1999) den Begriff Zlambachschichten auch für den Liasanteil der mergeligen Folge.

Da aber jeder lithologische Begriff bzw. Formationsname als kartierbare Einheit neben dem stratigraphischen Umfang und der lithofaziellen Ausbildung auch eine paläogeographische Position bzw. einen Ablagerungsraum (im Bereich der Nördlichen Kalkalpen: Herkunftsraum) bezeichnet, sollten für die liassischen Sedimente aus dem Hallstätter Faziesraum weder der Name Zlambachschichten noch der Name Allgäuschichten verwendet werden, auch wenn Teilabschnitte der Gesamtentwicklung anderen Formationen ähnlich werden und mit diesen verwechselt werden können.

Zudem unterscheidet sich die Gesamtabfolge in ihrer litho- und mikrofaziellen Entwicklung sowohl von den Zlambachschichten als auch von den Allgäuschichten. Innerhalb der Kalk/Mergel-Wechselfolgen unterscheiden sich die liassi-

schen Sedimente von den Zlambachschichten durch den fehlenden Riffdetritus (v. a. in den unteren Zlambachschichten häufig); auch Pelloide und Lithoklasten sind in den Zlambachschichten weitaus häufiger, während in den liassischen Folgen Radiolarien und Schwammnadeln sehr häufig auftreten. Die mergelreichen Serien dagegen sind als kartierbare Einheit nur sehr schwer auseinanderzuhalten, da deren Sedimentation über die Trias/Jura-Grenze hinweg kontinuierlich ist und die lithofazielle Änderung zu mergel- bzw. kieseligeren Serien graduell erfolgt (zur Diskussion der Abgrenzung der Jakobbergserie von den Zlambachschichten vgl. MEDWENITSCH 1963, KOLLMANN 1963).

Von den Allgäuschichten des Kalkvorpalin und dabei speziell von der Kendlbach-Formation der Osterhorngruppe mit dem Scheibelbergkalk im Hangenden (vgl. BÖHM 1992), die in ihrer Gesamtabfolge den Liassedimenten aus dem Hallstätter Faziesraum litho- und mikrofaziell sehr ähnlich sind (mit Cherts, Spicula, Radiolarien), unterscheiden sich die hier auftretenden Sedimente einerseits durch den höheren Mergelgehalt und andererseits durch die Zlambachschichten im Liegenden (Kössener Schichten im Liegenden der Kendlbach-Formation).

Die Abgrenzung der an sich sehr ähnlichen Abfolgen ergibt sich hier v. a. aus der stratigraphischen Unterlagerung (Zlambachschichten im Hallstätter Faziesraum versus Kössener Schichten im Hauptdolomit- bzw. gebanktem Dachsteinkalkfaziesraum). Zudem muß darauf hingewiesen werden, daß die Lithologie der Allgäuschichten auf Grund der Definition sehr variabel zu sein scheint und aus diesem Grund jede mergelige bzw. kieselige Sedimentfolge dazu gestellt werden kann. In jüngerer Zeit hat sich aber durch Untersuchungen an den „Allgäuschichten“ im zentralen Mittelabschnitt der Nördlichen Kalkalpen herausgestellt, daß die meisten der zu den Allgäuschichten gestellten Sedimentfolgen in Wirklichkeit zur Ruhpoldinger Radiolarit Gruppe und dabei speziell zu den Strubbergsschichten i. S. von GAWLICK (1996) und GAWLICK & SUZUKI (1999) gestellt werden müssen (z. B.: Allgäuschichten im Bereich des Sandling - WEGERER, SUZUKI & GAWLICK 2001; Allgäuschichten westlich von Hallstatt - WEGERER, SUZUKI & GAWLICK 1999; Allgäuschichten im Bereich des Gschirrkopfensters - MISSONI, STEIGER & GAWLICK 2001, Allgäuschichten des Mitterndorfer Beckens - GAWLICK, WEGERER & O'DOHERTY in Vorb.). Die lithologische Verwechselbarkeit der liassischen kieseligen Sedimente aus dem Hallstätter Faziesraum mit den Allgäuschichten beruht z. Zt. eher auf der unzureichenden Untersuchung und Definition der Allgäuschichten, die sich auf der Grundlage neuerer Untersuchungen (s. o.) in vielen Fällen als haltlos herausgestellt hat und heute weitgehend als historisch angesehen werden muß. Eine Neudefinition der Allgäuschichten für liassische Sedimente des Kalkvorpalin sollte heute auf der Basis der Ergebnisse von BÖHM (1992) und EBLI (1997) erfolgen.

Aus diesem Grunde wird hier für die Liassedimente des Hallstätter Faziesraumes der Name Dürrnberg-Formation eingeführt, der die verschiedenen unterliassischen Sedimente (Hettangium bis Sinemurium und jünger) zusammenfaßt (Abb. 8).

## 2. Die Lokalitäten

### 2.1. Lammer Becken: Torrener-Joch-Zone – Königsbachgraben

Der Nordrand des Steineren Meeres im Bereich der Berchtesgadener Kalkalpen ist durch eine mehrphasige Radiolarit-Beckenbildung (später Mittel- bis später Ober-Jura) gekennzeichnet. Dabei stellt das Lammer Becken (u. a. Torrener-Joch-Zone) die älteste Generation (GAWLICK 1996, GAWLICK et al. 1999, GAWLICK & SUZUKI 1999) und das Sillenkopf Becken die jüngste Generation dar (MISSONI & GAWLICK 2000, MISSONI et al. 2000, in Druck).

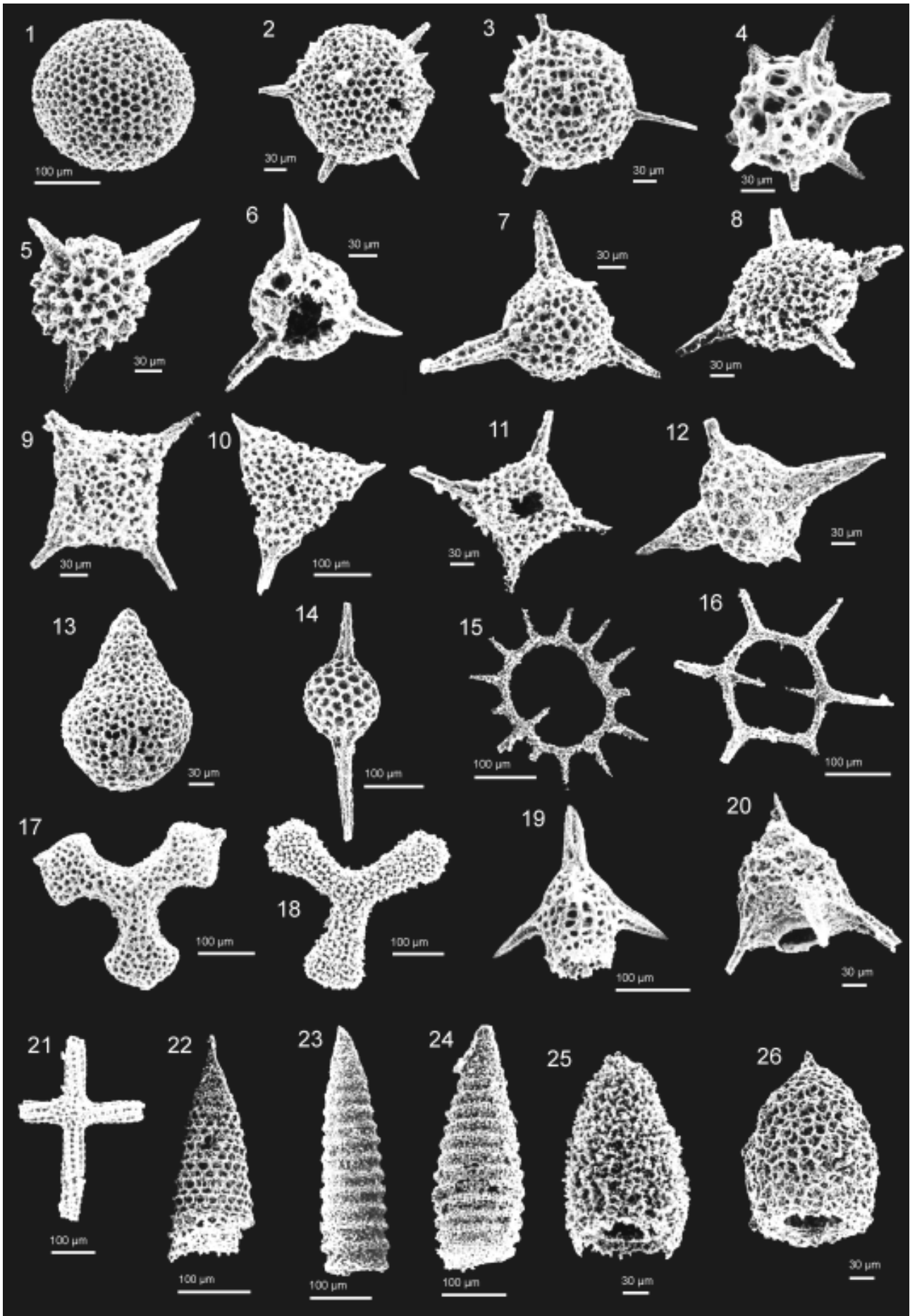
Bisher wurden die Kieselsedimente mit ihren polymikten Brekzienkörpern im Bereich der Torrener-Joch-Zone auf Grund von Komponentenbestandsanalysen (meist Dachsteinkalke – BRAUN 1998) stratigraphisch den Tauglbodenschichten zugeordnet (Kimmeridgium und jünger, DIERSCHKE 1980, BRAUN 1997, 1998).

Neuerdings konnten im Bereich der Torrener-Joch-Zone die Kieselsedimente im Bereich des Büchsenkopfes mit den darin eingesedimentierten Brekzienkörpern auf Mittel- bis ?Ober-Oxfordium datiert werden (SUZUKI et al. 2000, GAWLICK et al. in Vorb.). Aufgrund des Komponentenbestandes (Pötschenkalke und Pedataschichten – nicht Dachsteinkalke, vgl. BRAUN 1998) konnte damit die Torrener-Joch-Zone als westliche Fortsetzung des Lammer Beckens erkannt werden (vgl. JANAUSCHEK et al. 1999 – als Gegensatz BRAUN 1998). Bei den hier auftretenden Kieselsedimenten, die die Matrix der Brekzienkörper und Gleitschollen darstellen, handelt es sich somit um Strubbergsschichten i. S. von GAWLICK (1996) und GAWLICK & SUZUKI (1999) und nicht um Tauglbodenschichten (BRAUN 1997, 1998).

1 km östlich des Büchsenkopfes konnten im Königsbachgraben erstmals liassische Hallstätter Graukalke i. w. S. (leicht verkieselte Komponenten) in polymikten Brekzienkörpern (\*3 in Abb. 1, Abb. 7) nachgewiesen werden. Diese Brekzienkörper sind wie die im Bereich des Büchsenkopfes, dessen nach Osten streichende Fortsetzung sie darstellen, in Strubbergsschichten eingelagert. Der Komponentenbestand der Brekzienkörper entspricht weitgehend dem im Bereich des Büchsenkopfes, in einigen Brekzienkörpern aber dominieren biomikritische, pelagische Komponenten. Auf Grund der bisher aus dem Komponentenbestand rekonstruierbaren ursprünglichen Schichtfolge aus dem proximalen Zlambachfaziesraum (Ober-Karn bis Sevat/Rhät – JANAUSCHEK et al. 1999, SUZUKI et al. 2000) stellen diese Komponenten das ursprünglich Hangende dieser Serie dar.

Das Alter dieser Komponenten, die auf Grund der rekonstruierbaren Schichtfolge aus dem Zlambachfaziesraum stammen, kann mit Hilfe folgender Radiolarienfauna (Probe KB 2/98) (Abb. 2) auf Ober-Hettangium bis Unter-Sinemurium bzw. den Hettangium/Sinemurium-Grenzbereich eingeengt werden:

Probe **KB 2/98**: *Jacus* cf. *anatiformis* DE WEVER 1982, *Droetus* sp., *Katroma* sp., *Amuria impensa* WHALEN & CARTER 1998, *Empirea hasta* WHALEN & CARTER 1998, *Empirea*



sp., *Cenosphaera laseekensis* (PESSAGNO & YANG 1989), *Stichocapsa* sp., *Gorgansium* sp., *Empirea* sp. A WHALEN & CARTER 1998, *Charlottea amurensis* WHALEN & CARTER 1998, *Canoptum triassicum* YAO 1982, *Sphaerostylus kluensis* (PESSAGNO & BLOME 1980), *Sphaerostylus* sp., *Triactoma* sp., *Spongostaurus* sp., *Beatricea* cf. *christovalensis* WHALEN & CARTER 1998, *Spongotripus* spp., *Spongostaurus* sp. cf. *Staurodoras liassica* DUNIKOWSKI 1882, *Paronaella grahamensis* CARTER 1988, *Paronaella* sp., *Paronaella gemmata* DE WEVER 1982, *Napora* sp., *Stylospongia* sp., *Hagiastrum* sp., *Praehexasaturnalis* cf. *tetraradiatus* KOZUR & MOSTLER 1990, *Palaeosaturnalis* sp., *Palaeosaturnalis liassicus* KOZUR & MOSTLER 1990, *Dictyocephalus* sp., *Atalanta emmela* CORDEY & CARTER 1996, *Trexus dodgensis* WHALEN & CARTER 1998, *Canoptum reefense* (PESSAGNO & WHALEN 1982).

CARTER et al. (1998) geben für die einzelnen Radiolarienarten als stratigraphische Reichweite an: *A. impensa*: unterstes Hettangium bis Grenzbereich Hettangium/Sinemurium, *E. hasta*: Unter-Hettangium bis Ober-Sinemurium, *C. amurensis*: Grenzbereich Hettangium/Sinemurium bis Ober-Sinemurium, *C. laseekensis* (in CARTER et al. (1998) als *Archaeocenosphaera laseekensis* bezeichnet): unterstes Hettangium bis Unter-Sinemurium, *S. kluensis* (in CARTER et al. (1998) als *Pantanellium kluense* bezeichnet): Mittel-/Ober-Hettangium bis Ober-Sinemurium, *P. liassicus*: Mit-

tel-/Ober-Hettangium bis Unter-Sinemurium, *T. dodgensis*: Grenzbereich Hettangium/Sinemurium bis Ober-Sinemurium, *C. reefense* (in CARTER et al. (1998) als *Relanus reefensis* bezeichnet): unterstes Hettangium bis Grenzbereich Hettangium/Sinemurium. Neuerdings konnten SUZUKI et al. (in Vorb.) folgende stratigraphische Reichweiten von Radiolarienfaunen mit der Ammonitengattung *Arietites* aus dem Unter-Sinemurium Nordperus neu korrelieren: *E. sp. A*: Unter-Hettangium bis Unter-Sinemurium, *P. gemmata*: Unter-Sinemurium bis Ober-Sinemurium oder Unter-Pliensbachium. Zusätzlich konnten noch *B. cf. christovalensis* und *S. sp. cf. Staurodoras liassica* in das Unter-Sinemurium (Vergleich mit Faunen aus Nordperu) datiert werden.

Darüberhinaus treten Komponenten auf, die mikrofaziell den Sedimenten des Sinemurium westlich der Barmsteine im Bereich der Hallein – Berchtesgadener Hallstätter Zone entsprechen (Abb. 7). Ein direkter stratigraphischer Nachweis des Sinemurium aus den Brekzien gelang bisher nicht. Darüberhinaus treten dunkelgraue, mergelreiche Komponenten auf, die den rhätischen Zlambachschichten oder den Mergeln des Hettangium litho- und mikrofaziell entsprechen. Im Bereich des Lammertales wurde von GAWLICK (1996) eine solche Komponente mit Hilfe eines Ammoniten als Rhät (Zlambachschichten) datiert.

Das Komponentenmaterial der Brekzienkörper der

Abb. 2: Radiolarien aus einer Komponente der Brekzienkörper im Königsbachgraben (Torrener-Joch-Zone (Lammer Becken), \*3 in Abb. 1, Probe KB 2/98). Ober-Hettangium bis Unter-Sinemurium bzw. Grenzbereich Hettangium/Sinemurium.

1. *Cenosphaera laseekensis* (PESSAGNO & YANG 1989)
2. *Amuria impensa* WHALEN & CARTER 1998
3. *Empirea* sp. A WHALEN & CARTER 1998
4. *Empirea hasta* WHALEN & CARTER 1998
5. *Charlottea amurensis* WHALEN & CARTER 1998
6. *Gorgansium* sp.
7. *Triactoma* sp.
8. *Spongostaurus* sp. cf. *Staurodoras liassica* DUNIKOWSKI 1882
9. *Stylospongia* sp.
10. *Spongotripus* sp.
11. *Beatricea* cf. *christovalensis* WHALEN & CARTER 1998
12. *Katroma* sp.
13. *Stichocapsa* sp.
14. *Sphaerostylus kluensis* (PESSAGNO & BLOME 1980)
15. *Palaeosaturnalis liassicus* KOZUR & MOSTLER 1990
16. *Praehexasaturnalis* cf. *tetraradiatus* KOZUR & MOSTLER 1990
17. *Paronaella grahamensis* CARTER 1988
18. *Paronaella gemmata* DE WEVER 1982
19. *Jacus* cf. *anatiformis* DE WEVER 1982
20. *Napora* sp.
21. *Hagiastrum* sp.
22. *Atalanta emmela* CORDEY & CARTER 1996
23. *Canoptum triassicum* YAO 1982
24. *Canoptum reefense* (PESSAGNO & WHALEN 1982)
25. *Droltus* sp.
26. *Trexus dodgensis* WHALEN & CARTER 1998

Fig. 2: Radiolarians from a component of the mass-flow deposits in the Königsbachgraben (Torrener-Joch-Zone (Lammer Basin), \*3 in Fig. 1, sample KB 2/98). Late Hettangian to Lower Sinemurian or Hettangian/Sinemurian boundary .

1. *Cenosphaera laseekensis* (PESSAGNO & YANG 1989)
2. *Amuria impensa* WHALEN & CARTER 1998
3. *Empirea* sp. A WHALEN & CARTER 1998
4. *Empirea hasta* WHALEN & CARTER 1998
5. *Charlottea amurensis* WHALEN & CARTER 1998
6. *Gorgansium* sp.
7. *Triactoma* sp.
8. *Spongostaurus* sp. cf. *Staurodoras liassica* DUNIKOWSKI 1882
9. *Stylospongia* sp.
10. *Spongotripus* sp.
11. *Beatricea* cf. *christovalensis* WHALEN & CARTER 1998
12. *Katroma* sp.
13. *Stichocapsa* sp.
14. *Sphaerostylus kluensis* (PESSAGNO & BLOME 1980)
15. *Palaeosaturnalis liassicus* KOZUR & MOSTLER 1990
16. *Praehexasaturnalis* cf. *tetraradiatus* KOZUR & MOSTLER 1990
17. *Paronaella grahamensis* CARTER 1988
18. *Paronaella gemmata* DE WEVER 1982
19. *Jacus* cf. *anatiformis* DE WEVER 1982
20. *Napora* sp.
21. *Hagiastrum* sp.
22. *Atalanta emmela* CORDEY & CARTER 1996
23. *Canoptum triassicum* YAO 1982
24. *Canoptum reefense* (PESSAGNO & WHALEN 1982)
25. *Droltus* sp.
26. *Trexus dodgensis* WHALEN & CARTER 1998

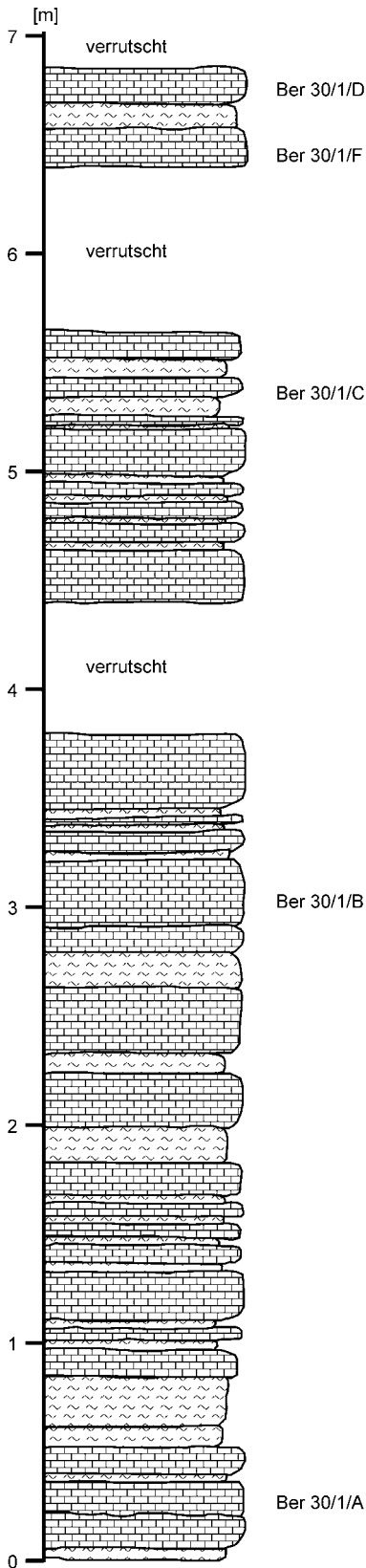


Abb. 3: Detailprofilaufnahme der liassischen Kieselkalk/Kalk-Abfolge im Bereich der Hallein - Berchtesgadener Hallstätter Zone westlich der Barmsteine und Probenpunkte.

Fig. 3: Detailed section of the cherty limestones and limestones (Lower Liassic) in the Hallstatt Zone of Hallein-Berchtesgaden west of the Barmsteine and samples.

Strubbergsschichten (= Lammer Becken, GAWLICK 1996, GAWLICK et al. 1999) ist ausschließlich aus der Hallstätter Zone, die den distalen Ablagerungsraum des kalkalpinen Schelfes zur Zeit der Trias und des Lias darstellt, herzuleiten. Auf Grund der Komponentenbestandsanalysen und der daraus rekonstruierbaren ursprünglichen Schichtfolge der Brekzien im Bereich des Büchsenkopfes (Alaun bis Lias des Zlambachfaziesraumes) und des Königsbachgrabens stammen die unterliassischen Hallstätter Sedimente i. w. S. aus dem Zlambachfaziesraum der Hallstätter Zone, denn in den hier auftretenden Brekzien fehlen Komponenten aus dem Hallstätter Salzbergfaziesraum völlig. Eine Herkunft der Komponenten aus dem Steineren Meer bzw. dem Hagengebirge (= Kalkvoralpiner Faziesraum) ist ebenso auszuschließen, da in diesem Bereich während des unteren Lias ausschließlich Rotkalk der Adneter Formation auftreten. Auch eine Herkunft der Komponenten aus dem Bereich der Lias-Graufazies nördlich der Torrener-Joch-Zone ist auszuschließen, da nördlich der Torrener-Joch-Zone im Unter-Lias Jura nur in Rotfazies auftritt und die Graufazies-Entwicklung oberliassisch ist (JANAUSCHEK et al. 1999, MISSONI, STEIGER & GAWLICK 2001, MISSONI et al. in Vorb.). Unter-Lias in Graufazies tritt nur in den Brekzien im Hangenden des Roten Radiolarites in den Tauglbodenschichten (Kimmeridgium bis Unter-Tithonium) am Dürreckberg auf (JANAUSCHEK, DIERSCHKE & GAWLICK 1999). Diese Brekzien zeigen einen identischen Komponentenbestand wie die Brekzien im Bereich des Tauglbodens (GAWLICK et al. 1999 - cum lit)

## 2.2. Hallein - Berchtesgadener Hallstätter Zone: Bad Dürrenberg

In der Hallein - Berchtesgadener Hallstätter Zone sind liassische Folgen aus dem Salzbergwerk Bad Dürrenberg (Jakobbergserie) seit langem bekannt (KOLLMANN 1963). Im Jakobbergstollen gehen die Zlambachschichten des Rhät kontinuierlich in liassische Mergel über.

Kieselkalke und Kalke (Abb. 3, Abb. 6) aus dem Hallstätter Faziesbereich des Ober-Hettangium und Sinemurium konnten jetzt auch südlich der Barmsteine nachgewiesen werden (bisher als Zlambachschichten kartiert - vgl. PLÖCHINGER 1996). Die hier nur wenige Meter mächtig aufgeschlossene (Abb. 3, Abb. 4) Folge liegt als tektonisch isolierter Span vor und wird im Osten durch Oberalmer Schichten bzw. Barmsteinkalke und im Westen durch sehr schlecht aufgeschlossene mergelreiche Serien, die von Quartär überlagert werden, begrenzt.

Die Serie besteht aus einer Wechsellagerung zwischen gut gebankten, grauen bis graubraunen, z. T. verkieselten Kalken mit z. T. mächtigen Mergelzwischenlagen. Mikrofaziell handelt es sich um häufig bioturbate, radiolarien- und schwammnadelreiche Wackestones bis Packstones (vgl. Abb. 7).

Die biostratigraphische Einstufung der Kalk/Kieselkalk/Mer-

### Legende



-  grauer bis brauner, biogen-führender, verkieselter Kalk
-  grauer Mergel/Schiefer
- Ber 30/1/A Probennummer



Abb. 4: Aufschlußfoto der liassischen Kieselkalk/Kalk-Abfolge im Bereich der Hallein - Berchtesgadener Hallstätter Zone westlich der Barmsteine.

Fig. 4: Photograph of the section of the cherty limestones and limestones (Lower Liassic) in the Hallstatt Zone of Hallein-Berchtesgaden west of the Barmsteine.

gel-Wechselfolge erfolgte mit folgenden Radio-larienfaunen (Abb. 5 und Abb. 6):

Probe **BER 30/1/A**: *Amuria macfarlanei* WHALEN & CARTER 1998, *Praeconocaryomma* aff. *magnimamma* (RÜST 1898), *Orbiculiforma* sp., *Paronaella* cf. *grahamensis* CARTER 1988, *Syringocapsa inflata* (YEH 1987), *Droltus hecatensis* PESSAGNO & WHALEN 1982, *Stichocapsa* sp., *Crucella* sp., *Jacus anatiformis* DE WEVER 1982, *Saitoum*

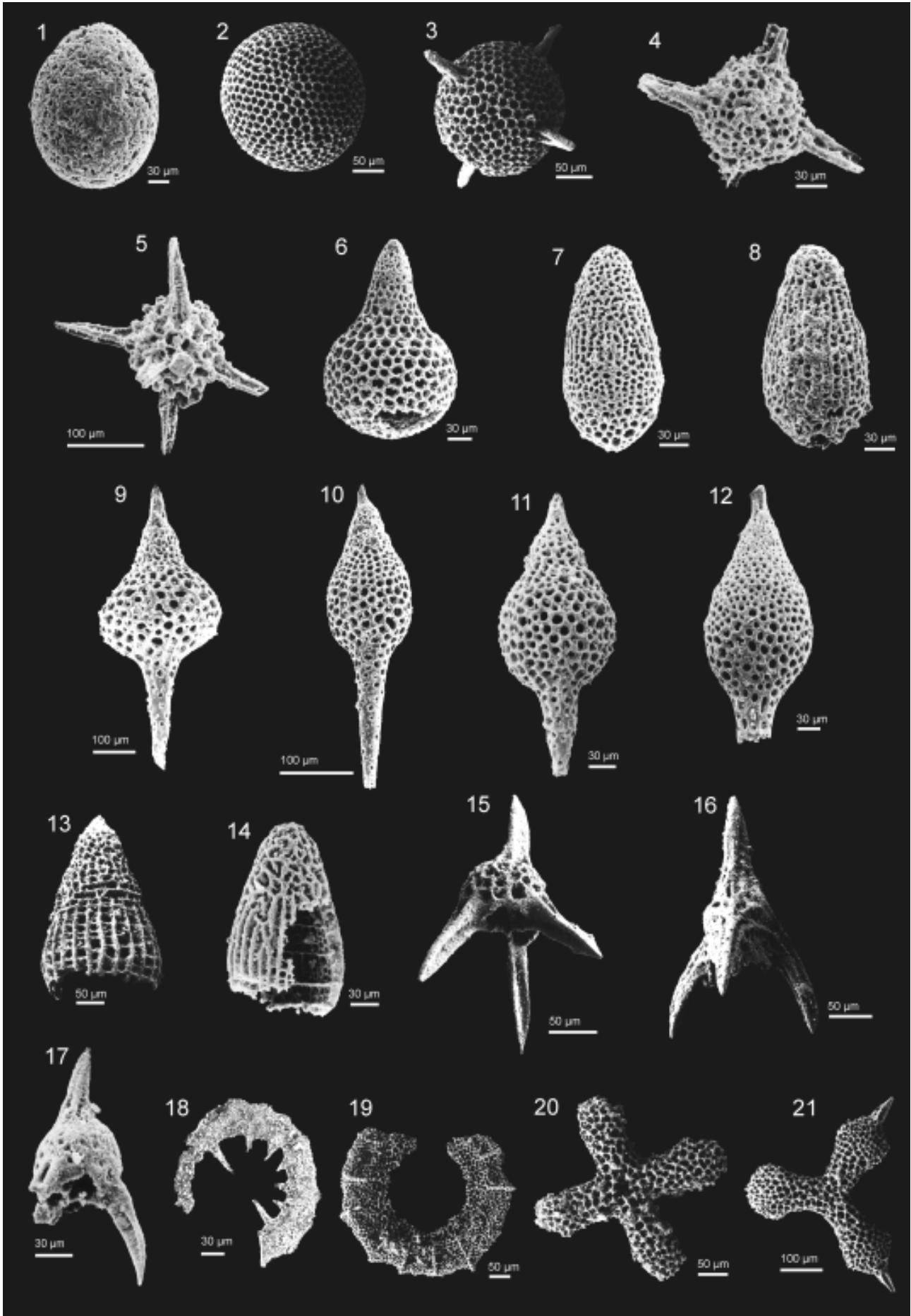
*Praeconocaryomma media* PESSAGNO & POISSON 1981, *Saitoum levium* DE WEVER 1981, *Spongostaurus* sp. cf. *Staurodoras liassica* DUNIKOWSKI 1882, *Stichocapsa obesa* (YEH 1987), *Stypolarcus* cf. *laboriosus* TAN 1927, *Syringocapsa angusta* (YEH 1987), *Syringocapsa coliformis* HORI 1988, *Syringocapsa inflata* (YEH 1987), *Syringocapsa* sp., *Thurstonia minutaglobus* WHALEN & CARTER 1998, *Tricolocapsa* sp.

Abb. 5: Radiolarien aus den Kieselkalken der Schichtfolge westlich der Barmsteine (\*2 in Abb. 1, Proben BER 30/1/A und BER 30/1/B). Grenzbereich Hettangium/Sinemurium und tieferes Sinemurium.

1. *Stypolarcus* cf. *laboriosus* TAN 1927
2. *Cenosphaera laseekensis* (PESSAGNO & YANG 1989)
3. *Amuria macfarlanei* WHALEN & CARTER 1998
4. *Spongostaurus* sp. cf. *Staurodoras liassica* DUNIKOWSKI 1882
5. *Thurstonia minutaglobus* WHALEN & CARTER 1998
6. *Stichocapsa obesa* (YEH 1987)
7. *Bagotum erraticum* PESSAGNO & WHALEN 1982
8. *Bagotum maudense* PESSAGNO & WHALEN 1982
9. *Syringocapsa inflata* (YEH 1987)
10. *Syringocapsa coliformis* HORI 1988
11. *Syringocapsa angusta* (YEH 1987)
12. *Gigi* aff. *fustis* DE WEVER 1982
13. *Droltus hecatensis* PESSAGNO & WHALEN 1982
14. *Droltus galerus* SUZUKI 1995
15. *Saitoum keki* DE WEVER 1982
16. *Jacus anatiformis* DE WEVER 1982
17. *Saitoum levium* DE WEVER 1981
18. *Palaeosaturnalis* sp.
19. *Orbiculiforma* sp.
20. *Crucella* sp.
21. *Paronaella* cf. *grahamensis* CARTER 1988

Fig. 5: Radiolarians of the cherty limestones west of the Barmsteine (\*2 in Fig. 1, samples BER 30/1/A and 30/1/B). Boundary Hettangian/Sinemurian and lower Sinemurian.

1. *Stypolarcus* cf. *laboriosus* TAN 1927
2. *Cenosphaera laseekensis* (PESSAGNO & YANG 1989)
3. *Amuria macfarlanei* WHALEN & CARTER 1998
4. *Spongostaurus* sp. cf. *Staurodoras liassica* DUNIKOWSKI 1882
5. *Thurstonia minutaglobus* WHALEN & CARTER 1998
6. *Stichocapsa obesa* (YEH 1987)
7. *Bagotum erraticum* PESSAGNO & WHALEN 1982
8. *Bagotum maudense* PESSAGNO & WHALEN 1982
9. *Syringocapsa inflata* (YEH 1987)
10. *Syringocapsa coliformis* HORI 1988
11. *Syringocapsa angusta* (YEH 1987)
12. *Gigi* aff. *fustis* DE WEVER 1982
13. *Droltus hecatensis* PESSAGNO & WHALEN 1982
14. *Droltus galerus* SUZUKI 1995
15. *Saitoum keki* DE WEVER 1982
16. *Jacus anatiformis* DE WEVER 1982
17. *Saitoum levium* DE WEVER 1981
18. *Palaeosaturnalis* sp.
19. *Orbiculiforma* sp.
20. *Crucella* sp.
21. *Paronaella* cf. *grahamensis* CARTER 1988



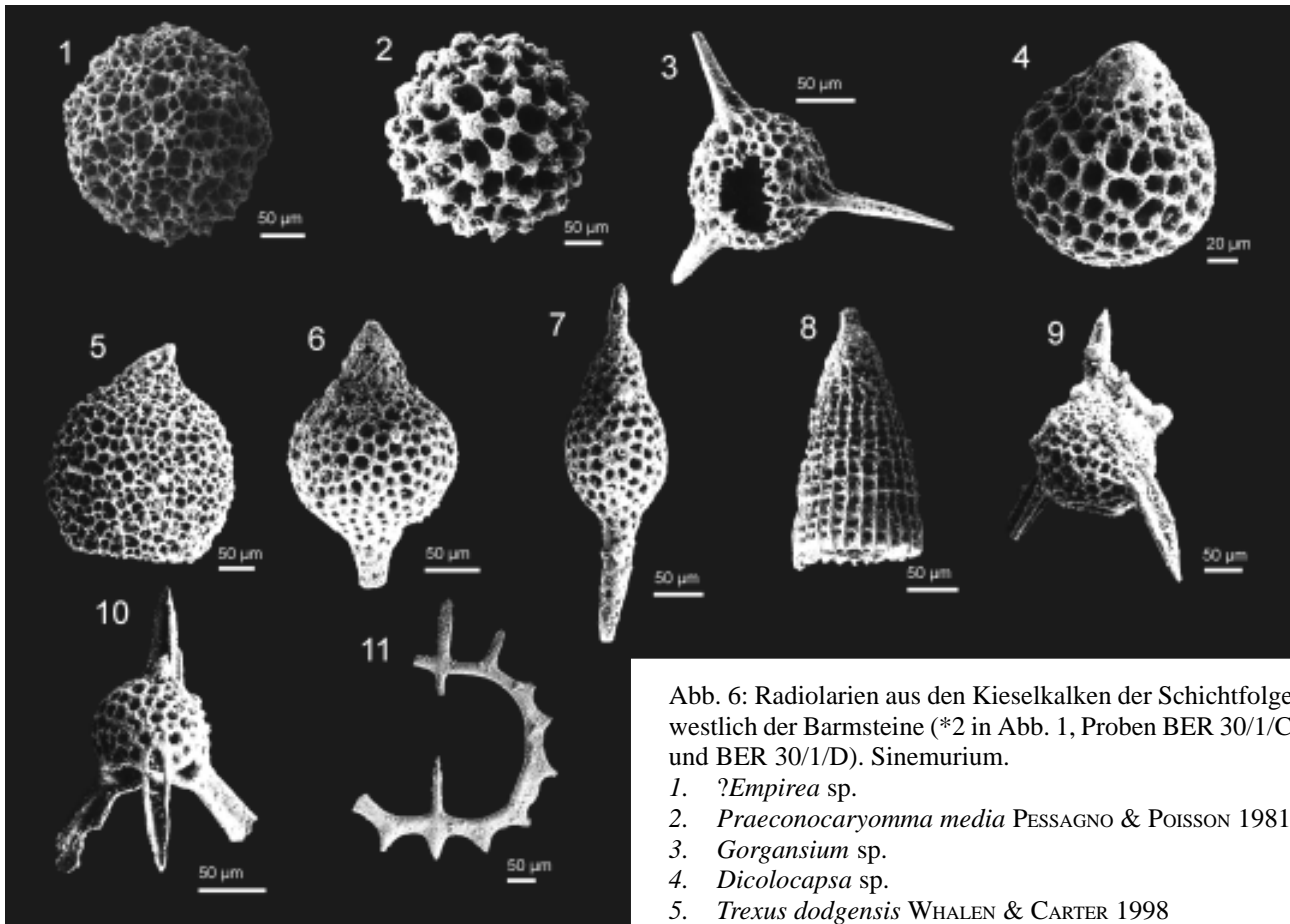


Abb. 6: Radiolarien aus den Kieselkalken der Schichtfolge westlich der Barmsteine (\*2 in Abb. 1, Proben BER 30/1/C und BER 30/1/D). Sinemurium.

1. ?*Empirea* sp.
2. *Praeconocaryomma media* PESSAGNO & POISSON 1981
3. *Gorgansium* sp.
4. *Dicolocapsa* sp.
5. *Trexus dodgensis* WHALEN & CARTER 1998
6. *Syringocapsa inflata* (YEH 1987)
7. *Syringocapsa coliformis* HORI 1988
8. *Parahsuum levicostatum* TAKEMURA 1986
9. *Bipedis* sp.
10. *Saitoum keki* DE WEVER 1982
11. *Palaeosaturnalis schaafti* KOZUR & MOSTLER 1990

CARTER et al. (1998) haben die folgenden Arten aus dem mit Ammoniten stratigraphisch gut eingestufteten Unter-Jura der Queen-Charlotte Inseln beschrieben: *A. macfarlanei* [Mittel-/Ober-Hettangium bis Ober-Sinemurium], *A. impensa* [unterstes Hettangium bis Grenzbereich Hettangium/Sinemurium], *D. hecatensis* [Unter-Hettangium bis Unter-Pliensbachium], *T. minutoglobus* [Unter-Hettangium bis Ober-Sinemurium]. Obwohl das Vorkommen von *A. impensa* dabei ungefähr im Hettangium liegt, sind die bisher angegeben stratigraphischen Reichweiten von einigen anderen Arten problematisch, z. B. die *Bagotum*-Arten (*Bagotum erraticum* PESSAGNO & WHALEN 1982 [Sinemurium bis Unter-Pliensbachium: PESSAGNO & WHALEN 1982], *Bagotum maudense* PESSAGNO & WHALEN 1982 [Unter-Pliensbachium bis Ober-Pliensbachium/Unter-Toarcium: PESSAGNO & WHALEN 1982]) und *P. media* [Unter-Sinemurium bis Ober-Pliensbachium: SUZUKI et al. in Vorb.]. Der Überlappungsbereich der oben aufgeführten Arten weist auf den Hettangium/Sinemurium-Grenzbereich bzw. das tiefere Sinemurium hin, die Ausnahme ist *B. maudense*, dessen Auftreten im Pliensbachium liegt (PESSAGNO & WHALEN 1982).

Probe **BER 30/1/C**: *Amuria macfarlanei* WHALEN & CARTER 1998 [Mittel-/Ober-Hettangium bis Ober-Sinemurium: CARTER et al. 1998], *Cenosphaera laseekensis* (PESSAGNO & YANG 1989) [Unter-Hettangium bis Unter-Sinemurium: CARTER et al. 1998], *Dicolocapsa* sp., *Droltus* sp., *Empirea*

Fig. 6: Radiolarians of the cherty limestones west of the Barmsteine (\*2 in Fig. 1, samples BER 30/1/C and 30/1/D). Sinemurian.

1. ?*Empirea* sp.
2. *Praeconocaryomma media* PESSAGNO & POISSON 1981
3. *Gorgansium* sp.
4. *Dicolocapsa* sp.
5. *Trexus dodgensis* WHALEN & CARTER 1998
6. *Syringocapsa inflata* (YEH 1987)
7. *Syringocapsa coliformis* HORI 1988
8. *Parahsuum levicostatum* TAKEMURA 1986
9. *Bipedis* sp.
10. *Saitoum keki* DE WEVER 1982
11. *Palaeosaturnalis schaafti* KOZUR & MOSTLER 1990

sp. A WHALEN & CARTER 1998 [Unter-Hettangium bis Unter-Sinemurium: SUZUKI et al. in Vorb.], ?*Empirea* sp., *Gorgansium* sp., *Palaeosaturnalis schaafti* KOZUR & MOSTLER 1990, *Parahsuum levicostatum* TAKEMURA 1986, *Praeconocaryomma* aff. *magnimamma* (RÜST 1898), *Praeconocaryomma media* PESSAGNO & POISSON 1981 [Unter-Sinemurium bis Ober-Pliensbachium: SUZUKI et al. in Vorb.], *Praeconocaryomma* sp., *Syringocapsa coliformis*



HORI 1988, *Syringocapsa inflata* (Yeh 1987), *Syringocapsa* sp., *Tricolocapsa* sp.

Der Überlappungsbereich der stratigraphischen Reichweiten von *A. macfarlanei*, *C. laseekensis*, *E. sp. A* und *P. media* weist auf Unter-Sinemurium als Alter.

Probe **BER 30/1/F**: *Amuria macfarlanei* WHALEN & CARTER 1998 [Mittel-/Ober-Hettangium bis Ober-Sinemurium], *Amuria* sp., *Cenosphaera laseekensis* (PESSAGNO & YANG 1989) [Unter-Hettangium bis Unter-Sinemurium], *?Empirea* sp., *Orbiculiforma* sp., *Praeconocaryomma* aff. *magnimamma* (RÜST 1898), *Praeconocaryomma* sp., *Sphaerostylus inornatum* (PESSAGNO & POISSON 1981), *Dicolocapsa* sp., *Parahsuum* sp., *Thetis* sp.

Auf Grund des Vorkommens von *A. macfarlanei* und *C. laseekensis* ist die Probe BER 30/1/F in den Zeitabschnitt Ober-Hettangium bis Unter-Sinemurium zu stellen. *P. aff. magnimamma* und *S. inornatum* wurden von PESSAGNO & POISSON (1981) aus dem Ober-Sinemurium oder dem Unter-Pliensbachium der Türkei beschrieben worden. Unter Berücksichtigung der stratigraphischen Einstufung der Proben im unmittelbar Liegenden und im Hangenden der Probe BER 30/1/F muß das stratigraphische Auftreten von *P. aff. magnimamma* und *S. inornatum* bis in das Sinemurium verlängert werden.

Probe **BER 30/1/D**: *Palaeosaturnalis* sp., *Stichocapsa* sp., *Praeconocaryomma* sp. *C. Praeconocaryomma media* PESSAGNO & POISSON 1981 [Unter-Sinemurium bis Ober-Pliensbachium], *Amuria macfarlanei* WHALEN & CARTER 1998 [Mittel-/Ober-Hettangium bis Ober-Sinemurium], *Amuria* sp., *?Charlottea* sp., *Crucella* sp., *?Empirea* sp., *Trexus dodgensis* WHALEN & CARTER 1998 [Oberstes Hettangium bis Ober-Sinemurium], *Paronaella* sp., *Orbiculiforma* sp., *Syringocapsa* sp., *Gorgansium gongyloideum* KISHIDA & HISADA 1985, *Jacus* sp., *Bipedis* sp., *Droltus* sp., *Parahsuum levicostatum* TAKEMURA 1986, *Parahsuum* sp., *Praeconocaryomma* aff. *magnimamma* (RÜST 1898), *Saitoum keki* DE WEVER 1982 und *Syringocapsa inflata* (YEH 1987).

Die stratigraphischen Reichweiten der drei Arten *P. media*, *A. macfarlanei* und *T. dodgensis* ist mit Ammoniten geeicht (CARTER et al. 1998, SUZUKI et al. in Vorb.). Dabei überlappen sich die stratigraphischen Reichweiten von *P. media* (Unter-Sinemurium bis Ober-Pliensbachium), *A. macfarlanei* (Mittel-/Ober-Hettangium bis Ober-Sinemurium) und *T. dodgensis* (oberstes Hettangium bis Ober-Sinemurium), so daß insgesamt für die hier auftretenden Kieselkalke Sinemurium belegt ist.

Auf der Basis dieser biostratigraphischen Einstufung der Radiolarienfaunen beginnt das Profil im höheren Hettangium bzw. Hettangium/Sinemurium-Grenzbereich und reicht weit in das Sinemurium hinein.

### 3. Definition der Dürrnberg-Formation

Dürrnberg-Formation

1953: Zlambachschiechten: PLÖCHINGER, B.: Der Bau der süd-

lichen Osterhorngruppe und die Tithon-Neokomtransgression.

1954: Zlambachmergel: PICHLER, H.: Geologische Karte des Gebietes zwischen Schellenberg und dem Roßfeld. 1:25000.

1964: Zlambachschiechten: KRISTAN-TOLLMANN, E.: Die Foraminiferen aus den rhätischen Zlambachmergeln der Fischerwiese bei Aussee im Salzkammergut.

1969: Zlambachmergel: PREY, S.: Geologische Karte der Umgebung der Stadt Salzburg. 1:50000.

1983: Zlambachschiechten: PLÖCHINGER, B.: Salzburger Kalkalpen.

1987: Zlambachschiechten: PLÖCHINGER, B.: Geologische Karte der Republik Österreich. 64 Hallein.

1996: Zlambachschiechten: PLÖCHINGER, B.: Das Halleiner Salinargebiet (Salzburg) im Geotopenschutz-Projekt.

1999: Zlambachschiechten: RAKÚS, M.: Lower Liassic (Hettangian) Ammonites from Zlambach Graben near Bad Goisern, Upper Austria.

**Derivatio nominis:** Nach Bad Dürrnberg. Im Bereich der Hallein-Berchtesgadener Hallstätter Zone treten im Bereich von Bad Dürrnberg und im Jakobbergstollen der Saline Hallein-Bad Dürrnberg die am besten aufgeschlossenen Teilprofile der liassischen Hallstätter Gesteine auf.

**Geschichte:** Die im Hangenden der Zlambachschiechten auftretenden mergeligen und z. T. kieseligen Gesteine wurden bereits von NEUMAYR (1879) als Lias erkannt. Die ersten Datierungen aus diesen Gesteinen erfolgten einerseits mit Hilfe von Ostracoden (KOLLMANN 1963 in MEDWENITSCH 1963), Ammoniten (RAKÚS 1999) und Radiolarien (SUZUKI et al. 2000). Weiterreichende stratigraphische und lithologische Untersuchungen dieser Sedimente liegen bisher nicht vor.

In diese Formation wird die von KOLLMANN (1963) in MEDWENITSCH (1963) beschriebene und mit Hilfe von Ostracoden als Unter-Hettangium datierte Jakobbergserie eingegliedert, die im Hangenden der Zlambachschiechten auftritt. Ebenso die von RAKÚS (1999) als Zlambachschiechten des Hettangium beschriebenen Vorkommen östlich von Bad Goisern und die im Hangenden davon auftretenden und bisher undatierten Allgäuschichten.

**Definition:** Geschichtete, oft gebankte Abfolge aus grauen Mergeln und Mergelkalken (plattig und feinschichtig) im Liegenden und bioturbaten, z. T. kieseligen, gebankten Kalken mit Mergelzwischenlagen im Hangenden. Ab höherem Hettangium Kalke und im Sinemurium Kieselkalke. Die Mächtigkeit der Serie liegt bei mindestens 60 m im Bereich des Typusgebietes (zusammengesetzt aus den verschiedenen, bisher bekannten Teilprofilen - Jakobbergserie im Jakobbergstollen, Zlambachgraben, Profil westlich der Barmsteine). Im Liegenden Zlambachschiechten und von diesen litho- und mikrofaziell nur schwer zu unterscheiden. Hangendgrenze: keine notwendig, da die Sedimentation im Bereich des Hallstätter Faziesraumes spätestens im höheren Dogger (wahrscheinlich bereits im höheren Lias oder tieferen Dogger) auf Grund seiner Akkretionierung endet.

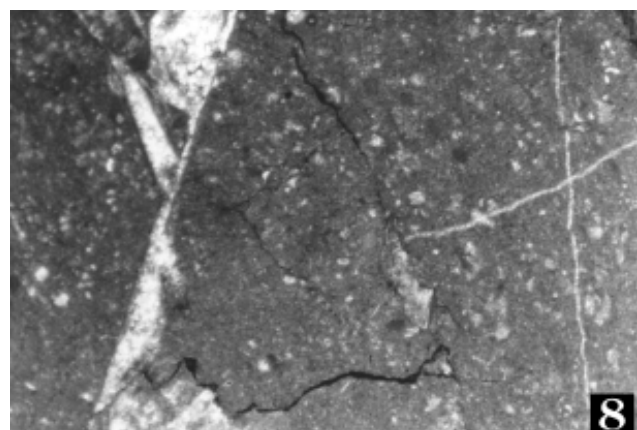
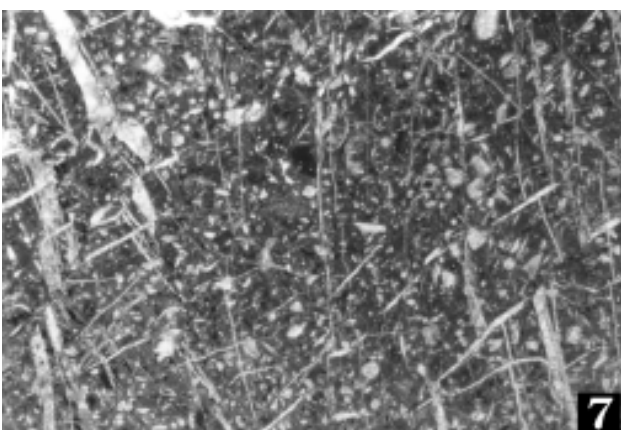
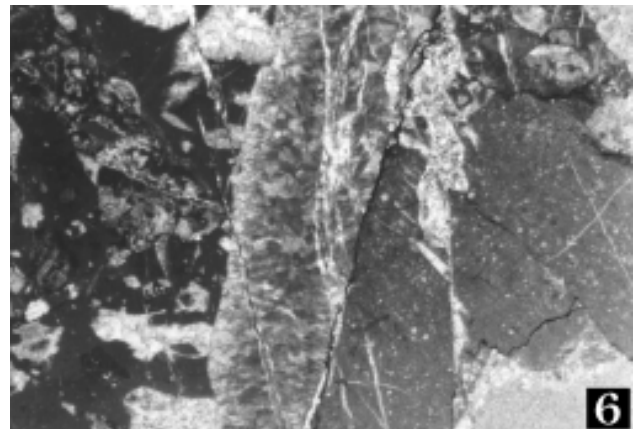
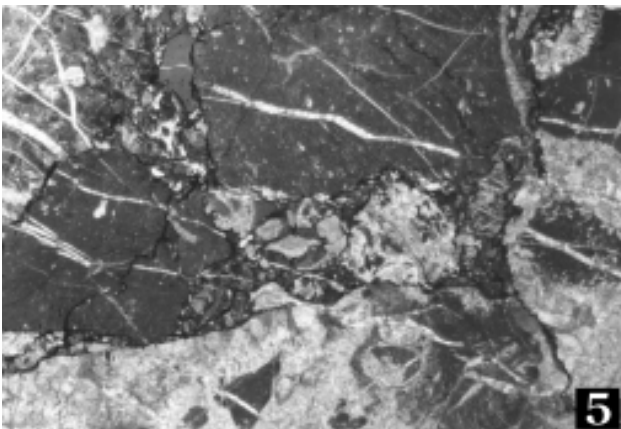
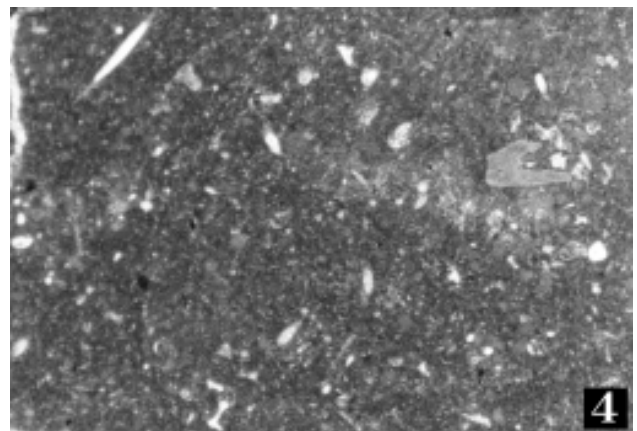
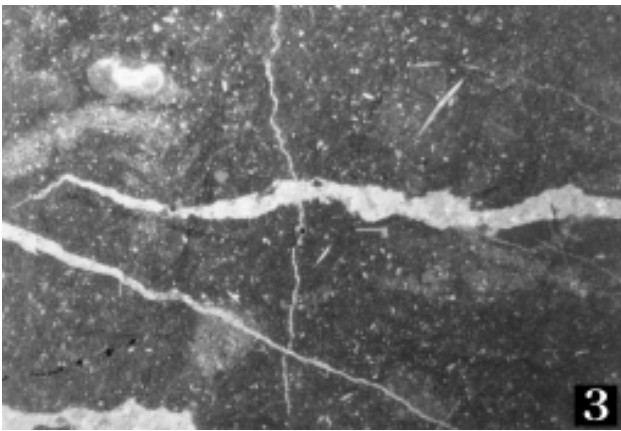
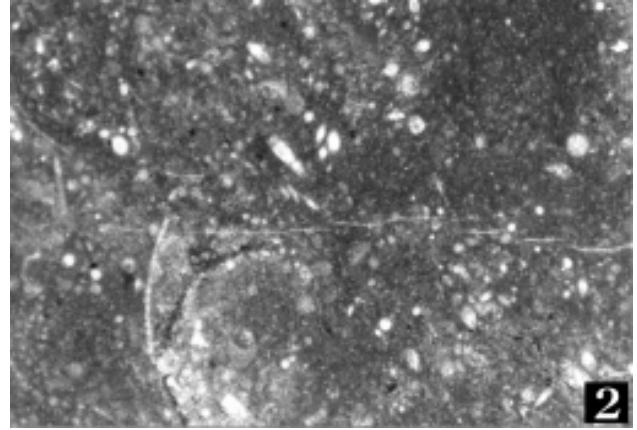
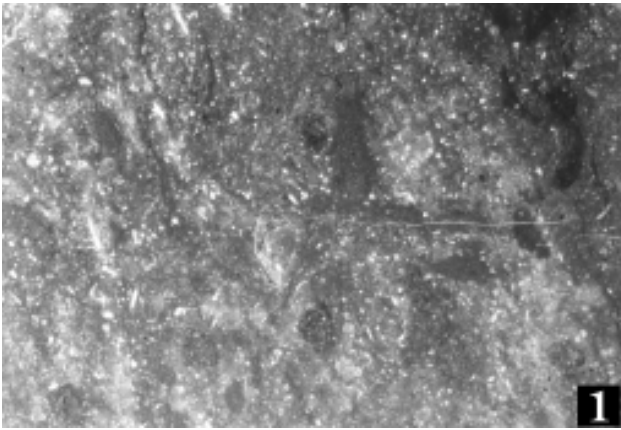
**Typusprofil:** Vorkommen südlich der Barmsteine (Ober-

Abb. 7: Mikrofazies der liassischen Hallstätter Gesteine im Bereich der Hallein - Berchtesgadener Hallstätter Zone westlich der Barmsteine (Proben BER 30/1/A-B) und der liassischen Hallstätter Gesteine der Brekzienkomponenten im Königsbachgraben (Probe KB 1/98) der Torrener-Joch-Zone.

1. Radiolarien- und schwammnadelreicher Kieselkalk (Probe BER 30/1/A) des höheren Hettangium bzw dem Hettangium/Sinemurium-Grenzbereich, bioturbat, Bildbreite 2,0 cm.
2. Vergrößerung aus 1 (Probe BER 30/1/A); die Radiolarien und Schwammnadeln bilden ein komponentengestütztes Gefüge. Bildbreite 0,5 cm.
3. Bioturbater, schwammnadelreicher Kieselkalk (Probe BER 30/1/B) aus dem Hettangium/Sinemurium-Grenzbereich, z.T. mit komponentengestütztem, z. T. mit matrixgestütztem Gefüge, Bildbreite 2,0 cm.
4. Vergrößerung aus 3 (Probe BER 30/1/B), neben Schwammnadeln und vereinzelt Radiolarien treten auch Crinoiden auf. Bildbreite 0,5 cm.
5. Komponentenbestand des Brekzienkörpers im Königsbachgraben in der Torrener-Joch-Zone (Probe KB 1/98), neben kleinen Dolomitkomponenten treten verschiedene biogenführende Mikrite auf, die mikrofaziell den Kieselkalken des Profiles westlich der Barmsteine entsprechen. Bildbreite 2,0 cm.
6. Vergrößerung aus 5 (Probe KB 1/98), die in der rechten Bildhälfte abgebildete Komponente entspricht mikrofaziell weitgehend den Kieselkalken des Hettangium/Sinemurium-Grenzbereiches. Bildbreite 1,0 cm.
7. Andere Komponente der Probe KB 1/98; diese Komponente zeigt mikrofazielle Charakteristika, die der von 2. weitgehend entspricht. Bildbreite 2,0 cm.
8. Weitere Komponente der Probe KB 1/98; diese schwammnadel- und radiolarienführende Komponente entspricht mikrofaziell weitgehend den Kieselkalken des Sinemurium des Profiles westlich der Barmsteine. Bildbreite 0,5 cm.

Fig. 7: Microfacies of the sedimentary sequence (Dürrenberg Formation) of the Hallein - Berchtesgaden Hallstatt Zone west of the Barmsteine (BER 30/1/A-D) and of the clasts of Liassic Hallstatt facies from breccias of the Königsbach valley (sample KB 1/98) in the Torrener-Joch-Zone.

1. Cherty limestone with radiolarians and sponge spicula (sample BER 30/1/A). Upper Hettangian to Hettangian/Sinemurian-boundary, bioturbated, size in width 2,0 cm.
2. Detail from 1 (sample BER 30/1/A); the radiolarians and spicula are grain supported. Size in width 0,5 cm.
3. Bioturbated cherty limestone, rich in spicula (sample BER 30/1/B), Hettangian/Sinemurian-boundary, partly grain supported, partly mud supported. Size in width 2,0 cm.
4. 3 enlarged (sample BER 30/1/B), spicula and radiolarians are common, crinoids occur rarely. Size in width 0,5 cm.
5. Components of the mass-flow deposit in the Königsbach valley (Torrener-Joch-zone) (sample KB 1/98), small dolomite clasts and biogenic mudstones of the Hettangian to Sinemurian cherty limestones. Size in width 2,0 cm.
6. 5 enlarged (sample KB 1/98), right side: this components is nearly identical with the cherty limestones of the Hettangian/Sinemurian-boundary (see 2 and 4). Size in width 1,0 cm.
7. Another clast of the sample KB 1/98; this component is nearly identical with 2 (Hettangian/Sinemurian-boundary). Size in width 2,0 cm.
8. Another clast of the sample KB 1/98; rich in spicula and radiolarians, Sinemurian. Size in width 0,5 cm.



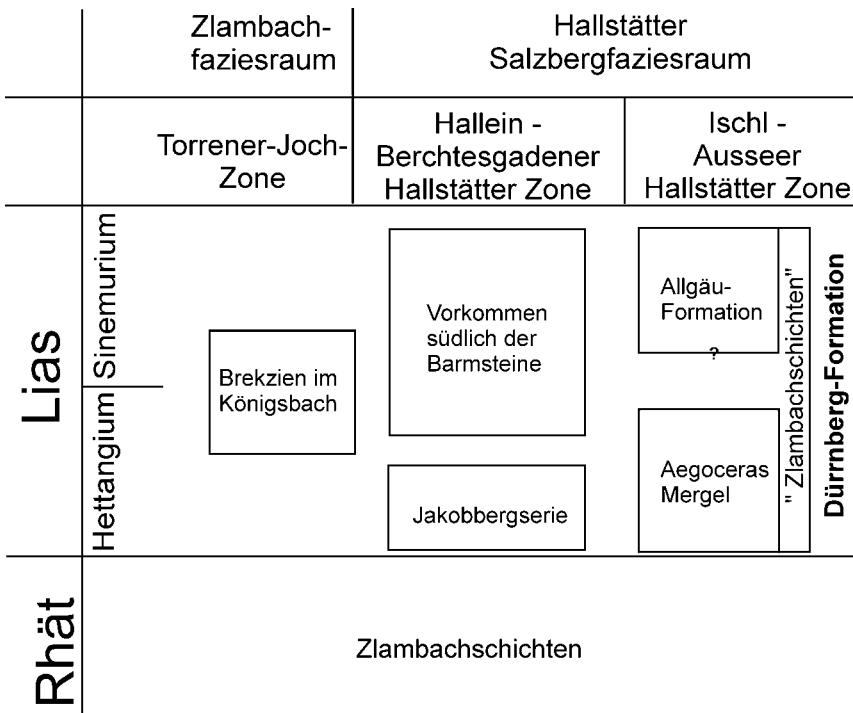


Abb. 8: Korrelation und stratigraphische Reichweiten der verschiedenen Liassivorkommen in den Hallstätter Zonen der Nördlichen Kalkalpen.

Fig. 8: Correlation and stratigraphic ranges of the Liassic outcrops in Hallstatt facies of the Northern Calcareous Alps.

Hettangium bis Sinemurium) (Abb. 1, Abb. 3 und Abb. 4) und im Hangenden der Zlambachschichten östlich von Bad Goisern (Unter- bis Ober-Hettangium; vgl. RAKÚS 1999).

**Weitere Lokalitäten:** Nachgewiesen im Königsbachgraben (Torrener-Joch-Zone) in Form von Brekzienkomponenten. Im Jakobbergstollen des Salzbergwerkes Hallein - Bad Dürrenberg. In Brekzienkomponenten der Strubbergbrekzie im Lammertal.

**Stratigraphischer Umfang:** Hettangium bis Sinemurium und jünger (bisher nicht nachgewiesen).

**Verbreitung:** Bisher in der Hallein - Bad Dürrenberg Hallstätter Zone, in der Torrener-Joch-Zone, im Bereich des Lammertales in der Strubbergbrekzie und in der Bad Ischl - Bad Aussee Hallstätter Zone (Raum östlich Bad Goisern) nachgewiesen. Paläogeographisch im Zlambachfaziesraum und im Hallstätter Salzbergfaziesraum. Heute als Brekzienkomponenten bzw. als Schollen im Lammer Becken und dessen Äquivalenten.

**Fazies:** Pelagische Beckensedimente aus dem Hallstätter Salzberg- und dem Zlambachfaziesraum.

**Abgrenzung zu anderen Schichtfolgen:** Im Liegenden: Zlambachschichten (Rhät). Im Hangenden: keine (s. o.). Von den Allgäuschichten s. str. unterscheiden sich die Sedimente der Dürrenberg-Formation durch die paläofazielle Herkunft und die gesamt lithologische und mikrofaziale Entwicklung (Diskussion zur Definition der Allgäuschichten s. o.). Von der Kendlbach-Formation der Osterhorngruppe mit dem Scheibelbergkalk im Hangenden (vgl. BÖHM 1992), die in ihrer Gesamtabfolge den Liassedimenten aus dem Hallstätter Faziesraum litho- und mikrofazial sehr ähnlich sind (mit Cherts, Spicula, Radiolarien) unterscheiden sich die hier auftretenden Sedimente einerseits durch den höhe-

ren Mergelgehalt und andererseits durch die Zlambachschichten im Liegenden (Kössener Schichten im Liegenden der Kendlbach-Formation).

#### 4. Ergebnisse

Auf Grund der neu vorliegenden biostratigraphischen Einstufungen kann jetzt für den unteren Lias ein erstes lithofazielles Profil für den Hallstätter Faziesraum rekonstruiert werden: im unteren und mittleren Hettangium dominiert wie im Rhät im Bereich des Hallstätter Faziesraumes noch eine mergelreiche Sedimentation. Im höheren Hettangium bzw. vom Hettangium/Sinemurium-Grenzbereich an wird diese Sedimentation zunehmend kieseliger bzw. kalkiger und es werden dünn gebankte oft kieselige Biomikrite abgelagert. Im Sinemurium werden Kieselorganismen häufiger, so daß die Sedimente zunehmend kieseliger werden und es zur Ablagerung von Kieselkalken kommt. Diese lithofazielle Entwicklung im Hettangium und Sinemurium im Bereich des Hallstätter Faziesraumes unterscheidet sich damit im Detail nur un deutlich von der lithofaziellen Entwicklung der gleichalten "Becken"-Sedimente im Kalkvoralpinen und Kalkhochalpinen Dachsteinkalkfaziesraum (vgl. u. a. BÖHM 1992), speziell der Kendlbach-Formation. Die generelle Faziesentwicklung weist eine weitgehende Übereinstimmung auf. Nach der generellen Umstellung der Sedimentation von der Trias/Jura-Grenze an herrschen im unteren Lias in allen kalkalpinen Sedimentationsräumen je nach paläogeographischer Position annähernd vergleichbare Sedimentationsbedingungen. Dagegen unterscheidet sich die Gesamtentwicklung im Kalkvoralpinen Ablagerungsraum (Kössener Schichten im Liegenden) von der im Hallstätter Faziesraum (Zlambachschichten im Liegenden). Eine Ansprache der Lias-Beckensedimente ist somit nur möglich, wenn man eine möglichst

vollständige Schichtfolge vorliegen hat, die in die Trias reicht. Isoliert auftretende Vorkommen sind dagegen nur schwer oder nicht einer Formation zuzuordnen.

Durch den Nachweis von lithofaziell gleichartigen und lithostratigraphisch gleichalten Gesteinen im Bereich der Torrener-Joch-Zone (Komponenten in Brekzienkörpern, die in Strubbergsschichten eingelagert sind) und der Hallein-Berchtesgadener Hallstätter Zone (Schollen) konnte gleichzeitig indirekt der Nachweis erbracht werden, daß die Hallstätter Gesteine der Umrahmung der Berchtesgadener Decke bereits im Oxfordium Platz genommen haben, da in den Nördlichen Kalkalpen bisher an allen untersuchten Lokalitäten die Platznahme der kleinkomponentigen Brekzienkörper der Platznahme größerer Gleitkörper vorausgeht (GAWLICK 1996 und GAWLICK 2000 - cum lit.). Diese Platznahme erfolgte vor allem im höheren Callovium bis unteren Oxfordium.

## 5. Schlußfolgerungen und Diskussion

Der biostratigraphische Nachweis von unterem Lias (Hettangium und Sinemurium) und die lithofaziellen Untersuchungen dieser Gesteine aus dem Hallstätter Ablagerungsraum zeigen, daß

- auch im Bereich des Hallstätter Faziesraumes im unteren Lias noch sedimentiert wurde,
- die Sedimentation hier ohne bedeutenden lithologischen Umschwung an der Trias/Jura-Grenze vom Rhät bis in das Sinemurium andauerte,
- die lithofazielle Entwicklung der Schichtfolgen des Jura aus dem Hallstätter Faziesraum weitgehend mit der im Bereich des Kalkvorlpin übereinstimmt,
- sowohl im Zlambachfaziesraum als auch im Hallstätter Salzbergfaziesraum faziell gleichartige Liassedimente abgelagert werden.

Ein bedeutendes tektonisches Ereignis (Adneter Wende i. S. von SCHLAGER & SCHÖLLNBERGER 1974) mit einem deutlichen Wechsel im Sedimentationsgeschehen kann darüberhinaus im Bereich des Hallstätter Ablagerungsraumes nicht festgestellt werden.

Diese Ergebnisse legen eine Platznahme der Hallstätter Gesteine der Hallein-Berchtesgadener Hallstätter Schollenregion im Oxfordium nahe und bestätigen die Ergebnisse von GAWLICK et al. (1999). Sowohl die Torrener-Joch-Zone als auch die Hallein-Berchtesgadener Hallstätter Zone sind Teil der Lammer-Beckenfüllung (vgl. GAWLICK & LEIN 1997, 2000).

## Dank

Das Landratsamt Bad Reichenhall erteilte eine Fahrgenehmigung und Probenentnahmeerlaubnis für den Nationalpark Berchtesgaden, für die sich Herr J. Seidenschwarz (Nationalparkverwaltung Berchtesgaden) einsetzte. Für die Benutzung des Rasterelektronenmikroskopes bedanken wir uns bei Prof. Dr. C. Hemleben (Tübingen). Prof. Dr. R. Lein (Wien) und Dr. F. Böhm (Kiel) lasen kritisch das Manu-

skript und gaben zahlreiche Hinweise. Die Geländearbeiten von S. Missoni wurden vom DAAD unterstützt. Die Arbeit entstand z. T. im Rahmen des FWF-Projektes P14131-TEC.

## Literatur

- BÖHM, F. (1992): Mikrofazies und Ablagerungsmilieu des Lias und Dogger der Nordöstlichen Kalkalpen. - Erlanger geol. Abh., **121**: 55-217, Erlangen.
- BRAUN, R. (1997): Torrener-Joch-Zone/Jenner/Hoher-Göll – eine durch Kontinent/Kontinent-Kollision ausgelöste Gleitdecke in den Tauglbodenschichten (mittlerer Oberjura) der Berchtesgadener Alpen. - Unveröff. Univ. Diss. Philipps-Universität Marburg/Lahn: 1-249, Marburg/Lahn.
- BRAUN, R. (1998): Die Geologie des Hohen Gölls. Torrener-Joch-Zone/Jenner/Hoher Göll eine durch Kontinent/Kontinent-Kollision ausgelöste Gleitdecke in den Tauglbodenschichten (mittlerer Oberjura) der Berchtesgadener Alpen. - Forschungsbericht, **40**: 1-192, Nationalpark Berchtesgaden.
- CARTER, E.S. (1988): Systematic Paleontology. - (In: CARTER, E.S., CAMERON, B.E.B. & SMITH, P.L. (Eds.): Lower and Middle Jurassic radiolarian biostratigraphy and systematic paleontology, Queen Charlotte Islands, British Columbia), Geological Survey of Canada, Bulletin, **386**: 1-109, Ottawa, Calgary, Vancouver.
- CARTER, E.S., CAMERON, B.E.B. & SMITH, P.L. (1988): Lower and Middle Jurassic radiolarian biostratigraphy and systematic paleontology, Queen Charlotte Islands, British Columbia. - Geological Survey of Canada, Bulletin, **386**: 1-109, Ottawa, Calgary, Vancouver.
- CARTER, E.S., WHALEN, P.A. & GUEX, J. (1998): Biochronology and paleontology of Lower Jurassic (Hettangian and Sinemurian) radiolarians, Queen Charlotte Islands, British Columbia. - Geol. Survey of Canada, Bulletin, **496**: 1-86, Pls. 1-27, Ottawa, Calgary, Vancouver.
- CORDEY, F. & CARTER, E. S. (1996): New Nassellaria (Radiolaria) from the Lower Jurassic of the Canadian Cordillera. - Canadian Journal of Earth Science, **33**: 444-451.
- DE WEVER, P. (1981): Une nouvelle sous-famille, les Poulpinæ, et quatre nouvelles espèces de Saitou radiolaires mesozoïques tethysiens. - Geobios, **14**: 5-15, Paris.
- DE WEVER, P. (1982): Nassellaria (Radiolaires Polycystines) du Lias de Turquie. - Rev. Micropaléont., **24**: 189-232, Paris.
- DIERSCHKE, V. (1980): Die Radiolarite des Oberjura im Mittelabschnitt der Nördlichen Kalkalpen. - Geotekt. Forsch., **58**: 1-217, Stuttgart.
- DUNIKOWSKI, E. (1882): Die Spongien, Radiolarien und Foraminiferen der unterliassischen Schichten vom Schafberg bei Salzburg. - Denkschriften der Akademie der Wissenschaften. Wien, Mathematisch-Naturwissenschaftliche Classe, **45**: 163-194, Wien.
- EBLI, O. (1997): Sedimentation und Biofazies an passiven Kontinentalrändern: Lias und Dogger des Mittelabschnittes der Nördlichen Kalkalpen und des frühen Atlantik (DSDP site 547B, Marokko). - Münchner Geowissen. Abh., Reihe A, **32**: 1-255, München.
- GAWLICK, H.-J. (1996): Die früh-oberjurassischen Brekzien der Stubbergsschichten im Lammertal - Analyse und tektonische Bedeutung (Nördliche Kalkalpen, Österreich). - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **39/40**: 119-186, Wien.
- 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., KRYSSTYN, L. & LEIN, R. (1994): CAI-Paleotem-

- peratures and metamorphism in the Northern Calcareous Alps - a general view. - Geol. Rdschau, **83**: 660-664, Berlin.
- GAWLICK, H.-J., KRYSZTYN, L. & LEIN, R. (1999): Diagenetic and Metamorphic overprint of the Northern Calcareous Alps on the Base of Conodont Colour Alteration Index (CAI) Data. - Tübinger Geowiss. Arbeiten, Reihe A, **52**: 100-102, Tübingen.
- GAWLICK, H.-J. & LEIN, R. (1997): Neue stratigraphische und fazielle Daten aus dem Jakobberg- und Wolfdietrichstollen des Hallein - Bad Dürrenberger Salzberges und ihre Bedeutung für die Interpretation der geologischen Verhältnisse im Bereich der Hallein - Berchtesgadener Schollenregion. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **22**: 199-225, Innsbruck.
- GAWLICK, H.-J. & LEIN, R. (2000): Die Salzlagerstätte Hallein - Bad Dürrenberg. - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **44**: 263-280, Wien.
- GAWLICK, H.-J. & SUZUKI, H. (1999): Zur stratigraphischen Stellung der Strubbergsschichten in den Nördlichen Kalkalpen (Callovium - Oxfordium). - N. Jb. Geol. Paläont., **211**: 233-262, Stuttgart.
- HORI, R. (1988): Some characteristic radiolarians from Lower Jurassic bedded cherts of the Inuyama area, Southwest Japan. - Transactions and Proceedings of the Palaeontological Society of Japan, New Series, **151**: 543-563, Tokyo.
- HORI, R. & YAO, A. (1988): *Parahsuum* (Radiolaria) from the Lower Jurassic of the Inuyama Area, Central Japan. - Jour. Geosci., Osaka City Univ., **31**: 47-61, Osaka.
- JANAUSCHEK, W., DIERSCHKE, V. & GAWLICK, H.-J. (1999): Zur stratigraphischen Stellung der mittel- bis oberjurassischen Radiolaritbecken im Berchtesgadener Raum - Neuergebnisse auf der Basis von Komponentenbestandsanalysen der Brekzienkörper im Bereich Torrener-Joch-Zone - Hoher Göll-Komplex (Nördliche Kalkalpen). - Terra Nostra, Schriften der Alfred-Wegener-Stiftung, **99/4**: 123-126, Köln.
- KISHIDA, Y. & HISADA, K. (1985): Late Triassic to Early Jurassic radiolarian assemblages from the Ueno-mura area, Kanto Mountains, central Japan. - Memor. Osaka Kyoiku Univ. (Ser. III), **34**: 103-129, Osaka.
- KOLLMANN, K. (1963): Ostracoden aus der alpinen Trias. II. Weitere Bairdiidae. - Jb. Geol. B.-A., **106**: 121-203, Wien.
- KOZUR, H. & MOSTLER, H. (1990): Saturnaliacea Deflandre and some other stratigraphically important radiolaria from the Hettangian of Lenggries/Isar (Bavaria, northern calcareous Alps). - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **17**: 179-248, Innsbruck.
- KRISTAN-TOLLMANN, E. (1964): Die Foraminiferen aus den rhätischen Zlambachmergeln der Fischerwiese bei Aussee im Salzkammergut. - Jb. Geol. B.-A., Sb. **10**: 1-189, Wien.
- KRYSZTYN, L. (1987): Zur Rhät-Stratigraphie in den Zlambachschichten (vorläufiger Bericht). - Sitzber. österr. Akad. Wiss. math.-natw. Kl., Abt. 1, **196**: 21-36, Wien.
- MANDL, G.W. (1999): Geological overview of the „Juvavic“ Realm. - (In: MANDL, G.W.: Foreggs '99 Vienna, 150 Years Geological Survey of Austria; Fieldtrip guide Vienna - Dachstein - Hallstatt - Salzkammergut (Unesco World Heritage Area), Berichte Geol. B.-A., **49**: 78-86, Wien.
- MANDL, G.W. (2000): The Alpine sector of the Tethyan shelf - Examples of Triassic to Jurassic sedimentation and deformation from the Northern Calcareous Alps. - Mitt. Österr. Geol. Ges., **92** (1999): 61-77, Wien.
- MATZNER, C. (1986): Die Zlambachschichten (Rhät) in den Nördlichen Kalkalpen: Eine Plattform-Hang-Beckenentwicklung mit allochthoner Karbonatsedimentation. - Facies, **14**: 1-104, Erlangen.
- MEDWENITSCH, W. (1963): D III: Halleiner Salzberg (Dürrenberg). - (In: GRILL, R., KOLLMANN, K., KÜPPER, H. & OBERHAUSER, R. (Hrsg.): Exkursionsführer für das Achte Europäische Mikropaläontologische Kolloquium in Österreich), Verh. Geol. B.-A., Sonderheft **F**: 67-81, Wien.
- MEDWENITSCH, W. (1957): Die Geologie der Salzlagerstätten Bad Ischl und Alt Aussee (Salzkammergut). - Mitt. Geol. Ges. Wien, **50**: 134-199, Wien.
- MISSONI, S. & GAWLICK, H.-J. (2000): Analysis of mass-flow deposits in Late Jurassic cherty sediments on top of the Steirernes Meer - implications for a polyphase genesis of the Radiolarite Basins in the Northern Calcareous Alps. - Terra Nostra, Schriften der Alfred-Wegener-Stiftung, **2000/1**: 77, Wien.
- MISSONI, S., SCHLAGINTWEIT, F., DIERSCHKE, V. & GAWLICK, H.-J. (2000): Alter, Fazies und Komponentenbestand der polymikten Brekzienkörper in oberjurassischen Kieselsedimenten im Bereich des Königssees (Sillenköpfe, Abwärtsgraben, Funtensee) und deren Bedeutung für die Rekonstruktion der oberjurassischen Tektonik in den Nördlichen Kalkalpen (Berchtesgadener Land, Deutschland). - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **43**: 92-94, Wien.
- MISSONI, S., SCHLAGINTWEIT, F., SUZUKI, H. & GAWLICK, H.-J. (2001): Die oberjurassische Karbonatplattformentwicklung im Bereich der Berchtesgadener Kalkalpen (Deutschland) - eine Rekonstruktion auf der Basis von Untersuchungen polymikter Brekzienkörper in pelagischen Kieselsedimenten (Sillenkopf-Formation). - Zbl. Geol. Paläont., **2000**, Heft 1/2: 117-143, Stuttgart.
- MISSONI, S., STEIGER, T. & GAWLICK, H.-J. (2001): Das Gschirrkopffenster in den Berchtesgadener Kalkalpen (Deutschland) und seine Interpretation: Neuergebnisse auf der Basis von stratigraphischen und faziellen Untersuchungen. - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **45**: 89-110, Wien.
- NEUMAYR, M. (1879): Zur Kenntnis der Fauna des untersten Lias in den Nordalpen. - Abh. k. k. Reichsanstalt **7**, Heft 5: 1-48, Wien.
- PESAGNO, E.A., JR. & BLOME, C.D. (1980): Upper Triassic and Jurassic Pantanelliinae from California, Oregon and British Columbia. - Micropaleont., **26**: 225-273, New York.
- PESAGNO, E.A., JR. & POISSON, A. (1981): Lower Jurassic radiolaria from the Gümüslü allochthon of southwestern Turkey (Taurides Occidentales). - Bull. Mineral Research and Exploration Institute of Turkey, **92**: 47-69, 2 Figs., 1 Tab., 14 Pls., Ankara.
- PESAGNO, E.A., JR. & WHALEN, P.A. (1982): Lower and Middle Jurassic radiolaria (multicyrtid Nassellariina) from California, east-central Oregon and the Queen Charlotte Islands, B.C. - Micropaleont., **28**: 111-169, New York.
- PESAGNO, E.A., JR. & YANG, Q. (1989): Systematic Paleontology. - (In: PESAGNO, E.A., JR., SIX, M.W. & YANG, Q. (Eds.): The Xiphostylidae Haeckel and Parvivaccidae, n. fam., (Radiolaria) from the North American Jurassic), Micropaleont., **35**, New York.
- PICHLER, H. (1954): Geologische Karte des Gebietes zwischen Schellenberg und dem Roßfeld. 1:25000. - Beih. Geol. Jb., **48**: 129-204, Hannover.
- PISTOTNIK, V. (1972): Zur Mikrofazies und Paläogeographie der Zlambachschichten (Ober Nor - ?Unter Lias) im Raume Bad Goisern - Bad Aussee (Nördliche Kalkalpen). - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **21/1**: 279-288, Wien.
- PLÖCHINGER, B. (1953): Der Bau der südlichen Osterhorngruppe und die Tithon-Neokomtransgression. - Jb. Geol. B.-A., **XCVI**: 357-372, Wien.
- PLÖCHINGER, B. (1983): Salzburger Kalkalpen. - Sammlung geol. Führer, **73**: 1-144, Stuttgart.
- PLÖCHINGER, B. (1987): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50000, 94 HALLEIN. - Geol. B.-A. 1987, Wien.
- PLÖCHINGER, B. (1996): Das Halleiner Salinargebiet (Salzburg) im Geotopenschutz-Projekt. - Jb. Geol. B.-A., **139**: 497-504, Wien.
- PREY, S. (1969): Geologische Karte der Umgebung der Stadt Salzburg 1:50000. - Geol. B.-A. 1969, Wien.
- RAKÚS, M. (1999): Lower Liassic (Hettangian) Ammonites from Zlambach Graben near Bad Goisern, Upper Austria. - Abh. Geol. B.-A., **56/2**: 329-341, Wien.
- RÜST, D. (1898): Neue Beiträge zur Kenntnis der fossilen Radiolarien aus Gesteinen des Jura und der Kreide. - Palaeontographica, Abt. A, **45**: 1-67, Stuttgart.
- SCHLAGER, W. & SCHÖLLNERBERGER, W. (1974): Das Prinzip stratigraphischer Wenden in der Schichtfolge der Nördlichen Kalkalpen. - Mitt. geol. Ges. Wien, **66/67**: 165-193, Wien.
- SUZUKI, H. (1995): Frühjurassische Radiolarienfauna aus dem

- mesozoischen akkretierten Komplex von Ost-Shikoku, Südwest-japan. - N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **198**: 275-296, Stuttgart.
- SUZUKI, H., MISSONI, S. & GAWLICK, H.-J. (2000): Radiolarien aus unterliassischen Beckensedimenten der Hallstätter Zone aus polymikten oberjurassischen Brekzienkörpern der Torrener-Joch-Zone (Nördliche Kalkalpen, Berchtesgadener Land, Deutschland). - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **43**: 130-132, Wien.
- SUZUKI, H., PRINZ-GRIMM, P. & SCHMIDT-EFFING, R. (in Vorb.): Radiolarien aus dem Sinemurium von Nordperu. - Paläontologische Zeitschrift, Stuttgart.
- TAN, S.H. (1927): Over de samenstelling en het ontstaan van krijt- en mergelgesteenten van de Molukken. - Jb. van het mijnwezen in Nederlands-Indie, **55**: 5-165, Batavia (Djakarta).
- TAKEMURA, A. (1986): Classification of Jurassic Nassellarians (Radiolaria). - Palaeontographica Abt.A, **195**: 29-74, Pls. 1-12, Stuttgart.
- TOLLMANN, A. (1976): Der Bau der Nördlichen Kalkalpen. - 1-449, (Deuticke) Wien.
- TOLLMANN, A. (1985): Geologie von Österreich, Band 2. - 1-710, (Deuticke) Wien.
- WEGENER, E., SUZUKI, H. & GAWLICK, H.-J. (1999): Stratigraphische Einstufung von Radiolarienfaunen aus Kieselsteinen im Bereich der Hallstätter Zone westlich von Hallstatt (Callovium – Oxfordium, Nördliche Kalkalpen). - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **42**: 93-108, Wien.
- WEGENER, E., SUZUKI, H. & GAWLICK, H.-J. (2001): Zur stratigraphischen Einstufung von Kieselsteinen im Bereich des Sandling (Nördliche Kalkalpen, Callovium-Oxfordium). - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **45**: 67-87, Wien.
- WHALEN, P.A. & CARTER, E.S. (1998): Teil II. Systematic Paleontology. - (In: CARTER, E.S., WHALEN, P.A. & GUÉX, J. (Eds.): Biochronology and paleontology of Lower Jurassic (Hettangian and Sinemurian) radiolarians, Queen Charlotte Islands, British Columbia), Geol. Survey of Canada, Bulletin, **496**: 1-86, Pls. 1-27, Ottawa, Calgary, Vancouver.
- YAO, A. (1982): Middle Triassic to Early Jurassic radiolarians from the Inuyama area, central Japan. - Jour. Geosci., Osaka City Univ., **25**: 53-71, Osaka.
- YEH, K.-Y. (1987): Taxonomic studies of Lower Jurassic radiolaria from east-central Oregon. - Natural Museum of Natural Science, Spec. Pub., **2**: 1-169, Taichung.
- ZAPFE, H. (1967): Beiträge zur Paläontologie der nordalpinen Riffe. Die Fauna der Zlambach-Mergel der Fischerwiese bei Aussee, Steiermark (exkl. Coelenterata und Mikrofossilien). - Ann. Naturhist. Mus. Wien, **71**: 413-480, Wien.





# Fair-Weather versus Storm Influence on Upper Neogene Delta Systems, South Carpathians Foredeep, Romania

Sedimentationsbedingungen unter Berücksichtigung von Sturmereignissen an Deltasystemen im oberen Neogen der Südkarpatischen Vorsenke, Rumänien

by

Christian DERER & Nicolae ANASTASIU

with 10 Figures and 1 Table

Keywords:

*Dacic Basin*

*Delta*

*fair-weather sedimentation*

*storm sedimentation*

Addresses of the authors:

CHRISTIAN DERER  
Geological Institute  
University of Bonn  
Nussallee 8  
53115 Bonn  
Germany  
Fax.: +49-228-73 9037.  
E-mail: cderer@uni-bonn.de

NICOLAE ANASTASIU  
Faculty of Geology and Geophysics  
University of Bucharest  
N. Balcescu 1  
70111-Bucharest  
Romania  
E-mail: nanastas@fx.ro

Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.

45

S. 57-66

Wien 2001

**Contents**

Abstract/Kurzfassung.....58  
 1. Introduction.....58  
 2. Facies descriptions.....59  
 3. Facies successions.....61  
     3.1. Facies succession 1: Wave influenced delta.....61  
     3.2. Facies succession 2: Storm influenced delta.....63  
     3.3. Facies succession 3: Interdistributary bay.....64  
 4. Depositional systems: discussion.....65  
 Acknowledgements.....66  
 References.....66

**Abstract**

Three vertical profiles of Dacian age (late Neogene) from the South Carpathians foredeep (Romania) were investigated in detail from sedimentologic point of view. Fifteen facies types were distinguished on the basis of grain size and primary sedimentary structures. They reflect depositional conditions ranging from low to high energy. Three distinct facies successions were recognized and attributed to depositional environments: wave influenced delta, storm influenced delta and interdistributary bay. The first two successions are both characterized by an overall coarsening and shallowing upward trend, starting with prodelta muds and ending with high energy distributary mouth bar sands. The difference between the two successions is marked by the processes being active at the delta front/shoreface. The first succession was mainly influenced by fair weather, the second was dominated by storms. The interdistributary bay represents a shallow water and low energy environment, where the background sedimentation is interrupted by catastrophic events (channel crevassing, storms). The facies successions reveal an upward increase of fluvial influence and a basinward progradation of the deltas. Even though, the environments can be characterized as wave (storm) influenced deltas. Thus the delta morphology may have fluctuated between cusplate and slightly lobate.

**Kurzfassung**

Die vorliegende Arbeit beschreibt die sedimentologische Untersuchung dreier vertikaler Profile in Ablagerungen des Dacicum (oberes Neogen) aus der Süd-Karpatischen Vorsenke Rumäniens. Auf Grund von Korngrößen und sedimentären Gefügen wurden fünfzehn Fazies unterschieden die von unterschiedlichen Ablagerungsenergien abhängig sind. Es wurden drei Faziesassoziationen rekonstruiert, die folgende Faziesräume darstellen: wellenbeeinflusstes Delta, sturmbeeinflusstes Delta und Deltabucht. In den ersten zwei Assoziationen ist ein gradueller Übergang von prodeltaischen Tonen zu groben Ablagerungen der Mündungsbarren zu beobachten. Der Unterschied zwischen den beiden besteht in den Ablagerungsprozessen, die die Deltafront/Vorstrand-Zone beherrschen: Schönwetter-, beziehungsweise Sturmbedingungen. Die Deltabucht ist von niederenergetischer Flachwassersedimentation charakterisiert, die

von katastrophischen Ereignissen unterbrochen wurde (Stürme, Hochwasser). Die Faziesassoziationen dokumentieren eine Progradation der Deltas, die von Wellen und Sturm beeinflusst wurden. Als Folge könnte die Form der deltaischen Körper zwischen lobat und kuspate variiert haben.

**1. Introduction**

In Dacian age (late Neogene) (Tab. 1) deltaic sediments were deposited in the foredeep of the Romanian South Carpathians, in the Dacic Basin, a partially isolated basin of the Central Paratethys (Fig. 1A). The study area is located between the Topolog and Olt river (Fig. 1B). Because the Dacic Basin represented the connection between the Eastern and Central Paratethys, the Upper Neogene deposits of this region have been investigated in various

Ma	Tethys	Paratethys
5	Piacentian	Romanian
	Zanclean	Dacian
10	Messinian	Pontian
	Tortonian	Meotian
	Serravalian	Sarmatian
		Badenian
	Langhian	
20	Burdigalian	
	Aquitanian	
25	Oligocene	Chattian

Tab. 1 Stratigraphic overview of the Upper Neogene of the study area, ages corresponding to local nomenclature for the Outer Romanian Carpathians (MATENCO 1997). Tethys-Paratethys correlation after ROEGL (1996).

Tab. 1: Stratigraphische Übersicht des oberen Neogen des untersuchten Areals, die Alter entsprechen der lokalen Nomenklatur der Externen Rumänischen Karpaten (MATENCO 1997). Tethys-Paratethys Korrelation nach ROEGL (1996).

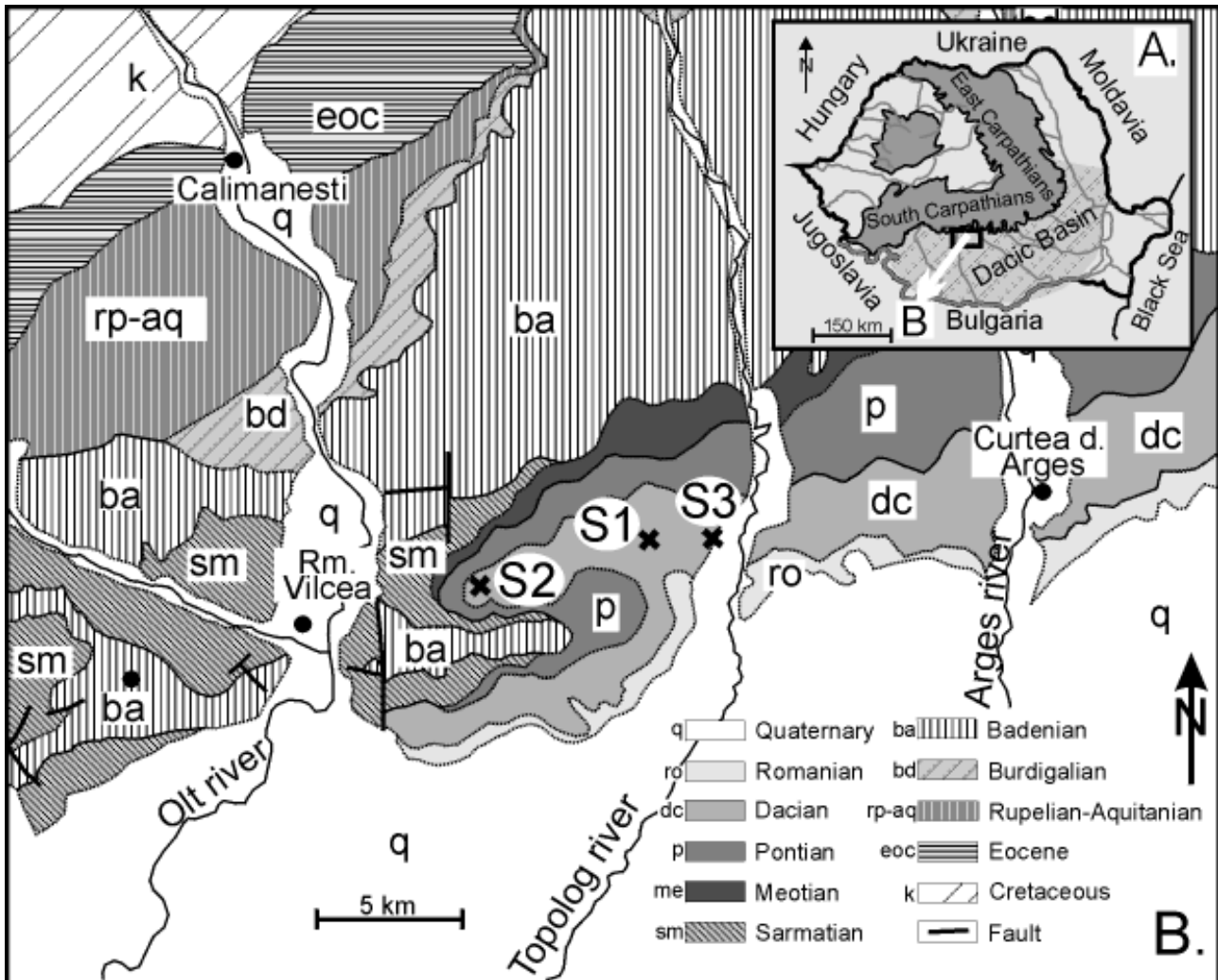


Fig. 1: Location of the study area. S1, S2 and S3 represent the outcrops where the three profiles were investigated.

Abb. 1: Lageübersicht des Studiumgebietes. Die aufgenommenen Profile sind als S1, S2 und S3 markiert.

paleontologic, stratigraphic and paleogeographic studies by other workers (ANDREESCU 1986, ENCIU et al. 1995, GIVULESCU et al. 1995, MARUNTEANU & PAPAANOPOL 1995, PAPAANOPOL et al. 1985). Also some sedimentological work has been carried out by ANASTASIU & IORDACHE (1993), JIPA et al. (1996), JIPA (1997), and recently DERER (1999).

The Dacic Basin was during the Dacian a brackish water basin (with brackish-lacustrine environments) (ANDREESCU 1986, MARINESCU & PAPAANOPOL 1986), which during Romanian age completely changed to fresh water settings (due to isolation and fluvial input). The clastic sediments were derived mainly from the South Carpathians in the North, which at that time suffered an important uplift (MATENCO 1997). Even though smaller source areas are believed to have existed to the South (JIPA 1997).

Mainly unconsolidated sandstones and mudstones are exposed, more to the West also coal deposits can be found. Through the whole section brackish to freshwater molluscs are abundant.

For a better understanding of the various sedimentary environments and their relationships, three vertical profiles were investigated by detailed sedimentologic logging and

sequence analysis. The profiles consist of Dacian deposits, however their exact stratigraphic correlation was not possible. The three sections reflect different depositional environments, which will be discussed in the following.

## 2. Facies descriptions

During field work several facies were distinguished by grain size, shale to sand ratio (their nature of interbedding), and primary sedimentary structures. Using these criteria 15 facies types were identified. They are presented in the order of increasing depositional energy.

**Facies F1. Massive to poorly laminated mud** (thickness 1-100 cm)

Description: Massive or poorly laminated black mudstone, interbedded with almost all other facies.

Interpretation: Subaqueous suspension deposits, low energy. Occurs in most environments, predominates below normal wave base.

**Facies F2. Cross-laminated silty mud** (thickness 10-20cm)

Description: Silty sets of unidirectional cross laminae interbedded with mud. Sometimes the depositional structure is deformed, small folds and balls and pillows are present.  
Interpretation: Predominant low energy environment (below wave base) with mud deposition from suspension, disturbed by low density flows. The deformation may be induced by high pore-water content and/or by the existence of a depositional slope. Occurs only in the prodelta environment.

**Facies F3. Mud and Sand with lenticular bedding** (thickness 5-70 cm)

Description: Sand lenses imbedded in massive mud. The internal structure of the lenses shows either uni- or bidirectional cross-lamination.  
Interpretation: Indicates two energy stages: slack water and higher wave/current energy. The conditions for deposition and preservation of mud dominate.

**Facies F4. Sand-mud with flaser or wavy bedding** (thickness 5-7 cm)

Description: Cross-bedded sand with mud streaks in the troughs and partially on the crests (Fig. 2). The mud is sometimes bioturbated.  
Interpretation: Two energy stages: high wave energy and slack water. Conditions for deposition of sand prevail. Transitions between F3 and F4 are possible.

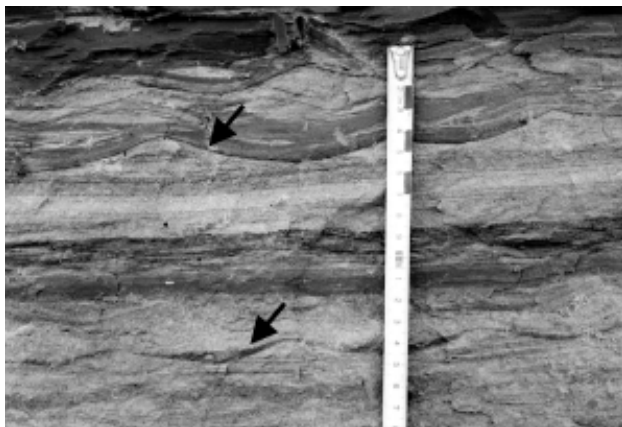


Fig. 2: Facies F7: sand with wave ripples (upper arrow); facies F4: sand and mud with flaser bedding (lower arrow). The scale is divided in cm.

Abb. 2: Fazies F7: Sand mit Wellenrippeln (oberer Pfeil); Fazies F4: Sand und Ton mit Flaserschichtung (unterer Pfeil). Das Messband ist in cm eingeteilt.

**Facies F5. Cross-bedded sand** (thickness 10-100 cm)

Description: Small and medium scale (foreset laminae less than 50 cm long) unidirectional cross-bedding (trough, planar cross-bedding), sometimes the rippled top is preserved.  
Interpretation: Migration and deposition of subaqueous ripples and small dunes from unidirectional currents.

**Facies F6. Sand with climbing ripple cross-lamination**

(thickness 10-20 cm)

Description: Climbing ripple lamination with only the lee side preserved: type 2 in drift lamination (JOPLING & WALKER 1968 fide REINECK & SINGH 1973) (Fig. 3).  
Interpretation: Deposition by currents under conditions of high and continuous sediment supply.

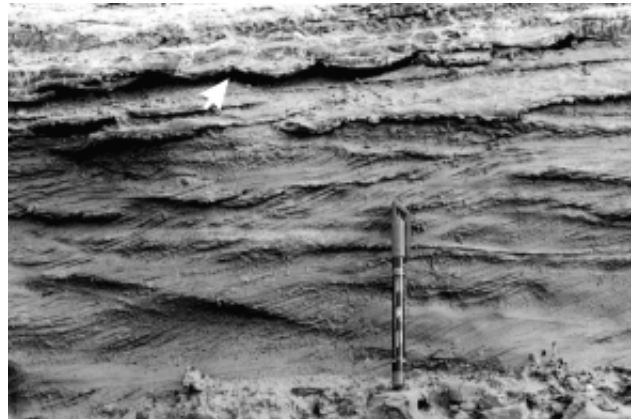


Fig. 3: Facies F6: sand with climbing ripple lamination, the top reworked by waves (arrow). The pencil is 15 cm long.

Abb. 3: Fazies F6: Sand mit „climbing ripple“ Lamination, Top von Wellen aufgearbeitet (Pfeil). Stift ist 15 cm lang.

**Facies F7. Sand with bipolar (wave) ripples** (thickness 3-15 cm)

Description: Ripples with sharp to rounded ripple crests, internal structure shows bidirectional or opposed unidirectional cross-lamination (Fig. 2). Wave length 5-10 cm, ripple height 1-3 cm. Often interbedded with thin mud layers.  
Interpretation: Wave generation in shallow water environment, at and above normal wave base (upper shoreface).

**Facies F8. Horizontally-laminated sand** (thickness 3-30 cm)

Description: Sand with mm-thick horizontal laminae  
Interpretation: Subaqueous deposition from unidirectional currents (upper plane beds) or oscillatory movement.

**Facies F9. Sand with hummocky cross-stratification** (thickness 30-50 cm)

Description: Sets of laminae with convex and concave up curvature. Is part of a more complex tempestite sequence (see further in the text and Fig. 4).  
Interpretation: Storm origin, generated by strong oscillatory dominated combined flow (DUKE et al. 1991). Lower shoreface, below fair weather wave base.

**Facies F10. Massive sand** (thickness 10-100 cm)

Description: Structureless sand, sometimes with pebble-gravel outsized clasts and shell fragments. Plant debris occurs in some cases.  
Interpretation: Rapid deposition from turbulent suspension (e.g. storm event), or sediment gravity flow (MIALL 1996). Layers could have lost their internal structure also due to

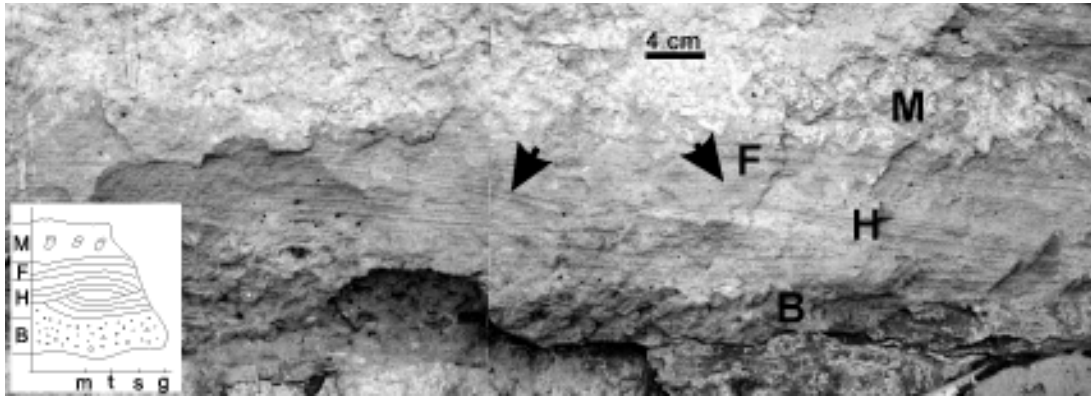


Fig. 4: Tempestite sequence with hummocky cross-stratification compared with the ideal sequence after WALKER et al. (1983). B-base, H-hummocky, F-flat lamination, M-bioturbated sand and mud. Hummocks indicated by arrows.

Abb. 4: Sturmsequenz mit Beulenrippeln. Vergleich mit der idealen Sequenz nach WALKER et al. (1983). B-Basis, H-Beulenrippeln, F-horizontale Lamination, M-Sand und Ton mit Bioturbation. Pfeile zeigen die Beulenrippeln an.

dewatering processes.

**Facies F11. Sand with large scale cross-bedding** (thickness 70-500 cm)

**Description:** Sand with sets of unidirectional laminae (50 cm to several m long). Gravel-sized clasts occur as thin lag deposits, or on bedding lee face. Water escape structures are present.

**Interpretation:** Dune migration and deposition from powerful currents. Occurs only in the distributary mouth bar and distributary channel.

**Facies F12. Cross-stratified gravel** (thickness 5-50 cm)

**Description:** Grain-supported, pebble-gravel sized facies with unidirectional cross bedding. Occurs seldom.

**Interpretation:** Deposition by single powerful events (i.e. during river avulsion).

**Facies F13. Massive, grain-supported gravel** (thickness 20 cm)

**Description:** Structureless, clast-supported pebble to gravel sized facies.

**Interpretation:** It occurs below wave base and might be given by a single powerful current flowing down the delta front (low-strength, pseudoplastic debris flow (MIALL 1996).

**Facies F14. Massive, matrix-supported gravel** (thickness 10-110 cm)

**Description:** Structureless, matrix-supported pebble-gravel, with shell fragments and mud clasts.

**Interpretation:** Storm layers deposited by powerful currents and rapid deposition. Mainly below fair-weather wave base.

**Facies F15. Deformed Sand** (thickness 20-60 cm)

**Description:** Fine to medium-grained sand and subordinated mud, characterized by soft sediment deformations. Primary structure cannot be recognized.

**Interpretation:** Deformation due to high fluid content in sediment pores (due to rapid deposition), sometimes combined with the presence of a depositional slope.

### 3. Facies successions

Facies successions represent units which have a process-oriented significance. They are composed of genetically related facies bounded by major surfaces of nondeposition or erosion. Within a succession the depositional characteristics change gradually, exhibiting a certain pattern (shallowing up, etc.).

Three distinct facies successions were recognized (represented by the three studied profiles respectively, see Fig. 1B): 1. wave influenced delta, 2. storm influenced delta, (the dominant influence process was established within the delta front sediments) and 3. interdistributary bay. The first two successions belong both to marine influenced deltas. They are differentiated by the dominance of fair-weather and storm conditions respectively. In this context is the wave influenced delta mainly under the impact of fair-weather waves. The distinction between facies succession 1. and 2. will be discussed in the following.

Because of the interference between fluvial and receiving basin processes, the equivalence prodelta-offshore, delta front-upper shoreface was considered (BHATTACHARYA & WALKER 1991).

#### 3.1. Facies succession 1 (S1): Wave influenced delta

The succession of a wave influenced delta (Fig. 5) is about 20 m thick and shows a coarsening- and thickening-up trend. From base to top of the section a relative increase in the proportion of sand is observed.

The succession starts with prodelta/offshore mud (facies F1) and cross-laminated silty mud (F2). The deformation structures (balls and pillows and small slumps) certify an instability, probably resulting from the rapid sedimentation of mud and the existence of a palaeo-depositional slope. Towards up in the section, the facies becomes gradually more sandy, passing into F3, but is still dominated by mud. In between the mud dominated facies types several coarser units occur, which are interpreted as of storm deposits generated on the lower shoreface. They are represented by

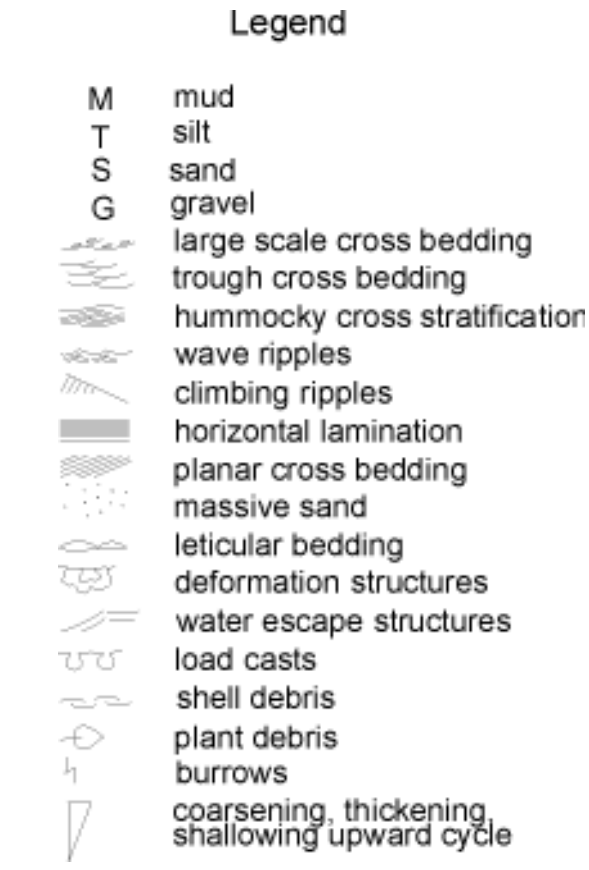
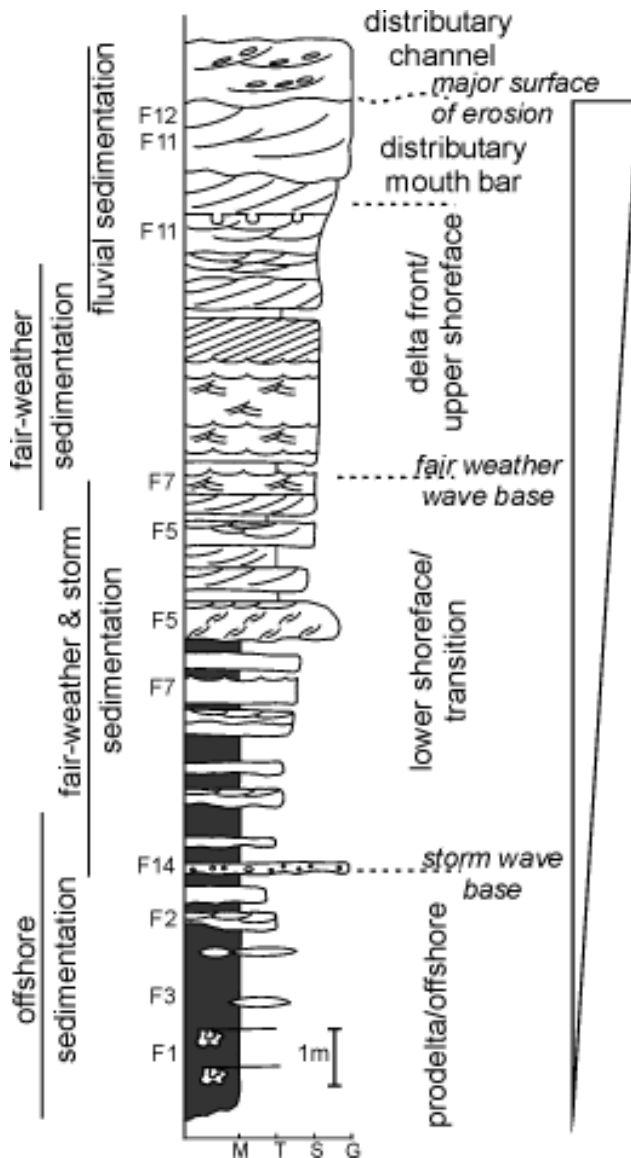


Fig. 6: Legend for Figures 5, 7 and 9.

Abb. 6: Legende zu den Abbildungen 5, 7 und 9.

Fig. 5: Facies succession S1, characteristic for a wave influenced prograding delta. The coarsening upward succession is bounded by a surface of low deposition at the base and by a major surface of erosion at the top. Legend in Fig. 6.

Abb. 5: Faziesassoziation S1, ein progradierendes, wellenbeeinflusstes Delta. Die „coarsening-upward“ Sequenz ist an der Basis von einer Fläche geringer Sedimentation und am Top von einer erosionalen Fläche begrenzt. Legende in Abb. 6.

erosion based facies F13, F14 (structureless grain-, respectively matrix-supported gravel) and F10 (massive sand with shell and plant debris). Beside these more or less single-layer storm deposits, tempestite microsequences were identified. A sequence starts with an erosional base, followed by a massive sand/gravel unit with a high percentage of shell fragments (*Dreysena* sp.), which has wave ripples on its top. Finally, bioturbated cross-laminated silty mud, covers the top. These microsequences (which are up to 15 cm thick) show a fining upward pattern, reflecting the storm erosion,

deposition, and waning. Three of such micro-sequences are present. Nevertheless due to possible amalgamation, it is difficult to point out single storm events.

The occurrence of bimodal ripples (F7) marks the fair weather-wave base and the start of the upper shoreface to deltafront sedimentation. It is dominated by wave motion: approximately 2 m of facies F7, interbedded with thin and often bioturbated mud layers (F1). Transitions to wavy and flaser bedding are present (F4) (Fig. 2). The sandstones gradually pass upward into horizontally-laminated and cross bedded units (F8, F11 respectively), being interpreted as upper shoreface to foreshore deposits. Also massive sandstones (F10) and loading structures are present in this part of the section. These features might result from higher sediment input into the basin during river avulsion.

At the top of the upper shoreface section an important erosional surface occurs which is overlain by several meters of large scale cross-bedded sands (facies F11) with rip-up mudstone clasts. These sands represent probably the fluvial distributary, or its mouth bar prograding basinward.

**Conclusion:** Facies succession 1 appears as a shallowing upward sequence, which represents the progradation of the wave-influenced deltaic shoreline. From base to top of the section a proximal to distal trend can be observed: from prodelta/offshore muds to upper shoreface/delta front sands and finally to distributary-mouth bar deposits. This sequence also reflect the change in energy acting on the sediment.

Parallel to shoreline progradation (i.e. towards up in the succession, facies becomes more proximal) the lacustrine processes are gradually replaced by the fluvial processes. Even though, the delta front/shoreface deposits were clearly affected by normal weather waves which were capable of reworking the fluvial sediment input. Therefore, facies

succession 1 is interpreted to result from a wave-influenced delta where sedimentation mainly took place under fair weather conditions.

### 3.2. Facies succession 2 (S2): Storm influenced delta

The facies succession of a storm influenced delta (Fig. 7) measures about 30 m in thickness and exhibits, similar to facies succession 1, an overall coarsening- and thickening upward pattern. Even though several small-scaled fining up sequences (< 1m) are present throughout the section. Compared to the other facies successions, the coarser grain size prevails (highest sand to mud ratio).

The lower part of the section (about 20 m) is dominated by sediments which are interpreted as storm deposits. Several types of tempestites are identified. Type 1 tempestite is represented by single or amalgamated massive, matrix-supported pebbles (facies F14) with a high amount of disarticulated shells and shell fragments. Sometimes the lower part of the layers show normal grading. The geometry of this type varies from sheet to scour-fill. Type 2 tempestites starts with an erosional base which is overlain by a basal shell lag or rip-up mud clasts, low angle cross-bedding, small scale trough cross-bedding and sometimes at the top fine sand with deformation structures. Type 3. tempestite is a fining upward micro-sequence, containing hummocky cross-stratification: the erosional base is overlain by a basal lag of pebbles, followed by hummocky cross-stratification and flat to slight undulatory lamination. At the top bioturbated sand or mud occurs. Type 2 and 3 appear complete or with missing members. The most complete type 3 tempestite is similar to the ideal sequence described by WALKER et al. (1983) (Fig. 4).

Even though three different tempestite types were described, they all exhibit common features: a sharp erosional base (scours, gutters, etc.) and a fining upward pattern. Their deposition took place below normal wave base (lower shoreface) under high energy conditions in a waning storm regime (AIGNER 1982). The background sedimentation (reflected by massive mud, F1 and in mud imbedded sand lenses, F3) is almost completely overprinted by storm conditions. Due to erosion and amalgamation which led to composite beds, it is difficult to resolve single storm events. Towards the top of the facies succession 2, cross-bedded sand (facies F5) becomes dominant, sometimes interbedded with mud. Some of the sandy units represent costal bars, as

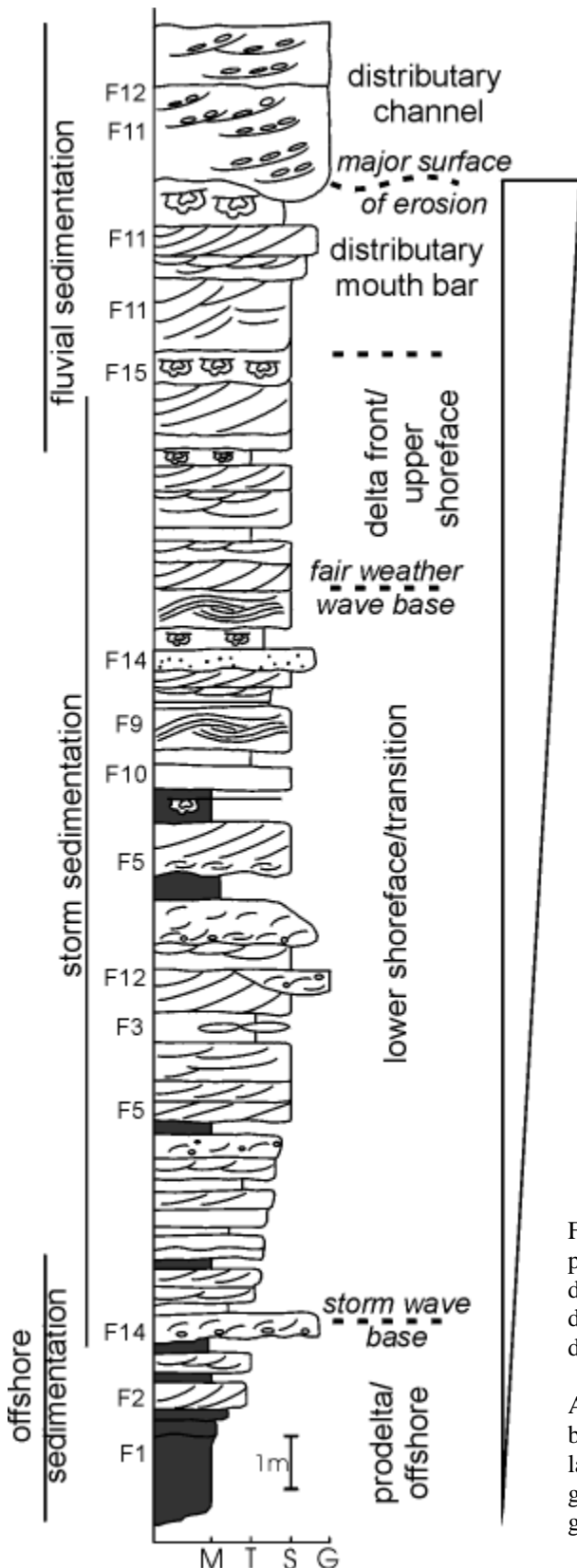


Fig. 7: Facies succession S2, characteristic for a storm influenced prograding delta. The succession contains a high amount of storm deposits. It is capped by a surface of erosion, followed by distributary channels and underlain by a surface of reduced deposition. Legend in Fig. 6.

Abb. 7: Faziesassoziation S2, ein progradierendes, sturmbeeinflusstes Delta. Enthält einen hohen Anteil an Sturmablagungen. Die Assoziation ist von einer Erosionsfläche gekappt, gefolgt von Mündungsrinnen. An der Basis ist sie von einer Fläche geringer Sedimentation begrenzt. Legende in Abb. 6.

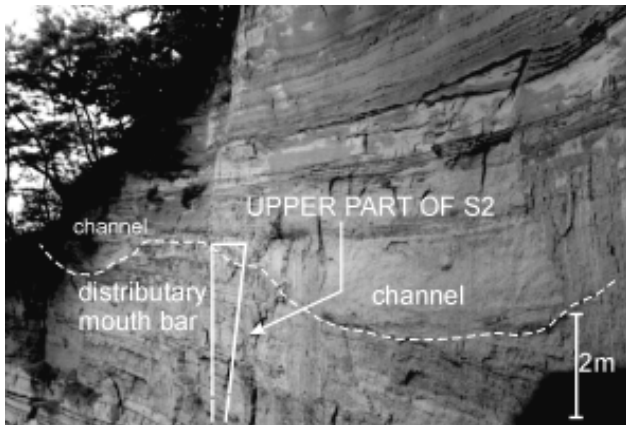


Fig. 8: Picture representing the upper part of facies succession S2 (Fig. 6). The incised channels underlain by the surface of erosion are visible.

Abb. 8: Der obere Teil der Faziesassoziation S2 (Abb. 6). Die erosionale Oberfläche und die Mündungsrinnen sind sichtbar.

they exhibit erosive base and lens-shaped geometries, their tops sometimes are reworked by waves. Parallel to the increase in grain size and to the individual bed thickness, a higher frequency of deformation and water escape structures (F15) is observed. The top of the section is marked by channel incision (channel filled with facies F11). This upper part was interpreted as being deposited on the upper shoreface/deltafront where a distributary mouth bar is developed. The channels erode the top of the mouth bar and probably represent the subaqueous parts of the distributaries which are part of the progradation (READING & COLLISON 1998) (Fig. 8). Due to bad outcrops no information from above or the lateral part of the channels is available. **Conclusion:** Facies succession 2 may be interpreted in its lower part as a prograding storm-dominated shoreface. It starts with offshore muds which are invaded by coarser storm deposits. Several lens-shaped bodies (up to 1m thick) with cross-bedded sand occur, which were interpreted as litoral bars. The environment shallows up until river influence occurs and becomes dominant in the upper shoreface/delta front (the high frequency of facies F15 shows an increased sediment input). The entire S2 is a shallowing upward sequence, where storm conditions influence the sedimentation.

### 3.3. Facies succession 3 (S3): Interdistributary bay

Facies succession 3 (Fig. 9) is up to 8 m thick, no overall pattern could be recognized, though small scale fining upward sequences are present. No particular bounding surfaces were found, because of limited outcrop. The facies succession was defined based on its particular facies assemblage.

Compared to the facies successions 1 and 2, S3 is mostly governed by fine-grained material. The background sedimentation is reflected by facies F7 (fine-grained sand with

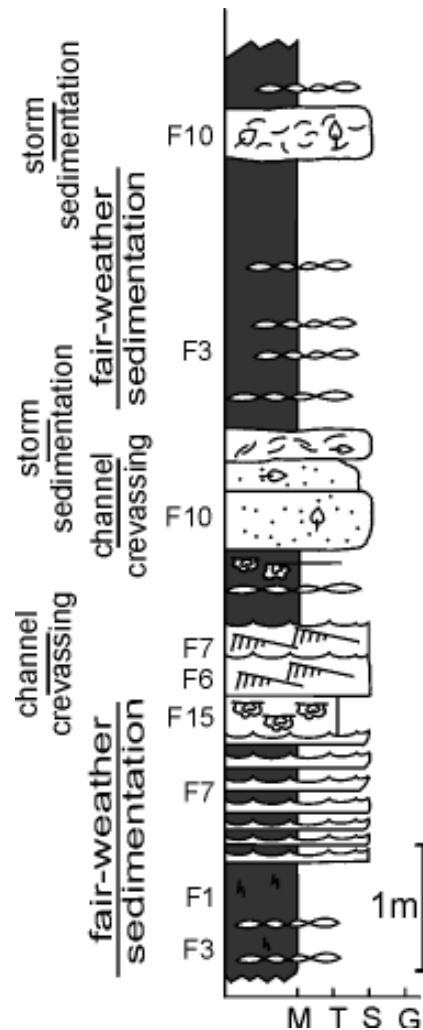


Fig. 9: Facies succession S3: representing deposits of an interdistributary bay. Background sedimentation is interrupted by storms and channel crevassing. Legend in Fig. 6.

Abb. 9: Faziesassoziation S3: Ablagerungen einer Deltabucht. Die Grundsedimentation ist von Stürmen und Uferwalldurchbrüchen unterbrochen. Legende in Abb. 6.

wave ripples), which is interbedded with massive mud (F1) and also by F3 (mud-sand with lenticular bedding), which becomes more frequent towards the top. This mainly fine-grained nature of the section is interrupted by coarser facies (F6, F10, the latter without and with shell debris). These were interpreted as crevasse channels, splays, or storm deposits respectively. The coarser units exhibit small fining upward trends and usually induce deformation structures in the subjacent layers.

**Conclusion:** The high mud and silt content together with the above described observations led to the interpretation that S3 represents as a shallow water environment with relatively low energy. Thus, sedimentation was disturbed by more powerful events as crevassing of the delta distributaries (generating facies F6, F10) and storms (generating F10 with shell and plant debris). It probably represents an area nearby yet outside the direct influence of the active distributaries.



#### 4. Depositional systems: discussion

The coarsening and shallowing upward sequences presented above (S1, S2), reveal a basinward progradation of the shoreline. This shoreline is influenced by two major processes: fluvial discharge and basinal influence (fair-weather wave action and storm activity). Tidal activity was not encountered.

The fluvial influence on the facies successions S1 and S2 seems to have been more or less equal. The process which differs them, is the proportion of fair- to storm-weather sedimentation. In both successions the river discharge must have been considerable (documented by the thickness and grain size of the deltaic sediments and by the abundant deformation structures) but affected by fluctuations, that are indicated by the alternation of coarse- and fine-grained deposits.

In S1 wave power is documented by its typical sedimentary structures (facies F7); it marks the upper shoreface. Here sediment reworking by normal waves keeps pace with fluvial input and storm erosion and deposition.

Otherwise in S2, storm sedimentation completely dominates the shoreface, until the fluvial influence becomes more important. The relatively humble presence of fair weather waves could be explained by the domination of storm and fluvial influence. Thus, a direct change from tempestite to fluvial sedimentation took place.

The fair-weather, respectively storm influence on successions S1 and S2 may have an possible explanation in their location on the palaeocoast. Whereas facies succession S1 laid relatively isolated, was succession S2 positioned on an exposed part of the shoreline where storm

conditions were dominant.

In the interdistributary bay sedimentation is characterized by medium to low lacustrine energy, interrupted by catastrophic events of fluvial and basinal nature (channel crevassing, respectively storms).

The morphological characterization of a delta can be derived from the ratio between fluvial and lacustrine (normal waves and storms) influence. The depositional systems in S1 and S2 show a clear increase upward of fluvial dominance. This means that the reworking capability of the lacustrine processes, relatively decreased in time due to a progressive progradation of the fluvial systems. This relationship also dictates the inferred delta shape: the studied Dacian deltas may have fluctuated between cusate and a slightly lobate geometry (COLEMAN & WRIGHT 1975 fide BHATTACHARYA & WALKER 1992).

Even though the three successions probably belong to different stratigraphic positions within the Dacian, they may represent lateral equivalents on an ideal section parallel to the palaeocoast (Fig. 10). The distributary channels represent the axis of sediment deposition, whereas their absence represent a lateral position. In this sense facies succession S1 was located not far from a distributary channel, in an area influenced by fair weather conditions. Succession S2 was also close to a distributary, but in an exposed area of the coast where storm energy played an important role. Otherwise succession S3 was more isolated, outside the direct influence of the distributary.

In agreement with ANASTASIU & IORDACHE (1993) the presented examples show, that the studied Dacian deposits cannot be regarded as a single depositional system. Several stacked environments are present which reflect different

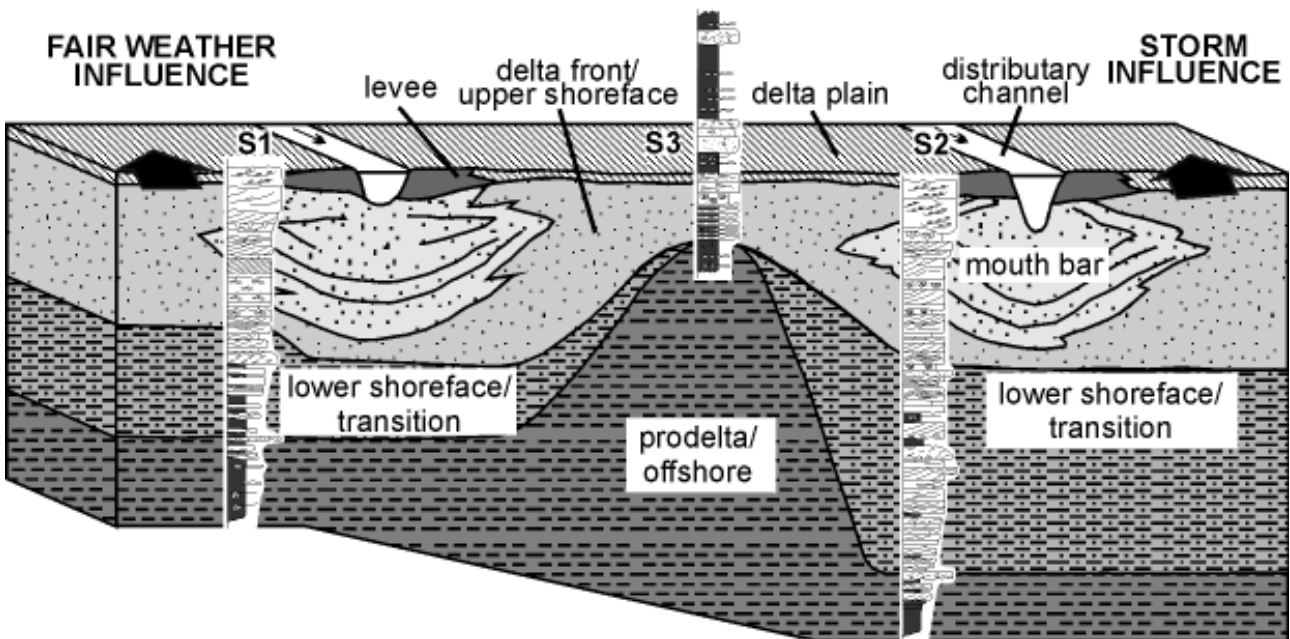


Fig. 10: The facies successions S1, S2 and S3 are arranged into a possible scheme. Succession S2 is the most exposed one, leading to a dominance of storm conditions. The distributary channels indicate the axis of sediment deposition within a delta.

Abb. 10: Faziesassoziationen S1, S2 und S3 in einem möglichen Modell eingeordnet. Assoziation S2 ist am meisten den Sturmbedingungen ausgesetzt. Die Flussrinnen zeigen die axiale Sedimentablagerung innerhalb eines Deltas an.

types of processes (offshore, two types of a delta, interdistributary bay). However, as shown above, the general trend is an upward increase of fluvial influence.

In accordance with paleogeographic data (PAPAIAPOPOL 1985, JIPA 1997) these environments are part of a series of relatively small deltaic bodies and their basinal correspondents that prograded into the Dacic Basin. Similar facies types and sequences are present in synchronous deposits of the outer margin of the Carpathians bending area, in the Southeast (VLAD 1997, also personal observations). Their drainage area was situated not far to the North in the Carpathians.

### Acknowledgements

The authors would like to thank Prof. Dr. A. Schäfer, Dr. P. Süß and Dipl.-Geol. F. Eichhorst for critically reading the manuscript.

### References

- AIGNER, T. (1982): Calcareous Tempestites: Storm-dominated Stratification in Upper Muschelkalk Limestones. - (In: EINSELE, G. & SEILACHER, A. (Hrsg), *Cyclic and Event Stratification*), 180-198, Springer-Verlag, Berlin.
- ANASTASIU, N. & IORDACHE, L. (1993): Faciesurile depozitionale ale Neogenului Superior dintre vaiile Topolog si Olt (Depresiunea Getica). - *Studii si Cercetari de Geologie*, **38**: 41-56, Bucuresti.
- ANDREESCU, I. (1986): Observations on the Pliocene Coal Formation Conditions from the Dacic Basin with Special Regard on the Coal Complex of Oltenia. - *Dari de Seama ale Institutului de Geologie si Geofizica*, **70-71/4**: 203-218, Bucuresti.
- BHATTACHARYA, J. & WALKER, G. R. (1991): River- und wave-dominated depositional systems of the Upper Cretaceous Dunvegan Formation, northwestern Alberta. - *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, **39/2**: 165-191, Calgary.
- BHATTACHARYA, J. P. & WALKER, R. G. (1992): Deltas. - (In: WALKER, R. G. & JAMES, N. P. (Hrsg), *Facies Models: Response to Sea Level Change*), 157-177. Geological Association of Canada, Gloucester, Ontario.
- DERER, C. (1999): Unitati depozitionale si modele de facies in depozitele pontiene si daciene din Depresiunea Getica, zona Topolog. - Diploma thesis, Universitatea Bucuresti, 1-68, Bucuresti.
- DUKE, W. L., ARNOTT, R. W. C. & CHEEL, R. J. (1991): Shelf sandstones and hummocky cross-stratification: New insight on a stormy debate. - *Geology*, **19**: 625-628, Boulder, Colorado.
- ENCIU, P. et al. (1995): The Evolution of the Climate during Pliocene-Lower Pleistocene in the South of the Dacic Basin. - *Romanian Journal of Stratigraphy*, **76, suppl. 8**: 67, Bucuresti.
- GIVULESCU, R. et al. (1995): L'evolution du climat dans le Neogene du secteur orientale de la Paratethys Centrale. - *Romanian Journal of Stratigraphy*, **76, suppl. 8**: 73, Bucuresti.
- JIPA, D., STRECHIE, C. & PETRACHE, C. C. (1996): Delta front sedimentation in the upper Neogene lacustrine deposits of Tigveni (Dacic Basin, Romania). - *Geo-Eco-Marina*, **1/1996**: 24-30, Bucuresti.
- JIPA, D. (1997): Late Neogene - Quaternary evolution of Dacian Basin (Romania). An analysis of sediment thickness pattern. - *Geo-Eco-marina*, **2/1997**: 127-134, Bucuresti.
- MARINESCU, F. & PAPAIAPOPOL, I. (1986): Formation a charbon du dacien de la Depression Getique (Oltenia). - *Dari de Seama ale Institutului de Geologie si Geofizica*, **72-73/4**: 135-169, Bucuresti.
- MARUNTEANU, M. & PAPAIAPOPOL, I. (1995): The Connection between the Dacic and the Mediterranean Basin based on Calcareous Nannoplankton Assemblages. - *Romanian Journal of Stratigraphy*, **76, suppl. 7**: 169, Bucuresti.
- MATENCO, L. (1997): Tectonic Evolution of the Outer Romanian Carpathians - Constraints from kinematic analysis and flexural modelling. - Ph. D. Thesis, Vrije Universiteit, 1-160, Amsterdam.
- MIALL, A. D. (1996): *The Geology of Fluvial Deposits - Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology*. Springer Verlag, 582, Berlin.
- PAPAIAPOPOL, I. & et al. (1985): Paleogeographie du pontien du Bassin Dacique. Instant sur le developpement du facies charbonneux. - *Dari de Seama ale Institutului de Geologie si Geofizica*, **72-73/4**: 261-275, Bucuresti.
- READING, H. G. & COLLISON, J. D. (1998): Clastic coasts. - (In: READING, H. G. (Hrsg), *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*), 154-228. Blackwell Science, Oxford.
- ROEGL, F. (1996): Stratigraphic correlation of the Paratethys Oligocene and Miocene. - *Mitteilungen der Gesellschaft der Geologie und Bergbaustudenten in Oesterreich*, **41**: 65-75, Wien.
- VLAD, D. (1997): Modele de facies in Molasa Carpatica, cu privire speciala asupra colectoarelor de hidrocarburi. - Ph.D. Thesis, Universitatea Bucuresti, 1-316, Bucuresti.
- WALKER, R. G., DUKE, W. D. & LECKIE, D. A. (1983): Hummocky stratification: Significance of its variable bedding sequences: Discussion. - *Geological Society of America Bulletin*, **94**: 1245-1249, Boulder, Colorado.

# Zur stratigraphischen Einstufung von Kiesersedimenten im Bereich des Sandling (Nördliche Kalkalpen, Callovium-Oxfordium)

## Stratigraphy of cherty sediments in the Sandling area (Northern Calcareous Alps, Callovian-Oxfordian)

Von

Eva WEGERER, Hisashi SUZUKI & Hans-Jürgen GAWLICK

mit 9 Abbildungen  
with 9 figures

Schlüsselwörter:  
*Mittel- bis Ober-Jura*  
*Radiolarit*  
*Radiolarien*  
*Brekzien*  
*Nördliche Kalkalpen*  
*Hallstätter Zone*  
*Stratigraphie und Fazies*  
*Strubberschichten*  
*Oxfordium*

Keywords:  
*Middle to Late Jurassic*  
*Radiolarite*  
*Radiolarians*  
*Mass-flow deposits*  
*Northern Calcareous Alps*  
*Hallstatt Zone*  
*Stratigraphy and Facies*  
*Strubberg Formation*  
*Oxfordian*

Anschriften der Verfasser, addresses of the authors:

EVA WEGERER, HANS-JÜRGEN GAWLICK

Montanuniversität Leoben

Institut für Geowissenschaften: Prospektion und Angewandte Sedimentologie

Peter-Tunner-Straße 5

8700 Leoben

Österreich.

HISASHI SUZUKI

Geotec GmbH

Nishinotoin Sanjosagaru Ryusuicho 71

Nakagyo-ku

Kyoto 604-8242

Japan.

Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.

45

S. 67-87

Wien 2001

## Inhalt

Zusammenfassung, Abstract.....	68
1. Einleitung.....	68
2. Die Lokalitäten.....	70
3. Lithologie, Diagenese, Brekzien und Gleitschollen.....	70
3.1. Lithologie.....	70
3.2. Diagenetische Überprägung und Erhaltung der Radiolarien.....	73
3.3. Brekzien und Gleitschollen.....	73
4. Stratigraphische Einstufung der Radiolarien.....	74
5. Ergebnisse.....	84
Dank.....	86
Literatur.....	86

## Contents

Zusammenfassung, Abstract.....	68
1. Introduction.....	68
2. Localities.....	70
3. Lithology, diagenesis, mass-flow deposits and slides.....	70
3.1. Lithology.....	73
3.2. Diagenesis and preservation of the radiolarians.....	73
3.3. Mass-flow deposits and slides.....	73
4. Stratigraphy of the radiolarians.....	74
5. Results.....	84
Acknowledgements.....	86
References.....	86

## Zusammenfassung

Aus Kieselsedimenten, die Brekzienkörper bzw. Gleitschollen enthalten, der Hallstätter Zone nordöstlich des Sandling konnten Radiolarienfaunen gewonnen werden. Diese ermöglichen eine biostratigraphische Einstufung der hier auftretenden Kieselsedimente in das Callovium bis Unter-Oxfordium. Das Komponentenmaterial der Brekzienkörper besteht meist aus Hallstätter Kalken und Hallstätter Schollen des Hallstätter Salzbergfaziesraumes, untergeordnet auch des Zlambachfaziesraumes (Pötschenschichten). Diese Ergebnisse belegen, daß diese bisher den Allgäuschichten zugeordneten kieseligen Sedimente im Bereich nordöstlich des Sandling zu den Radiolariten der Ruhpoldinger Radiolarit Gruppe, und dabei zu den Strubberg-schichten gestellt werden können, und daß hier die Platznahme der Hallstätter Gesteine im Callovium bis Unter-Oxfordium erfolgte vor Ablagerung des höheren Roten Radiolarites. Der hier auftretende rot-violette Radiolarit konnte biostratigraphisch als (Unter-) Callovium eingestuft werden. Er entspricht damit den Klauskogelbachschichten und kann als eigenständiges Member der Ruhpoldinger Radiolarit Gruppe aufgefaßt werden.

## Abstract

Cherty sediments with mass-flow deposits and slideblocks in the Hallstatt Zone northeast of the Sandling are dated by Radiolarians as Callovian to Lower Oxfordian. The clasts

of the mass-flow deposits consisting of Hallstatt limestones and slides from the Hallstatt Salzberg Facies Zone, and few limestones of the Pötschen Formation from the Zlambach Facies Zone. These data show, that the cherty sediments in the area northeast of the Sandling are, in contrast to former results, not part of the Allgäu Formation, but that they are part of the Ruhpolding Radiolarite Group, especially the Strubberg Formation. The reddish radiolarite of early Callovian in age is the Klauskogelbach member as part of the Ruhpolding radiolarite group.

## 1. Einleitung

Im Bereich der Hallstätter Zone nordöstlich des Sandlings westlich der Blaa Alm (Abb. 1, Abb. 2) treten Kieselsedimente in unterschiedlicher lithofazieller Ausbildung auf. Die bisher meist als kieselige Allgäuschichten (?Sinemurium bis ?Oxfordium) und kalkig-mergelige Allgäuschichten (Sinemurium) kartierten Sedimente (SCHÄFFER 1982, vgl. MANDL 1984) umfassen u. a. Kieselkalke, kieselige Schiefer, kalkige Radiolarite und Mergel. Detaillierte stratigraphische Einstufungen dieser unterschiedlichen kieseligen Sedimente liegen bisher nicht vor.

Polymikte Brekzien mit Hallstätter Komponentenmaterial aus diesem Gebiet wurden von SCHÄFFER (1982) als Grünanger Brekzien (?Pliensbachium bis ?Oxfordium) mit Hallstätter Komponenten kartiert. Einige der hier beschriebenen Brekzienkörper im Fludergraben waren bisher aller-

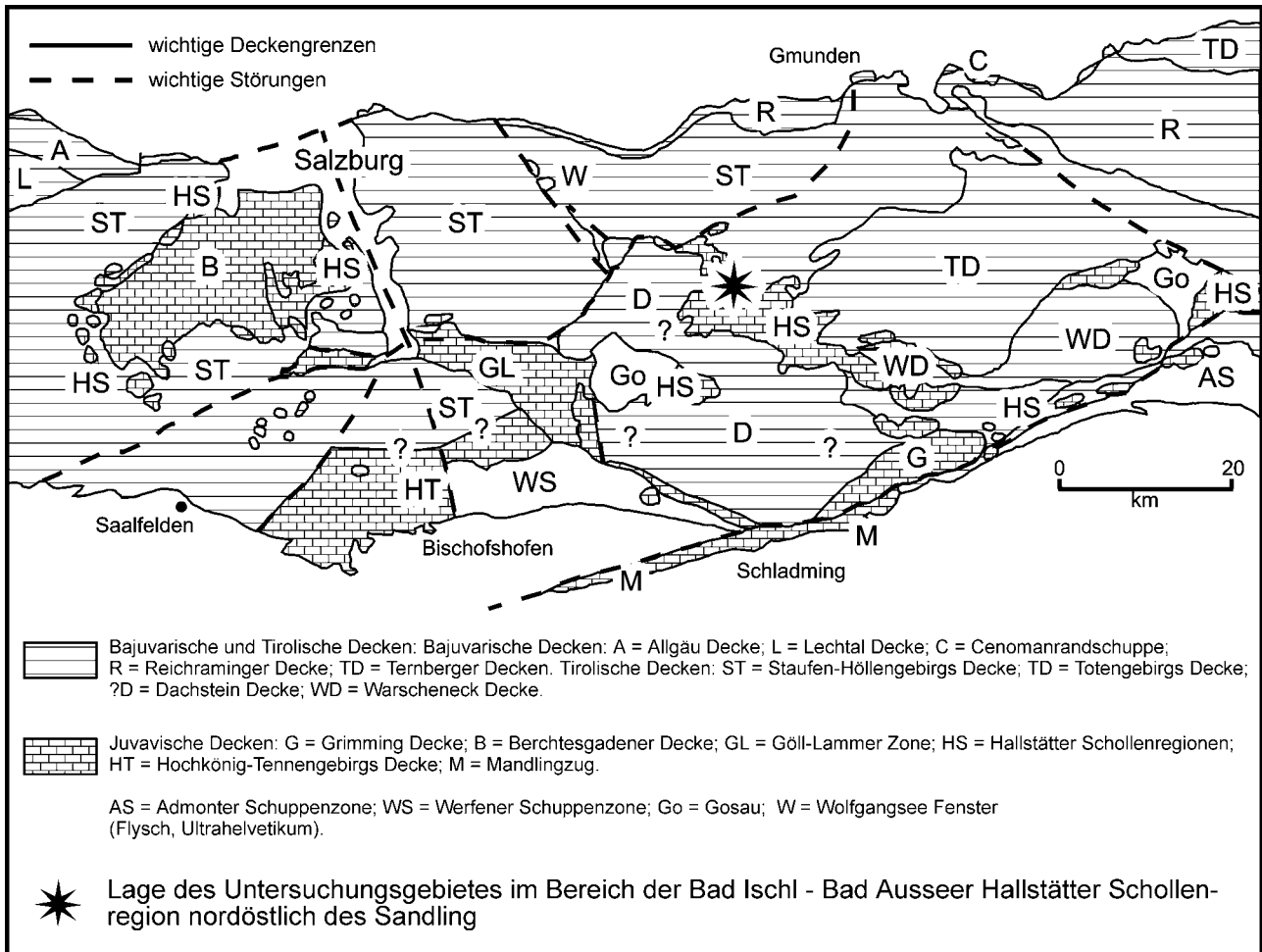


Abb. 1: Tektonische Übersichtskarte des zentralen Mittelabschnittes der Nördlichen Kalkalpen (vereinfacht und verändert nach TOLLMANN 1985, GAWLICK et al. 1994, 1999, GAWLICK 2000) und Lage der untersuchten Lokalitäten im Bereich der Bad Ischl-Bad Ausseer Hallstätter Zone (vgl. MANDL 2000).

Fig. 1: Tectonic units of the central middle part of the Northern Calcareous Alps (simplified and partly modified after TOLLMANN 1985, GAWLICK et al. 1994, 1999, GAWLICK 2000) and investigated localities in the area of the Bad Ischl-Bad Aussee Hallstatt Zone (vgl. MANDL 2000).

dings nicht bekannt. Eine z. T. erfolgte Neuuntersuchung der in diesem Raum bisher bekannten und kartierten Brekzienkörper (vgl. SCHÄFFER 1982: Blatt ÖK 96 BAD ISCHL) zeigt, daß die Komponenten der meisten dieser Brekzienkörper entweder aus Hallstätter Kalken bestehen oder es sich um Gleitschollen aus Hallstätter Kalk handelt. Damit entspricht der Komponentenbestand der hier auftretenden Brekzienkörper weitgehend dem, der von GAWLICK (1996) aus dem höheren Teil der Strubbergschichten im Bereich des Lammer Beckens beschrieben wurde. Um genaue Alterdatierungen der Brekzienschüttungen zu erhalten, wurden im Bereich des Sandling kieselige Sedimente verschiedener Lokalitäten auf Radiolarienfaunen hin untersucht (vgl. Abb. 2). Die biostratigraphische Einstufung mit Radiolarien belegt, daß die Kiesel sedimentation hier zum größten Teil das Callovium bis Unter-Oxfordium umfaßt und daß die Platznahme der Hallstätter Gesteine somit im Ober-Callovium bis Unter-Oxfordium erfolgte.

Diese biostratigraphische Einstufung basiert weitgehend auf

der U.A.-Zonengliederung (= Unitäre Assoziationszonengliederung) von BAUMGARTNER et al. (1995). Die bestimmten Radiolarienfaunen können folgenden U.A.-Zonen zugeordnet werden:

- (Höhere) U.A.-Zone 7 : (Ober-Bathonium) bis Unter-Callovium
- (Höhere) U.A.-Zone 7 bis U.A.-Zone 8: (Ober-Bathonium) bzw. Unter-Callovium bis Unter-Oxfordium
- U.A.-Zone 8: Mittel-Callovium bis Unter-Oxfordium

Auf der Basis dieser Ergebnisse können die meisten der in diesem Raum bisher als Alläuschichten kartierten Folgen dem Radiolarit der Ruhpolding Gruppe und dabei den Strubbergschichten (vgl. GAWLICK 1996, GAWLICK & SUZUKI 1999) der Nördlichen Kalkalpen zugeordnet werden.

Zum genauen geologischen Aufbau der Hallstätter Zone nordöstlich des Sandling siehe u. a. MANDL (1982, 1984,

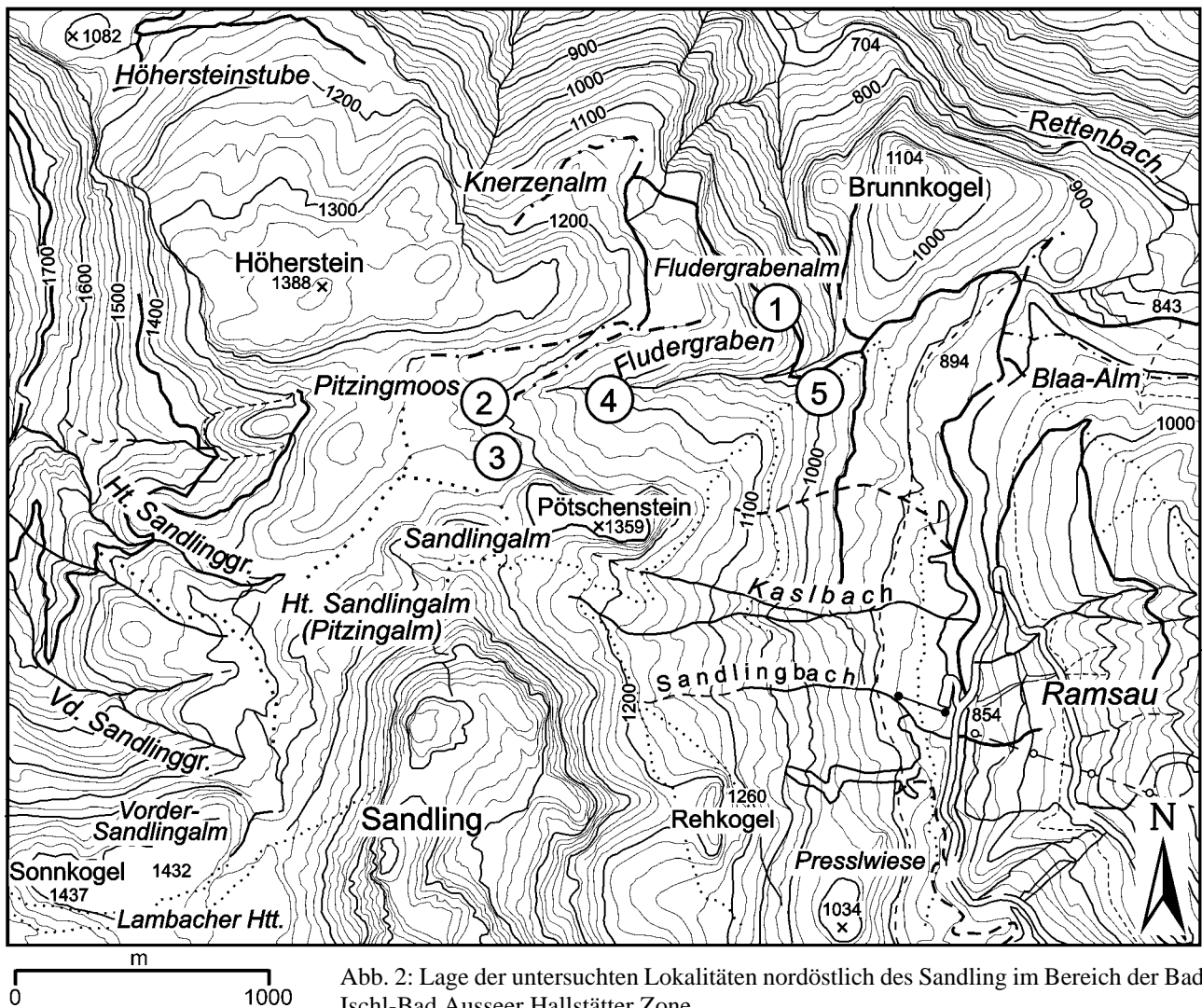


Abb. 2: Lage der untersuchten Lokalitäten nordöstlich des Sandling im Bereich der Bad Ischl-Bad Aussee Hallstätter Zone.

Fig. 2: Investigated localities northeast of the Sandling in the Bad Ischl-Bad Aussee Hallstatt Zone.

2000 – cum lit.), SCHÄFFER (1982) und TOLLMANN (1981, 1985 – cum lit.).

## 2. Die Lokalitäten

Die untersuchten Lokalitäten mit Radiolarienfaunen bzw. Brekzienkörperanalysen liegen alle im Bereich der Hallstätter Zone nordöstlich des Sandlings westlich der Blaa Alm (Abb. 2).

Die untersuchten Lokalitäten sind (vgl. Abb. 2):

1. Forstweg zur Knerzenalm,
2. Fludergraben West (Nord- bzw. Nordostseite des Sandling),
3. Verschiedene Lokalitäten nördlich und östlich des Sandling,
4. Steinbruch an der Knerzenalmstrasse.

## 3. Lithologie, Diagenese, Brekzien und Gleitschollen

### 3.1. Lithologie

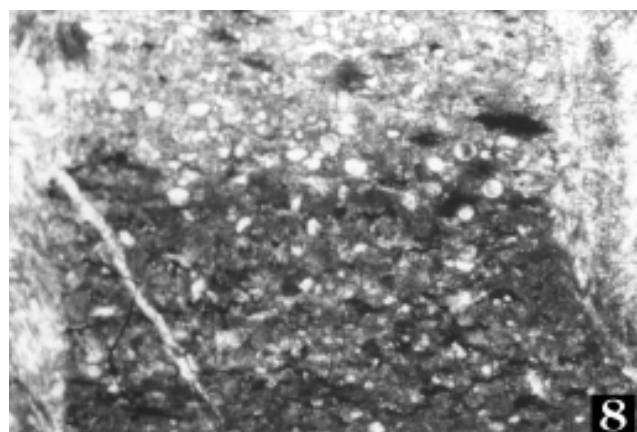
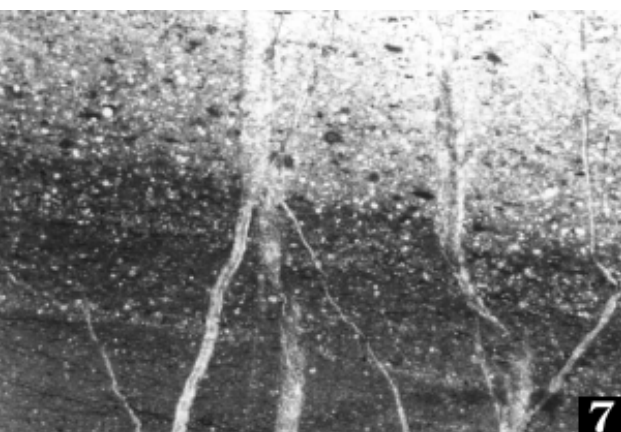
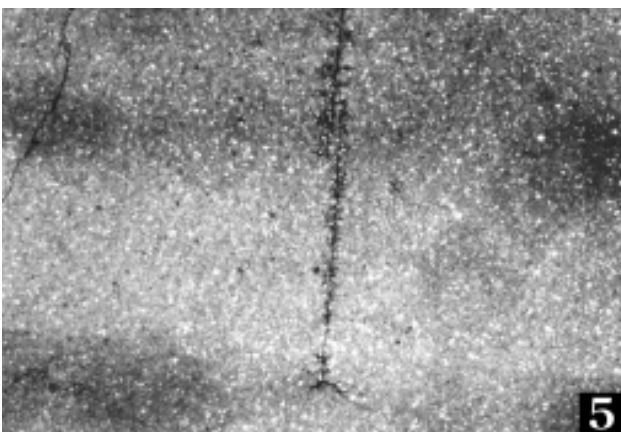
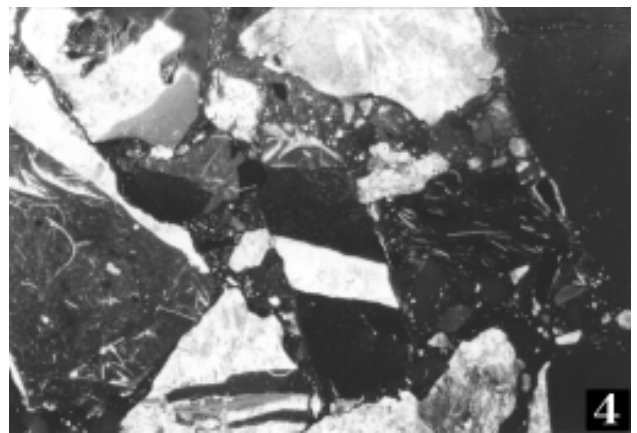
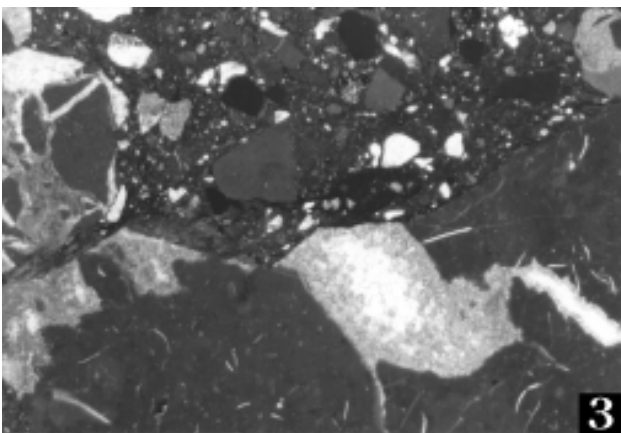
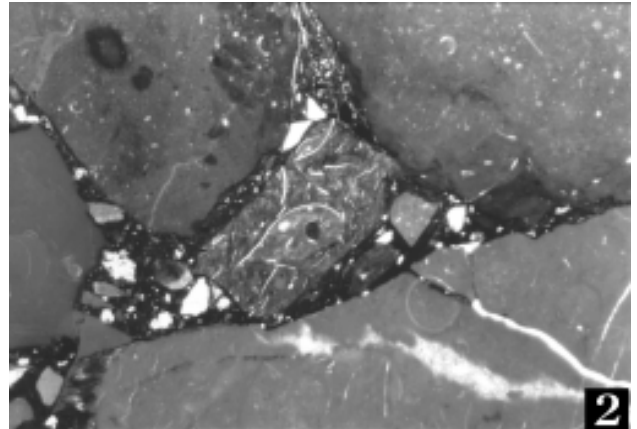
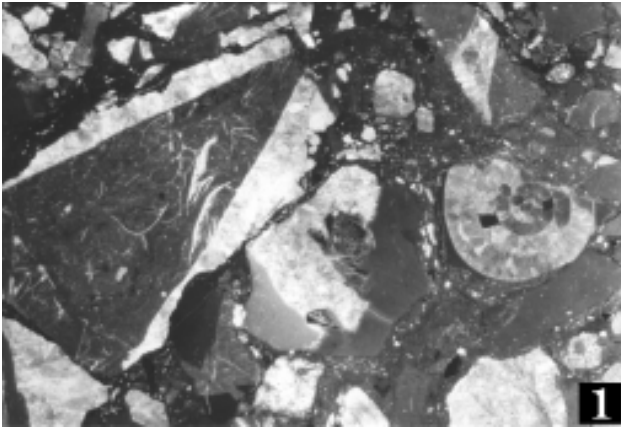
Die Kiesersedimente nördlich, nordöstlich bis östlich des Sandlings bilden eine Abfolge aus dunkelgrauen bis schwarzen Mergeln, Mergelkalken, Kieselkalken und kalkigen Radiolariten (Abb. 3). Meist handelt es sich um dünn- bis dünn gebankte Abfolgen. Nicht geschichtete, textuell homogene Sedimente sind selten. Dabei weisen die Kieselkalke und kalkigen Radiolarite oft wellig-knollige Bankunterseiten auf. Die Radiolarien liegen teils in einem matrixgestützten Gefüge, teils aber auch in einem komponentengestützten Gefüge vor und sind oft in einzelnen, millimetermächtigen Lagen angereichert. Meist sind die Radiolarien kalzitisiert, nur selten liegen sie in kieseliger Erhaltung vor. Die Lithologie entspricht damit weitgehend der, wie sie von GAWLICK (1996) für die Strubbergsschichten und DIERSCHKE (1980) für den unteren, Schwarzen Radiolarit

Abb. 3: Lithofazies der Kiesel-sedimente und Komponenten aus den Brekzienkörpern.

1. Polymikter Brekzienkörper, Komponentenübersicht (Probe EW 256): verschiedene Hallstätter Kalkkomponenten (Massiger Hellkalk, Hangendrotkalk, Hangendgraukalk, rekristallisierte Klasten), komponentengestütztes Gefüge. In der rechten Bildhälfte: Ammonit. Z. T. zeigen die Komponenten eine transportierte Tektonik. Bildbreite: 2,0 cm.
2. Polymikter Brekzienkörper, Komponentenübersicht (Probe EW 256), anderer Ausschnitt: schlecht sortiert, Komponenten des Hangendrotkalk dominieren. Zwischen den Komponenten tritt ein dunkler, fossilfreier Mergel auf. Bildbreite 2,0 cm.
3. Polymikter Brekzienkörper, Komponentenübersicht (Probe EW 256), anderer Ausschnitt: mit resedimentiertem Klast (linke Bildhälfte), die verschiedenen Hallstätter Kalke schwimmen hier z. T. in einer kieselig-mergeligen Matrix, die selten rekristallisierte Radiolarien führt. Bildbreite: 1,2 cm.
4. Polymikter Brekzienkörper, Komponentenübersicht (Probe EW 256), anderer Ausschnitt: verschiedene Hallstätter Kalkkomponenten (Massiger Hellkalk, Hangendrotkalk, Hangendgraukalk, rekristallisierte Klasten), Filamentkalk des Mittel- und Ober-Nor dominieren, komponentengestütztes Gefüge. Z. T. zeigen die Komponenten eine transportierte Tektonik, z. T. sind sie stark rekristallisiert. Bildbreite: 2,0 cm.
5. Kieselkalk (Probe EW 194) des Callovium bis Unter-Oxfordium: die meist kalzitisiert vorliegenden Radiolarien treten z. T. in einem korngestützten und z. T. in einem matrixgestützten Gefüge auf. Bildbreite: 2,0 cm.
6. Laminiertes Kieselkalk und Kieselmergel (Probe EW 191) des Callovium bis Unter-Oxfordium: in den kieseligen Mergeln sind die Radiolarien oft gut erhalten. Bildbreite: 2,0 cm.
7. Laminiertes Kieselkalk und Kieselmergel (Probe EW 238) des Callovium bis Unter-Oxfordium: in den dunkelgrauen, kieseligen Mergeln (dunkel) liegen die Radiolarien meist in Kalziterhaltung (weiße Ringe) vor. Bildbreite: 2,0 cm.
8. Vergrößerung aus 7; Bildbreite 0,5 cm. Deutliche Kalzitisierung der Radiolarien (helle Kreise) ist zu erkennen.

Fig. 3: Lithofacies of the cherty sediments and components from the mass-flow deposits.

1. Mass-flow deposit, components (sample EW 256): Hallstatt limestones (Massiger Hellkalk, Hangendrotkalk, Hangendgraukalk, recrystallized clasts), grain supported. Right side: ammonoid. Components partly with transported tectonics. Size in width: 2,0 cm.
2. Mass-flow deposit, components (sample EW 256): red Hallstatt limestone (Hangendrotkalk) components dominated. Between the components occurs a fossil free black marl. Size in width: 2,0 cm.
3. Mass-flow deposit, components (sample EW 256): with a redimented breccia clast (left), partly mud supported, matrix of cherty marls with few radiolarians. Size in width: 1,2 cm.
4. Mass-flow deposit, components (sample EW 256): various Hallstatt limestones (Massiger Hellkalk, Hangendrotkalk, Hangendgraukalk, recrystallized clasts), dominated by filament limestone of Middle and Upper Norian age, grain supported. Components partly with transported tectonics. Size in width: 2,0 cm.
5. Cherty limestone (sample EW 194) of the Callovian to Lower Oxfordian; radiolarians are mostly preserved as calcite, and occur partly grain and partly matrix supported. Size in width: 2,0 cm.
6. Laminated cherty limestone and marl (sample EW 191) of the Callovian to Lower Oxfordian; in the cherty marls the radiolarians are often well preserved. Size in width: 2,0 cm.
7. Laminated cherty limestone and marl (sample EW 238) of the Callovian to Lower Oxfordian; in the cherty marls the radiolarians occur as calcite (white circles). Size in width: 2,0 cm.
8. Sample EW 238, enlarged (size in width: 0,5 cm). All radiolarians preserved as calcite (white circles).





beschrieben wurde.

Eingelagert in diese Serie sind mehrere Meter mächtige polymikte Brekzienlagen und große, z. T. mehrere 100 m mächtige und km<sup>2</sup> große Gleitschollen. Diese Schichtfolge entspricht in ihrer lithofaziellen Ausbildung weitgehend der, wie sie von GAWLICK (1996, 2000) aus den höheren Strubbergsschichten beschrieben wurde. Im Bereich des Typusgebietes der Strubbergsschichten (Lammertal bzw. Nordrand des Tennengebirges) sind die Brekzien und Gleitschollen aus Hallstätter Kalken des Salzbergfaziesraumes allerdings meist matrixfrei (Ausnahme: Holzwehralmschollenkomplex – vgl. GAWLICK 1996).

### 3.2. Diagenetische Überprägung und Erhaltung der Radiolarien

Die diagenetische bzw. thermische Überprägung der Hallstätter Zone zwischen Bad Ischl und Bad Aussee wurde von GAWLICK et al. (1994, 1999) mit Hilfe der Conodont Colour Alteration Index (CAI) Methode abgeleitet (EPSTEIN et al. 1977, HARRIS et al. 1987) und ist niedrig (CAI-Werte ausschließlich CAI 1.0). Auch alle hier untersuchten Conodontenproben aus dem Bereich nordöstlich des Sandling zeigen einheitliche CAI-Werte von CAI 1.0.

Die Conodonten stammen dabei aus den Brekzienkörpern und Gleitschollen, die in die Kieselsedimente eingelagert sind. Das Probenmaterial wurde ausschließlich mit verdünnter Essigsäure oder Ameisensäure aufbereitet. Die Bestimmung der Conodont Colour Alteration Index-Werte erfolgte auf einer weißen Unterlage im Vergleich zu einem Standard aus den Nördlichen Kalkalpen, der von GAWLICK & KÖNIGSHOF (1993) entwickelt und von GAWLICK et al. (1994) überregional geprüft und verbessert wurde. In diesem Standard der Nördlichen Kalkalpen und auf der Basis der in den Nördlichen Kalkalpen auftretenden Triasconodonten wurden in Anlehnung an KÖNIGSHOF (1992) die Oberflächenstruktur, die Fluoritapatitkristallgröße und die Farbe sowie die unterschiedliche Dicke von Conodontenelementen (z. B. der Gattungen *Gondolella*, *Gladiogondolella*, *Epigondolella*) berücksichtigt.

Der Standard wurde mit verschiedenen paläozoischen Standards aus den Appalachen und dem Rheinischen Schiefergebirge (Standards von A.G. HARRIS - U.S. Geological Survey, Reston, Standards von P. KÖNIGSHOF - Forschungsinstitut Senckenberg, Frankfurt/Main) verglichen und an diesen Standards geeicht (siehe dazu GAWLICK & KÖNIGSHOF 1993; weiteres zur Methode u. a. bei NÖTH 1991 - cum lit., KÖNIGSHOF 1992 - cum lit. und BURNETT et al. 1994).

Die Kieselsedimente unterlagen auf Grund der einheitlichen CAI-Werte von CAI 1.0, die im gesamten Bereich nordöstlich des Sandling auftreten, sehr niedrigen Diagenesebedingungen (~50 bis 80 °C). Die Erhaltung der Radiolarien ist, wenn sie in kieseligem und nicht in kalzitischer Erhaltung vorliegen, auf Grund dieser Diagenesebedingungen meist recht gut (vgl. Abb. 4 bis Abb. 9).

Innerhalb der Mergelkalke, Mergel und kieseligen Mergel liegen die Radiolarien dagegen meist kalzitisiert oder als Steinkern vor. Hier sind sie nicht isolierbar oder unbestimmbar.

### 3.3. Brekzien und Gleitschollen

Im Bereich nordöstlich und östlich des Sandlings sind in den kieseligen Sedimenten Brekzienlagen und Gleitschollen eingeschaltet, die bisher als sogenannte „Grünanger Brekzien“ aus Hallstätter Komponenten kartiert wurden (SCHÄFFER 1982). Das Alter dieser Brekzien wurde dabei mit Sinemurium bis Ober-Jura angegeben. Detaillierte Untersuchungen des Komponentenbestands wurden bisher nicht durchgeführt.

Im Bereich des westlichen **Fludergrabens** treten in den Kieselsedimenten mehrere **Brekzienlagen** auf. Der Komponentenbestand ist polymikt. Die Komponentengröße schwankt zwischen mehreren Millimetern und mehreren Dezimetern. Die Komponentenform ist meist angular, subangular oder angerundet.

Die hier untersuchte mehrere Meter mächtige Brekzienlage (\*4 in Abb. 2) besteht fast ausschließlich aus Hallstätter Kalk Komponenten. Biomikritische Graukalke dominieren, Rotkalkkomponenten sind aber häufig.

Mit Hilfe von Conodonten (und Ammonoideen) konnte eine fast vollständige Schichtfolge vom Karn bis in das höhere Sevat nachgewiesen werden (Probe EW 256): *Misikella hernsteini* (MOSTLER 1967) und *Gondolella steinbergensis* (MOSHER 1968): Sevat 2, *Epigondolella slovakensis* KOZUR 1972: Alaun 3, *Gondolella pseudodiebeli* KOZUR und *Metapolygnatus communisti* HAYASHI 1968: höheres Tuval 3, *Gondolella polygnathiformis* BUDUROV & STEFANOV 1965: Karn. CAI-Wert: 1.0. *Arcestes* sp.: Ober-Trias. (Probe EW 254): *Misikella hernsteini* (MOSTLER 1967) und *Gondolella steinbergensis* (MOSHER 1968): Sevat 2. CAI-Wert: 1.0.

400 m weiter im Osten in der Verlängerung des Grabens treten Brekzienkörper auf, die auch Komponenten aus dem Zlambachfaziesraum (Pötschenschichten i. w. S.) führen (Krystyn, mündl. Mitt.).

**Gleitscholle des Pötschensteins:** Der Pötschenstein lagert als km<sup>2</sup> große Gleitscholle in den Radiolariten und besteht aus einer Hallstätter Kalk Schichtfolge aus Massigem Hellkalk (EW 25: *Epigondolella primitia* MOSHER 1970: Lac 1/1, EW 20: *Epigondolella quadrata* ORCHARD 1991: Lac 1), Hangendrotkalk (EW 21: *Gondolella steinbergensis* (MOSHER 1968): Alaun-Sevat, EW 23a: *Gondolella steinbergensis* (MOSHER 1968): Alaun-Sevat, EW 23a: *Epigondolella slovakensis* KOZUR 1972: Alaun 3), Hangendgraukalk (EW 22: *Epigondolella bidentata* 1 MOSHER 1968: Sevat 1, EW 24: *Epigondolella bidentata* 1 MOSHER 1968, *Gondolella steinbergensis* (MOSHER 1968): Sevat 1). Alle Proben weisen CAI-Werte von CAI 1.0 auf.

**Brekzienvorkommen nordöstlich des Sandling:** Zwischen dem Sandling und dem Pötschenstein wurden von SCHÄFFER (1982) mehrere Vorkommen von Brekzien kartiert, deren Komponentenmaterial aus Hallstätter Kalken bestehen soll. Eine Überprüfung dieser Vorkommen hat gezeigt, daß es sich dabei fast nur um große Gleitschollen handelt, die im Radiolarit eingelagert sind. Es konnte nur ein kleines Brekzienvorkommen festgestellt werden. Die einzelnen Gleitschollen weisen einerseits eine Ober-Trias Schichtfolge vom Karn bis in das Sevat auf: Roter Bankkalk (EW 18:

*Gondolella polygnathiformis* BUDUROV & STEFANOV 1965: Tuval (3/1)), Massiger Hellkalk (EW 1: *Epigondolella primitia* MOSHER 1970: Lac 1/1, EW 2: *Epigondolella primitia* MOSHER 1970: Lac 1/1, EW 3: *Gondolella navicula* HUCKRIEDE 1958: Lac 1-2, EW 5: *Gondolella navicula* HUCKRIEDE 1958: Lac 1-2, EW 14: *Metapolygnatus* n. sp. 2 (sensu KRYSSTYN, noch nomen nudum): Tuval 3/2-Lac 1/1), Hangendrotkalk und Hangendgraukalk (hier z. T. rot: EW 4(2): *Epigondolella* cf. *bidentata* MOSHER 1968: Sevat 1) und bestehen andererseits auch aus anisischen Hallstätter Kalken (EW 16: *Gondolella bulgarica* (BUDUROV & STEFANOV 1975): Unter-Pelson, EW 4(1): *Gondolella bifurcata* (BUDUROV & STEFANOV 1972): Ober-Pelson). Alle Proben weisen CAI-Werte von CAI 1.0 auf.

Diese Brekzienkörper und Gleitschollen aus Hallstätter Kalken werden hier in diesem Bereich von Radiolariten, z. T. auch einem rot-violettem Radiolarit des Callovium überlagert. Sie sind eingelagert in schwarze Kieselkalke, Mergel und kalkige Radiolarite des Unteren Radiolarit-Niveaus (= Strubbergsschichten i. S. von GAWLICK (1996, 2000)), d. h. es handelt sich hier um Brekzien der Strubberg-Formation und nicht um Grünanger Brekzien.

#### 4. Stratigraphische Einstufung der Radiolarien

Die Radiolarienfaunen stammen aus den kalkigen Radio-

Abb. 4a: Radiolarien aus den kalkigen, rot-violetten Radiolariten am Forstweg zur Knerzenalm (\*1 in Abb. 2, Probe EW 191). U.A.-Zone 7 oder 8, wahrscheinlich Callovium.

1. *Parvicingula* sp.
2. *Archaeodictyomitra minoensis* (MIZUTANI 1981)
3. *Archaeodictyomitra rigida* PESSAGNO 1977
4. *Cinguloturris carpatica* DUMITRICA 1982
5. *Williriedellum carpathicum* DUMITRICA 1970
6. *Eucyrtidiellum ptyctum* (RIEDEL & SANFILIPPO 1974)
7. *Hsuum altile* HORI & OTSUKA 1989
8. *Hsuum maxwelli* Pessagno 1977
9. *Pseudodictyomitrella spinosa* GRILL & KOZUR 1986
10. *Wrangellium okamurai* (MIZUTANI 1981)
11. *Syringocapsa* cf. *inflata* (YEH 1987)
12. *Stichomitra annibill* KOCHER 1981
13. *Stichomitra tairai* AITA 1987
14. *Triversus japonicus* TAKEMURA 1986
15. *Zhamoidellum ovum* DUMITRICA 1970
16. *Tricolocapsa funatoensis* (AITA 1987)
17. *Acotripus* cf. *sphaericus* OZVOLDOVA 1988
18. *Stylocapsa oblongula* KOCHER 1981
19. *Unuma gorda* HULL 1997

Fig. 4a: Radiolarians of the reddish radiolarites from the road to the Knerzenalm (\*1 in Fig. 2, sample EW 191). U.-A.-Zone 7-8, probably Callovian.

1. *Parvicingula* sp.
2. *Archaeodictyomitra minoensis* (MIZUTANI 1981)
3. *Archaeodictyomitra rigida* PESSAGNO 1977
4. *Cinguloturris carpatica* DUMITRICA 1982
5. *Williriedellum carpathicum* DUMITRICA 1970
6. *Eucyrtidiellum ptyctum* (RIEDEL & SANFILIPPO 1974)
7. *Hsuum altile* HORI & OTSUKA 1989
8. *Hsuum maxwelli* Pessagno 1977
9. *Pseudodictyomitrella spinosa* GRILL & KOZUR 1986
10. *Wrangellium okamurai* (MIZUTANI 1981)
11. *Syringocapsa* cf. *inflata* (YEH 1987)
12. *Stichomitra annibill* KOCHER 1981
13. *Stichomitra tairai* AITA 1987
14. *Triversus japonicus* TAKEMURA 1986
15. *Zhamoidellum ovum* DUMITRICA 1970
16. *Tricolocapsa funatoensis* (AITA 1987)
17. *Acotripus* cf. *sphaericus* OZVOLDOVA 1988
18. *Stylocapsa oblongula* KOCHER 1981
19. *Unuma gorda* HULL 1997

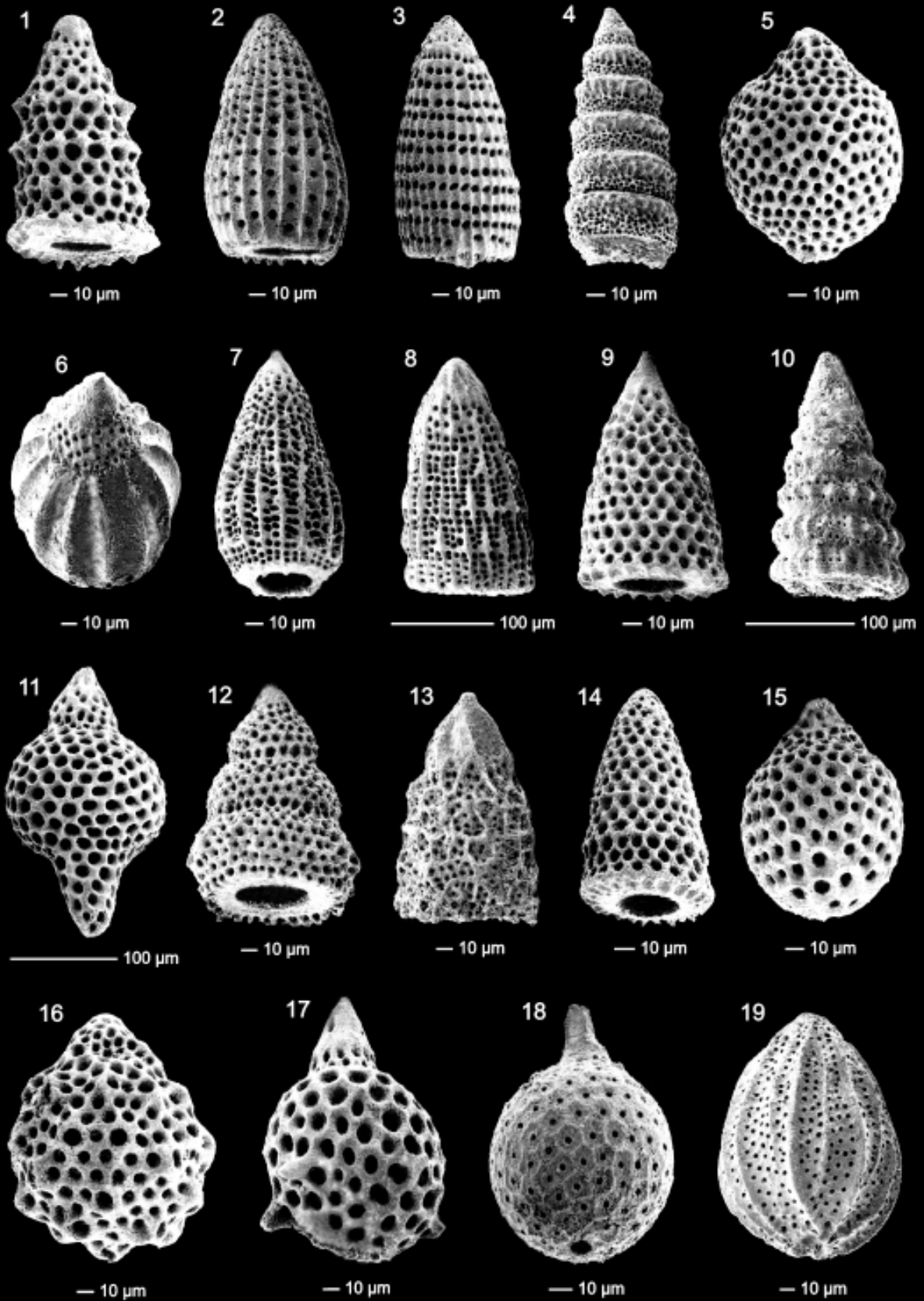
Abb. 4b: Radiolarien aus den kalkigen, rot-violetten Radiolariten am Forstweg zur Knerzenalm (\*1 in Abb. 2, Probe EW 191). U.A.-Zone 7 oder 8, wahrscheinlich Callovium.

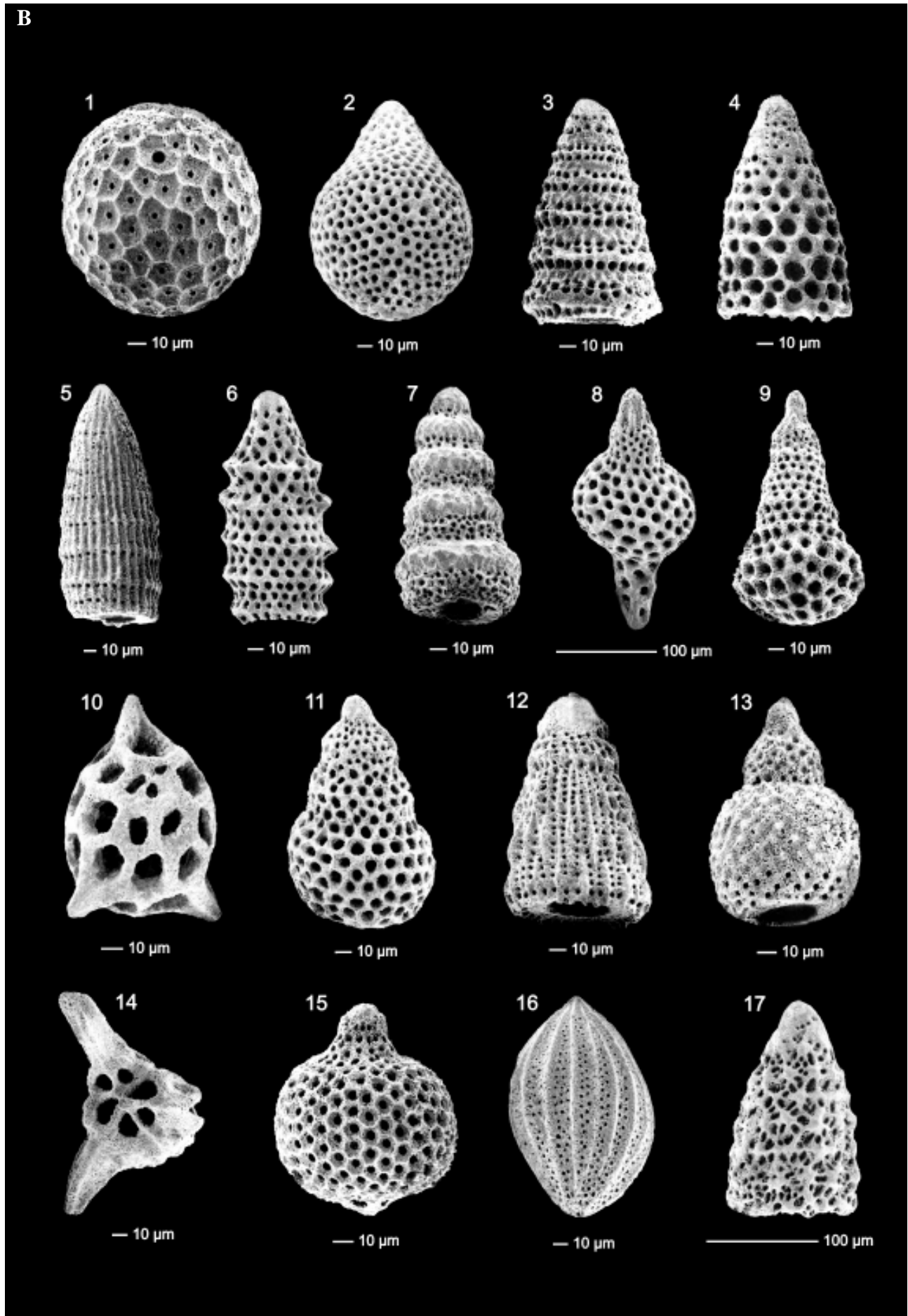
1. *Gongylothorax* sp.
2. *Stichocapsa convexa* YAO 1979
3. *Dictyomitrella* sp.
4. *Triversus* sp.
5. *Archaeodictyomitra* sp. B
6. *Parvicingula dhimenaensis* BAUMGARTNER 1984
7. *Cinguloturris latiannulata* (GRILL & KOZUR 1986)
8. *Hsuum* sp.
9. *Syringocapsa* sp.
10. *Pseudoristola* sp.
11. *Gorgansium* sp.
12. *Stichomitra* sp.
13. *Eucyrtidiellum nodosum* WAKITA 1988
14. *Saitoum* sp.
15. *Tricolocapsa* sp.
16. *Protunuma japonicus* MATSUOKA & YAO 1985
17. *Xitus* sp.

Fig. 4b: Radiolarians of the reddish radiolarites from the road to the Knerzenalm (\*1 in Fig. 2, sample EW 191). U.-A.-Zone 7-8, probably Callovian.

1. *Gongylothorax* sp.
2. *Stichocapsa convexa* YAO 1979
3. *Dictyomitrella* sp.
4. *Triversus* sp.
5. *Archaeodictyomitra* sp. B
6. *Parvicingula dhimenaensis* BAUMGARTNER 1984
7. *Cinguloturris latiannulata* (GRILL & KOZUR 1986)
8. *Hsuum* sp.
9. *Syringocapsa* sp.
10. *Pseudoristola* sp.
11. *Gorgansium* sp.
12. *Stichomitra* sp.
13. *Eucyrtidiellum nodosum* WAKITA 1988
14. *Saitoum* sp.
15. *Tricolocapsa* sp.
16. *Protunuma japonicus* MATSUOKA & YAO 1985
17. *Xitus* sp.

A





lariten und Kieselkalken und wurden mit verdünnter Flußsäure herausgelöst. Aus den Mergellagen bzw. den Kalkmergeln konnten keine bestimmbareren Radiolarienfaunen gewonnen werden.

Am Forstweg zur Knerzenalm (\*1 in Abb. 2) konnten aus meist roten bis violetten, z. T. auch schwarzen Kieselkalken bis Radiolariten Radiolarienfaunen herausgelöst werden, die in das Ober-Bathonium bis Unter-Oxfordium (U.A.-Zone 7 und/oder U.A.-Zone 8) zu stellen sind. Auf Grund der Lagerungsverhältnisse und der Einstufung der einzelnen Radiolarienfaunen ergibt sich für diese Serie ein Alter von (Unter-)Callovium (s. u.).

Die einzelnen Proben wurden am Forstweg nördlich des Fludergrabens Richtung Knerzenalm vom Liegenden zum Hangenden entnommen.

Probe **EW 191** (Abb. 4a und 4b): rotvioletter Radiolarit mit *Archaeospongoprimum* sp., *Gorgansium* sp. [U.A.-Zone 3-8], *Acotripus* cf. *sphaericus* OZVOLDOVA 1988 [cf. U.A.-Zone 9-11], *Archaeodictyomitra mitra* DUMITRICA 1997, *Archaeodictyomitra rigida* PESSAGNO 1977, *Archaeodictyomitra* sp. B, *Archaeodictyomitra* sp., *Cinguloturris carpatica* DUMITRICA 1982 [U.A.-Zone 7-12], *Cinguloturris latiannulata* (GRILL & KOZUR 1986), *Cyrtocapsa* sp., *Dictyomitrella* sp., *Eucyrtidiellum nodosum* WAKITA 1988 [U.A.-Zone 3-10], *Eucyrtidiellum ptyctum* (RIEDEL & SANFILIPPO 1974) [U.A.-Zone 5-11], *Eucyrtidiellum* sp., *Gongylothorax* sp., *Hsuum altile* HORI & OTSUKA 1989, *Hsuum brevicostatum* (OZVOLDOVA 1975) [U.A.-Zone 3-11], *Hsuum maxwelli* PESSAGNO 1977 [U.A.-Zone 3-10], *Hsuum* sp., *Parvicingula dhimenaensis* ssp. A BAUMGARTNER et al. 1995 [U.A.-Zone 3-8], *Parvicingula* sp., *Protunuma japonicus* MATSUOKA & YAO 1985 [U.A.-Zone 7-12], *Pseudodictyomitrella spinosa* GRILL & KOZUR 1986 (= *Parvicingula* (?) sp. A BAUMGARTNER et al. 1995) [U.A.-Zone 7-7], *Pseudoristolla* sp., *Saitoum* ? sp., *Stichocapsa convexa* YAO 1979 [U.A.-Zone 1-11], *Stichocapsa* spp., *Stichomitra annibill* KOCHER 1981, *Stichomitra tairai* AITA 1987 (= *Xitus* ? cf. *singularis* HULL 1997), *Stichomitra* sp.,

*Stylocapsa oblongula* KOCHER 1981 [U.A.-Zone 6-8], *Syringocapsa* cf. *inflata* (YEH 1987), *Syringocapsa* spp., *Tricolocapsa funatoensis* (AITA 1987) [U.A.-Zone 3-11], *Tricolocapsa* sp., *Triversus japonicus* TAKEMURA 1986, *Triversus* cf. *japonicus* TAKEMURA 1986, *Triversus* sp., *Unuma gorda* HULL 1997 [U.A.-Zone 4-7; SUZUKI et al. 2001], *Williriedellum carpathicum* DUMITRICA 1970 [U.A.-Zone 7-11], *Wrangellium okamurai* (MIZUTANI 1981) [U.A.-Zone 7-11], *Xitus* sp., *Zhamoidellum ovum* DUMITRICA 1970 [U.A.-Zone 7-11; verbessert von SUZUKI et al. 2001], *Zhamoidellum* cf. *ovum* DUMITRICA 1970 [cf. U.A.-Zone 7-11; verbessert von SUZUKI et al. 2001].

*Cinguloturris carpatica*, *Protunuma japonicus*, *Williriedellum carpathicum*, *Wrangellium okamurai* und *Zhamoidellum ovum* treten von der U.A.-Zone 7 (Ober-Bathonium bis Unter-Callovium) an auf. Dabei konnte *Z. ovum* von der höheren U.A.-Zone 7 (= Unter-Callovium) an in den Nördlichen Kalkalpen nachgewiesen werden (SUZUKI et al. 2001). Dagegen enden die stratigraphische Reichweiten von *Parvicingula dhimenaensis* ssp. A und *Stylocapsa oblongula* in der U.A.-Zone 8.

Das letzte Auftreten von *Pseudodictyomitrella spinosa* und *Unuma gorda* in der U.A.-Zone 7 konnte bisher nur an wenigen Lokalitäten bestätigt werden. Für eine engültige stratigraphische Aussage auf Grund dieser beiden Arten sind weitere Überprüfungen notwendig. Die Ausnahme ist *Acotripus* cf. *sphaericus*. Die hier auftretende Form unterscheidet sich von der typischen Form durch die viel kürzeren drei Basalstacheln. Als Alter der Probe EW 191 ist die U.A.-Zone 7 oder 8 vorzuschlagen. Dabei ist eine Einstufung in das Callovium (Wahrscheinlich Unter-Callovium) auf Grund des Auftretens von *Z. ovum* und dem Aussetzen von *P. spinosa* und *U. gorda* am wahrscheinlichsten.

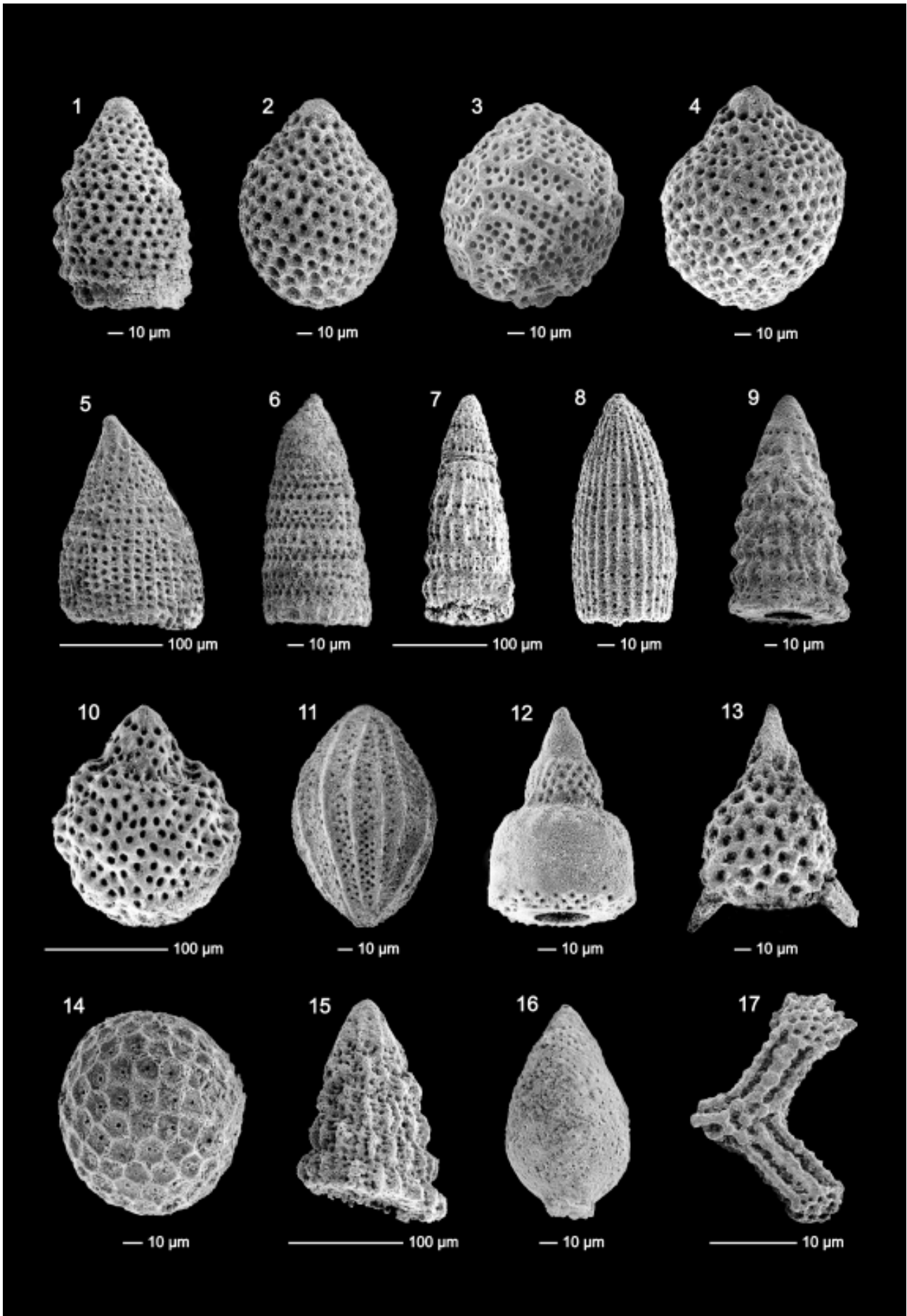
Probe **EW 192** (Abb. 5): dunkelgrauer bis schwarzer Radiolarit mit *Tritrabs* sp., *Acotripus* cf. *sphaericus* OZVOLDOVA 1988, *Archaeodictyomitra* sp., *Archaeodictyomitra rigida* PESSAGNO 1977, *Eucyrtidiellum unumaense* YAO 1979 [U.A.-Zone 3-8], *Eucyrtidiellum* sp., *Gigi* sp., ?*Gongylothorax* cf. *favosus* DUMITRICA 1970 [cf. U.A.-Zone 8-10], *Hsuum* sp.,

Abb. 5: Radiolarien aus den kalkigen Radiolariten am Forstweg zur Knerzenalm (\*1 in Abb. 2, Probe EW 192). U.A.-Zone 7-8, Callovium bis Unter-Oxfordium.

1. *Parvicingula* sp.
2. *Zhamoidellum ovum* DUMITRICA 1970
3. *Williriedellum crystallinum* DUMITRICA 1970
4. *Williriedellum carpathicum* DUMITRICA 1970
5. *Parahsuum* sp. S MATSUOKA 1986
6. *Pseudodictyomitra* sp. D MATSUOKA 1986
7. *Hsuum brevicostatum* (OZVOLDOVA 1975)
8. *Archaeodictyomitra rigida* PESSAGNO 1977
9. *Wrangellium okamurai* (MIZUTANI 1981)
10. *Tricolocapsa funatoensis* (AITA 1987)
11. *Protunuma japonicus* MATSUOKA & YAO 1985
12. *Eucyrtidiellum unumaense* YAO 1979
13. *Acotripus* cf. *sphaericus* OZVOLDOVA 1988
14. ?*Gongylothorax* cf. *favosus* DUMITRICA 1970
15. *Hsuum maxwelli* PESSAGNO 1977
16. *Gigi* sp.
17. *Tritrabs* sp.

Fig. 5: Radiolarians of the radiolarites from the road to the Knerzenalm (\*1 in Fig. 2, sample EW 192). U.-A.-Zone 7-8, Callovian to Lower Oxfordian.

1. *Parvicingula* sp.
2. *Zhamoidellum ovum* DUMITRICA 1970
3. *Williriedellum crystallinum* DUMITRICA 1970
4. *Williriedellum carpathicum* DUMITRICA 1970
5. *Parahsuum* sp. S MATSUOKA 1986
6. *Pseudodictyomitra* sp. D MATSUOKA 1986
7. *Hsuum brevicostatum* (OZVOLDOVA 1975)
8. *Archaeodictyomitra rigida* PESSAGNO 1977
9. *Wrangellium okamurai* (MIZUTANI 1981)
10. *Tricolocapsa funatoensis* (AITA 1987)
11. *Protunuma japonicus* MATSUOKA & YAO 1985
12. *Eucyrtidiellum unumaense* YAO 1979
13. *Acotripus* cf. *sphaericus* OZVOLDOVA 1988
14. ?*Gongylothorax* cf. *favosus* DUMITRICA 1970
15. *Hsuum maxwelli* PESSAGNO 1977
16. *Gigi* sp.
17. *Tritrabs* sp.



*Hsuum brevicostatum* (OZVOLDOVA 1975) [U.A. 3-11], *Hsuum* cf. *maxwelli* PESSAGNO 1977, *Hsuum maxwelli* PESSAGNO 1977 [U.A.-Zone 3-10], *Parahsuum* sp. S MATSUOKA 1986 [U.A.-Zone 7-11], *Parahsuum* sp., *Parvicingula* sp., *Protunuma japonicus* MATSUOKA & YAO 1985 [U.A.-Zone 7-12], *Protunuma* sp., *Pseudodictyomitra* sp. D MATSUOKA 1986 [in den Strubbergsschichten bis in den oberen Teil von U.A.-Zone 7 nachgewiesen], *Tricolocapsa funatoensis* (AITA 1987) [U.A.-Zone 3-11], *Tricolocapsa* sp., *Williriedellum carpathicum* DUMITRICA 1970 [U.A.-Zone 7-11], *Williriedellum crystallinum* DUMITRICA 1970 [U.A.-Zone 7-11], *Wrangellium okamurai* (MIZUTANI 1981) [U.A.-Zone 7-11], *Zhamoidellum ovum* DUMITRICA 1970 [U.A.-Zone 7-11].

Unter den oben genannten Arten endet *Eucyrtidiellum unumaense* in der U.A.-Zone 8. *Zhamoidellum ovum* tritt nach BAUMGARTNER et al. (1995) von der U.A.-Zone 9 auf, während WEGERER et al. (1999) und SUZUKI et al. (2001) *Z. ovum* bereits in der höheren U.A.-Zone 7 nachweisen konnten. *?G. favosus* tritt von der U.A.-Zone 8 an auf, *P.* sp. S., *P. japonicus*, *W. carpathicum*, *W. crystallinum* und *W. okamurai* treten von der U.A.-Zone 7 an auf, so daß die Probe EW 192 in die U.A.-Zone 7 (höherer Teil) oder 8, d. h. Unter-Callovium bis Unter-Oxfordium, zu stellen ist. Auch die stratigraphischen Reichweiten der meisten anderen in der Probe auftretenden Arten fallen in diesen Zeitraum. *Pseudodictyomitra* sp. D, deren Reichweite nach den Untersuchungen von GAWLICK & SUZUKI (1999) bisher bis in die höhere U.A.-Zone 7 verlängert werden mußte, tritt auch in dieser Probe auf. *Archaeodictyomitra rigida* war in den Nördlichen Kalkalpen bisher aus den U.A.-Zonen 7-9 bekannt (WEGERER, SUZUKI & GAWLICK 1999), was durch die Untersuchungen hier bestätigt wird. Auf Grund der hier auftretenden Radiolarienfauna ist somit als Alter Callovium (bis Unter-Oxfordium) wahrscheinlich.

Probe **EW 193** (Abb.6): rotvioletter Radiolarit mit *Dictyomitrella* sp., *Eucyrtidiellum unumaense* (YAO 1979) [U.A.-Zone-Zone 3-8], *Gongylothorax* sp., *Hiscocapsa* spp.,

*Hsuum maxwelli* PESSAGNO 1977 [U.A.-Zone 3-10], *Parvicingula* cf. *dhimenaensis* BAUMGARTNER 1984 [cf. U.A.-Zone 3-11], *Parvicingula* sp., *Pseudodictyomitra* sp. D MATSUOKA 1986, *Pseudodictyomitra* sp., *Stichocapsa* cf. *naradaniensis* MATSUOKA 1984 [cf. U.A.-Zone 6-7], *Stichocapsa* sp., *Striatojaponicapsa* sp. B HULL 1997, *Stylocapsa oblongula* KOCHER 1981 [U.A.-Zone 6-8], *Theocapsomma* sp., *Tricolocapsa* sp. A OZVOLDOVA 1992, *Tricolocapsa conexa* MATSUOKA 1983 [U.A.-Zone 4-9], *Tricolocapsa funatoensis* (AITA 1987) [U.A.-Zone 3-11], *Tricolocapsa* cf. *ruesti* TAN 1927, *Tricolocapsa* spp., *Triversus* sp., *Unuma gorda* HULL 1997 [U.A.-Zone 4-7; SUZUKI et al. 2001].

Die Probe EW 193 ist auf Grund der Radiolarien in die U.A.-Zonen 6-7 (= Bathonium bis Unter-Callovium) einzustufen auf Grund des Auftretens von *Unuma gorda* [U.A.-Zone 4-7], *Stichocapsa* cf. *naradaniensis* [cf. U.A.-Zone 6-7] und von *Stylocapsa oblongula* [U.A.-Zone 6-8]. Die U.A.-Zone-Zonen der anderen Arten sind harmonisch damit. Da die Probe EW 193 im Hangenden der Proben EW 191 und 192 auftritt, ist Callovium und dabei Unter-Callovium wahrscheinlich.

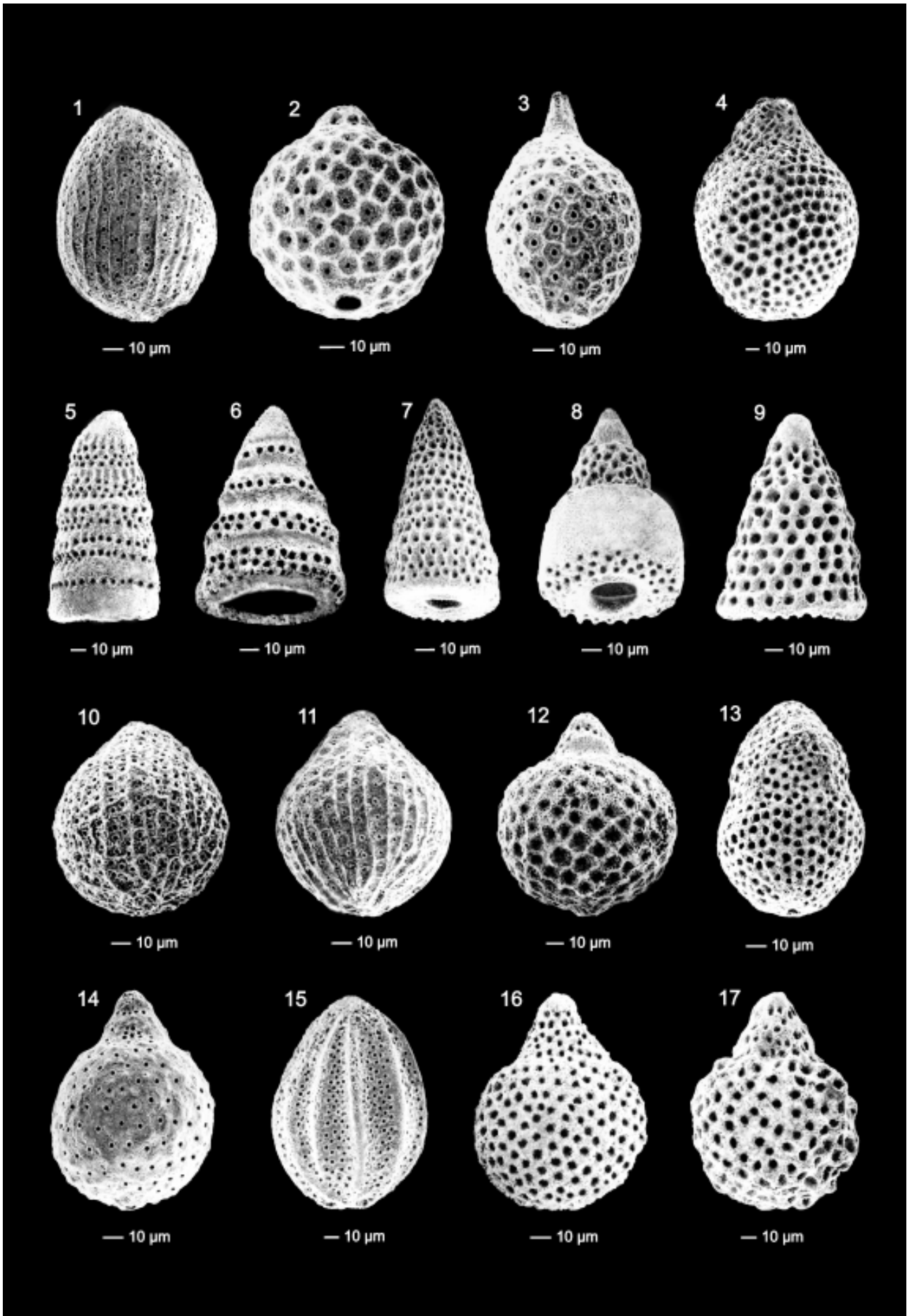
Die stratigraphischen Einstufungen der Proben EW 191, EW 192 und EW 193, die zusammen ein Profil an der Forststraße zur Knerzenalm bilden, ergeben ein Alter für den hier auftretenden rot-violetten Kieselkalk bis Radiolarit von Unter-Callovium. Damit entspricht die hier auftretende Serie dem roten Basisradiolarit im Profil des Klauskogelbaches (WEGERER et al. 1999 und SUZUKI et al. 2001), für den von WEGERER et al. (1999) der Name Klauskogelbachschichten vorgeschlagen wurde. Dieser rot-violette Kieselkalk bis Radiolarit kann auf Grund der hier vorliegenden Untersuchungen im Bereich des Sandling mehrere Meter bis 10er Meter Mächtigkeit erreichen und umfaßt das tiefere Callovium (vgl. MISSONI et al. 2001). Die Klauskogelbachschichten können damit als eigenständiges Member innerhalb der Ruhpoldinger Radiolarit Gruppe angesehen wer-

Abb. 6: Radiolarien aus den kalkigen rot-violetten Radiolariten am Forstweg zur Knerzenalm (\*1 in Abb. 2, Probe EW 193). U.A.-Zone (6)-7, wahrscheinlich Unter-Callovium.

1. *Stichocapsa* cf. *naradaniensis* MATSUOKA 1984
2. *Gongylothorax* sp.
3. *Stylocapsa oblongula* KOCHER 1981
4. *Stichocapsa* sp.
5. *Pseudodictyomitra* sp. D MATSUOKA 1986
6. *Dictyomitrella* sp.
7. *Pseudodictyomitra* sp.
8. *Eucyrtidiellum unumaense* YAO 1979
9. *Striatojaponicapsa* sp. B HULL 1997
10. *Tricolocapsa conexa* MATSUOKA 1983
11. *Tricolocapsa* cf. *ruesti* TAN 1927
12. *Theocapsomma* sp.
13. *Tricolocapsa* sp. A OZVOLDOVA
14. *Unuma gorda* HULL 1997
15. *Hiscocapsa* sp.
16. *Tricolocapsa funatoensis* (AITA 1987)

Fig. 6: Radiolarians of the reddish radiolarites from the road to the Knerzenalm (\*1 in Fig. 2, sample EW 193). U.A.-Zone (6)-7, ?early Callovian.

1. *Stichocapsa* cf. *naradaniensis* MATSUOKA 1984
2. *Gongylothorax* sp.
3. *Stylocapsa oblongula* KOCHER 1981
4. *Stichocapsa* sp.
5. *Pseudodictyomitra* sp. D MATSUOKA 1986
6. *Dictyomitrella* sp.
7. *Pseudodictyomitra* sp.
8. *Eucyrtidiellum unumaense* YAO 1979
9. *Striatojaponicapsa* sp. B HULL 1997
10. *Tricolocapsa conexa* MATSUOKA 1983
11. *Tricolocapsa* cf. *ruesti* TAN 1927
12. *Theocapsomma* sp.
13. *Tricolocapsa* sp. A OZVOLDOVA
14. *Unuma gorda* HULL 1997
15. *Hiscocapsa* sp.
16. *Tricolocapsa funatoensis* (AITA 1987)





den.

Im Bereich des westlichen Fludergrabens (\*2 in Abb. 2) Richtung Pitzingmoos konnte aus dünnbankigen, schwarz-grauen Radiolariten bis Kieselkalken eine Radiolarienfauna isoliert werden, die in das Callovium bis Unter-Oxfordium zu stellen ist (Probe **EW 240**): *Archaeodictyomitra* sp., *Dictyomitrella* sp., *Gongylothorax* sp. aff. *favosus* DUMITRICA 1970 [U.A.-Zone 7-8], *Gongylothorax* sp., *Hiscocapsa acuta* HULL 1997, *Hiscocapsa* sp., *Parahsuum* sp., *Parvicingula* sp., *Pseudodictyomitra* sp. D MATSUOKA 1986, *Ristola* sp., *Tricolocapsa plicarum* YAO 1979 [U.A.-Zone 3-8], *Tricolocapsa* cf. *ruesti* TAN 1927, *Unuma gorda* HULL 1997 [= *Unuma* sp. A von BAUMGARTNER et al. 1995; U.A.-Zone 4-7, SUZUKI et al. 2001], *Williriedellum carpathicum* DUMITRICA 1970 [U.A.-Zone 7-11], *Williriedellum sujkowski* WIDZ & DE WEVER 1993, *Xitus* cf. *singularis* HULL 1997, *Xitus* sp., *Zhamoidellum ovum* DUMITRICA 1970 [U.A.-Zone 7-11 nach SUZUKI et al. 2001].

Das Alter dieser Probe kann auf Grund des Artenspektrums mit den U.A.-Zonen 7-8 angegeben werden, vor allem auf Grund des Vorkommens von *Gongylothorax* sp. aff. *favosus* DUMITRICA (U.A.-Zone 7-8), *Tricolocapsa plicarum* YAO (U.A.-Zone 3-8) und *Zhamoidellum ovum* DUMITRICA (U.A.-Zone 9-11; neu: ab der höheren U.A.-Zone 7). *Unuma gorda* HULL ist in BAUMGARTNER et al. (1995) als *Unuma* sp. A beschrieben und soll die stratigraphische Reichweite von der U.A.-Zone 4 bis 6 aufweisen. HULL (1997) beschrieb *Unuma gorda* aus den Subzonen 2- $\gamma$  und - $\beta$  der nord-amerikanischen jurassischen Radiolarienzone 2, die von ihr mit den U.A.-Zonen 7-9 von BAUMGARTNER et al. (1995) korreliert werden. Die stratigraphische Reichweite von *Unuma gorda* wird also auf U.A.-Zone 4 bis 8 verbessert, was durch die Untersuchungen von SUZUKI et al. (2001) bestätigt wird (= höhere U.A.-Zone 7). WIDZ & DE WEVER (1993) beschrieben *Williriedellum sujkowski* aus der U.A.-Zone 7-8 von BAUMGARTNER (1984, 1987) der Westkarpaten. Übertragen in die U.A.-Zonen von BAUMGARTNER et al. (1995) und auf Grund der Faunenliste von WIDZ & DE

WEVER (1993) kommt als stratigraphisches Auftreten für *Williriedellum sujkowski* die U.A.-Zone 8 in Frage (*Eucyrtidiellum postulatum*: U.A.-Zone 5-8; *Archaeodictyomitra apiarium*: U.A.-Zone 8-22; WIDZ & DE WEVER 1993). Auf der Basis der Reichweiten der einzelnen Arten kommt deshalb für die Probe EW 240 die U.A.-Zone 7 (höherer Teil) oder 8 in Frage, d. h. Callovium bis Unter-Oxfordium.

Im Liegenden der Probe EW 240 konnten nur Radiolarien in einem sehr schlechten Erhaltungszustand gewonnen werden (Probe **EW 235**): *Unuma* sp., *Parvifavus* sp., *Tricolocapsa* cf. *ruesti* TAN 1927. Mit dieser Fauna ist eine genaue stratigraphische Einstufung nicht möglich. *Tricolocapsa* cf. *ruesti* ist in den Nördlichen Kalkalpen bisher aber nur im stratigraphischen Niveau des älteren, schwarzen Radiolarites nachgewiesen worden (WEGERER, SUZUKI & GAWLICK 1999).

Westlich der Blaa-Alm ist am Forstweg zur Knerzenalm in einem aufgelassenen Steinbruch (\*5 in Abb. 2) ein dünnbankiger, schwarzer bis violetter Kieselskalk bis Radiolarit aufgeschlossen, der mit Hilfe von Radiolarien in das Callovium-Oxfordium eingestuft werden kann (Probe **EW 242**): *Archaeodictyomitra mitra* DUMITRICA 1997, *Archaeodictyomitra rigida* PESSAGNO 1977, *Archaeodictyomitra* sp., *Eucyrtidiellum ptyctum* (RIEDEL & SANFILIPPO 1974) [U.A.-Zone 5-11], *Gongylothorax verbeeki* (TAN 1927), *Hiscocapsa* sp., *Hsuum* sp., *Loopus doliolum* DUMITRICA 1997, *Parvicingula dhimenaensis* BAUMGARTNER 1984 [U.A.-Zone 3-11], *Parvicingula* sp., *Pseudodictyomitra* sp. D. MATSUOKA 1986, *Pseudodictyomitra* sp., *Spongocapsula* sp., *Stichomitra* sp., *Tricolocapsa conexa* MATSUOKA 1983 [U.A.-Zone 4-9], *Tricolocapsa* sp., *Zhamoidellum ovum* DUMITRICA 1970 [U.A.-Zone 9-11, neu: ab höherer U.A.-Zone 7].

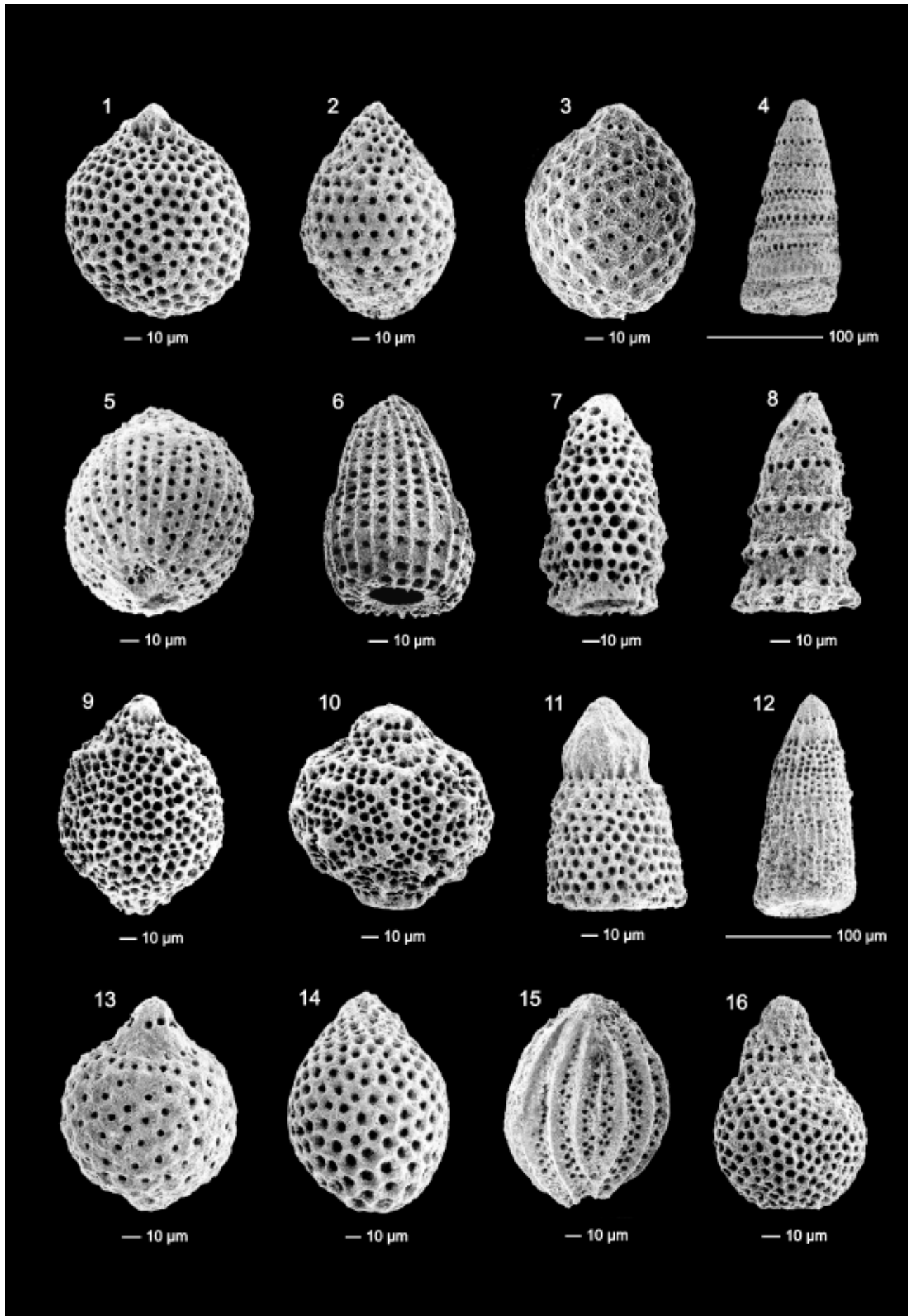
Auf der Basis dieser Fauna kann die Probe EW 242 in die höhere U.A.-Zone 7 oder die U.A.-Zone 8-9 (Unter-/Mittel-Callovium bis Ober-Oxfordium) eingestuft werden. Wichtig für die biostratigraphische Einstufung ist vor allem das Auftreten von *Zhamoidellum ovum* DUMITRICA 1970 von der

Abb. 7: Radiolarien aus den schwarzen Kieselkalken im Fludergraben nördlich des Pötschensteins (\*2 in Abb. 2, Probe EW 240). U.A.-Zone 7-8, Callovium bis Unter-Oxfordium.

1. *Gongylothorax* sp.
2. *Zhamoidellum ovum* DUMITRICA 1970
3. *Gongylothorax* sp. aff. *favosus* DUMITRICA 1970
4. *Pseudodictyomitra* sp. D MATSUOKA 1986
5. *Tricolocapsa plicarum* YAO 1979
6. *Archaeodictyomitra* sp.
7. *Ristola* sp.
8. *Dictyomitrella* sp.
9. *Williriedellum carpathicum* DUMITRICA 1970
10. *Williriedellum sujkowski* WIDZ & DE WEVER 1993
11. *Xitus* cf. *singularis* HULL 1997
12. *Parahsuum* sp.
13. *Tricolocapsa* cf. *ruesti* TAN 1927
14. *Zhamoidellum ovum* DUMITRICA 1970
15. *Unuma gorda* HULL 1997
16. *Hiscocapsa acuta* HULL 1997

Fig. 7: Radiolarians of the black cherty limestones from the Fludergraben north of the Pötschensten (\*2 in Fig. 2, sample EW 240). U.A.-Zone 7-8, Callovian to Lower Oxfordian.

1. *Gongylothorax* sp.
2. *Zhamoidellum ovum* DUMITRICA 1970
3. *Gongylothorax* sp. aff. *favosus* DUMITRICA 1970
4. *Pseudodictyomitra* sp. D MATSUOKA 1986
5. *Tricolocapsa plicarum* YAO 1979
6. *Archaeodictyomitra* sp.
7. *Ristola* sp.
8. *Dictyomitrella* sp.
9. *Williriedellum carpathicum* DUMITRICA 1970
10. *Williriedellum sujkowski* WIDZ & DE WEVER 1993
11. *Xitus* cf. *singularis* HULL 1997
12. *Parahsuum* sp.
13. *Tricolocapsa* cf. *ruesti* TAN 1927
14. *Zhamoidellum ovum* DUMITRICA 1970
15. *Unuma gorda* HULL 1997
16. *Hiscocapsa acuta* HULL 1997



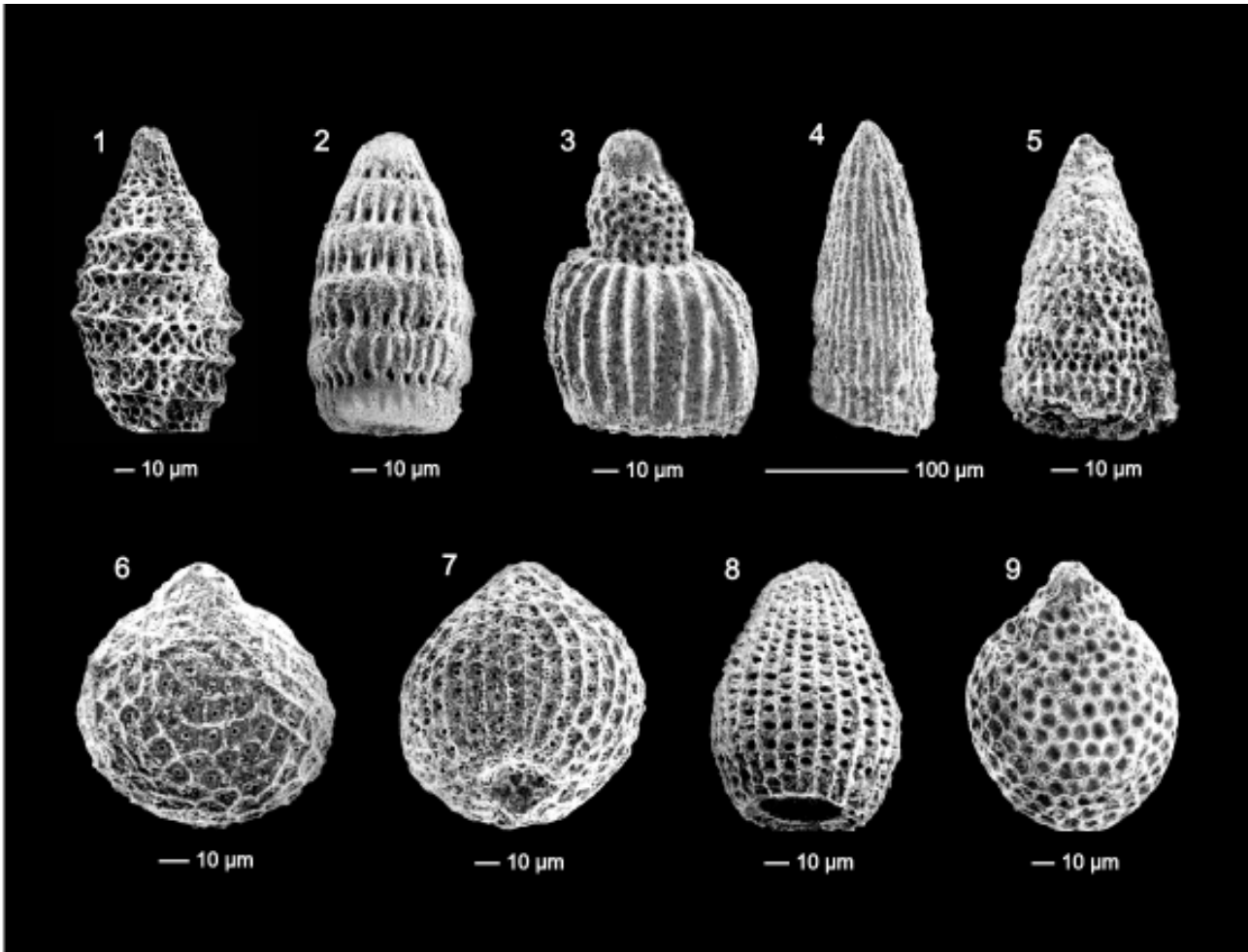


Abb. 8: Radiolarien aus den schwarzen Kieselkalcken im Steinbruch westlich der Blaa-Alm nördlich des Pötschensteins (\*5 in Abb. 2, Probe EW 242). U.A.-Zone 7-9, Callovium bis Oxfordium.

1. *Parvicingula dhimenaensis* BAUMGARTNER 1984
2. *Loopus doliolum* DUMITRICA 1997
3. *Eucyrtidiellum ptyctum* (RIEDEL & SANFILIPPO 1974)
4. *Archaeodictyomitra rigida* PESSAGNO 1977
5. *Pseudodictyomitra* sp. D. MATSUOKA 1986
6. *Gongylothorax verbeeki* (TAN 1927)
7. *Tricolocapsa conexa* MATSUOKA 1983
8. *Archaeodictyomitra mitra* DUMITRICA 1997
9. *Zhamoidellum ovum* DUMITRICA 1970

höheren U.A.-Zone 7 an (WEGERER et al. 1999, SUZUKI et al. 2001), *Pseudodictyomitra* sp. D. MATSUOKA 1986 und *Tricolocapsa conexa* MATSUOKA 1983. Die stratigraphische Reichweite von *T. conexa* wurde von GAWLICK & SUZUKI (1999) und SUZUKI et al. (2001) diskutiert und als U.A.-Zone 4-9 erweitert.

Im Liegenden der Proben EW 235 und EW 240 Richtung Süden (\*3 in Abb. 2, Nordwestseite des Pötschensteins) treten dunkelgraue bis schwarze Kieselkalke und Radiolarite auf, die mit Hilfe folgender Radiolarienfauna in die U.A.-Zone 7 (evtl. bis U.A.-Zone 8) eingestuft werden kann (Probe EW 257): *Archaeospongoprimum* sp., *Gorgansium* sp., *Pterotrabs* sp. A, *Sphaerostylus lanceola* (PARONA 1890)

Fig. 8: Radiolarians of the black cherty limestones from the quarry west of Blaa Alm north of the Pötschenstein (\*5 in Fig. 2, sample EW 242). U.-A.-Zone 7-9, Callovian to Oxfordian.

1. *Parvicingula dhimenaensis* BAUMGARTNER 1984
2. *Loopus doliolum* DUMITRICA 1997
3. *Eucyrtidiellum ptyctum* (RIEDEL & SANFILIPPO 1974)
4. *Archaeodictyomitra rigida* PESSAGNO 1977
5. *Pseudodictyomitra* sp. D. MATSUOKA 1986
6. *Gongylothorax verbeeki* (TAN 1927)
7. *Tricolocapsa conexa* MATSUOKA 1983
8. *Archaeodictyomitra mitra* DUMITRICA 1997
9. *Zhamoidellum ovum* DUMITRICA 1970

[U.A.-Zone 7-12]; *Pantanellium riedelli* in BAUMGARTNER et al. 1995], *Tritrabs* sp., *Archaeodictyomitra primigena* PESSAGNO & WHALEN 1982, *Archaeodictyomitra rigida* PESSAGNO 1977, *Archaeodictyomitra* sp., *Cinguloturris latiannulata* (GRILL & KOZUR 1986), *Eucyrtidiellum unumaense* ssp. (YAO 1979) [U.A.-Zone 3-8], *Eucyrtidiellum unumaense unumaense* (YAO 1979) [U.A.-Zone 3-8], *Eucyrtidiellum unumaense postulatatum* BAUMGARTNER 1984 [U.A.-Zone 5-8], *Hsuum maxwelli* PESSAGNO 1977 [U.A.-Zone 3-10], *Hsuum brevicostatum* (OZVOLDOVA 1975) [U.A.-Zone 3-11], *Hsuum* cf. *baloghi* GRILL & KOZUR 1986, *Parvicingula dhimenaensis* ssp. A BAUMGARTNER et al. 1995 [U.A.-Zone 3-8], *Parvicingula* sp., *Pseudodictyomitra* sp., *Pseudodictyomitrella spinosa* GRILL & KOZUR 1986,

*Stichocapsa* aff. *convexa* YAO 1979, *Sichocapsa convexa* YAO 1979, *Stichocapsa* sp., *Stichocapsa* sp. B, *Tricolocapsa conexa* MATSUOKA 1983 [U.A.-Zone 4-8], *Tricolocapsa funatoensis* (AITA 1987) [U.A.-Zone 3-11], *Tricolocapsa* cf. *leiostraca* (FOREMAN 1973) [cf. U.A.-Zone 4-20], *Tricolocapsa* sp., *Unuma gorda* HULL 1997 (= *Unuma* sp. A BAUMGARTNER et al. 1995) [U.A.-Zone 4-6: neu bis U.A.-Zone 7], *Williriedellum carpathicum* DUMITRICA 1970 [U.A.-Zone 7-11], *Williriedellum* sp.

In dieser Probe enden viele der Radiolarienarten in der U.A.-Zone 8: *E. unumaense*, *E. unumaense unumaense*, *E. unumaense postulatum* und *P. dhimenaensis* ssp. A. *W. carpathicum* und *S. lanceola* treten von der U.A.-Zone 7 an auf, auch *A. rigida* konnte in den Nördlichen Kalkalpen in der U.A.-Zone 7 nachgewiesen werden (SUZUKI et al. 2001). *W. carpathicum* und *S. lanceola* treten von der U.A.-Zone 7 an auf. Diese Probe kann somit auf Grund der auftretenden Fauna und der Ergebnisse von SUZUKI et al. (in Druck) in die höhere U.A.-Zone 7 oder die U.A.-Zone 8 eingestuft werden, d. h. in das Callovium bis in das tiefere Oxfordium. Dabei ist Callovium als Alter dieser Probe wahrscheinlich.

## 5. Ergebnisse

Die biostratigraphischen Einstufungen mit Hilfe von Radiolarienfaunen von der höheren U.A.-Zone 7 an bis in die U.A.-Zone 8 (Callovium bis Unter-Oxfordium) zeigen, daß es sich bei den hier auftretenden Kieselsedimenten (Kieselskalke, Radiolarit, Kieselschiefer und Mergel) nicht um Allgäuschichten des Lias bis Malm handelt, sondern um

Radiolarite der Ruhpoldinger Radiolarit Gruppe und dabei um Strubbergsschichten. Eingelagerte Brekzienkörper enthalten hier in diesem Bereich nur Hallstätter Komponenten sowohl aus dem Zlambachfaziesbereich (Pötschenschichten i. w. S.) als auch aus dem Hallstätter Salzbergfaziesbereich (vgl. Abb. 3).

Mit diesen Datierungen wird die stratigraphische Einstufung der Kieselsedimente (Strubbergsschichten) im Bereich des Lammer Beckens bestätigt (GAWLICK & SUZUKI 1999). Die Platznahme der Hallstätter und hallstätterartigen Gesteine im Bereich der Hallstätter Zonen in den Nördlichen Kalkalpen erfolgte dabei im Callovium bis tieferen Oxfordium im Niveau des Schwarzen Radiolarites (vgl. GAWLICK 2000) vor der Ablagerung des höheren Roten Radiolarites. Im Typusgebiet (Lammer Becken) sind die Hallstätter Kalke dabei die letzte Schollengeneration (GAWLICK 1996) im Hangenden der Brekzienkörper aus dem Zlambachfaziesraum, die im höheren Callovium bis tieferen Oxfordium in die Radiolaritbecken eingeglichen sind (GAWLICK & SUZUKI 1999). Hier im Bereich des Sandling erfolgte die Platznahme der Hallstätter Kalke auf Grund der vorliegenden Datierungen wahrscheinlich im Callovium.

Der Bereich nordöstlich des Sandlings entspricht den südlichen, älteren Radiolaritbecken i. S. von GAWLICK et al. (1999) und ist somit die nach Osten streichende Fortsetzung des Lammer Beckens. Bei den Brekzien und Gleitschollen nördlich, nordöstlich und östlich handelt es sich um Strubbergbrekzie und nicht um Grünanger Brekzien.

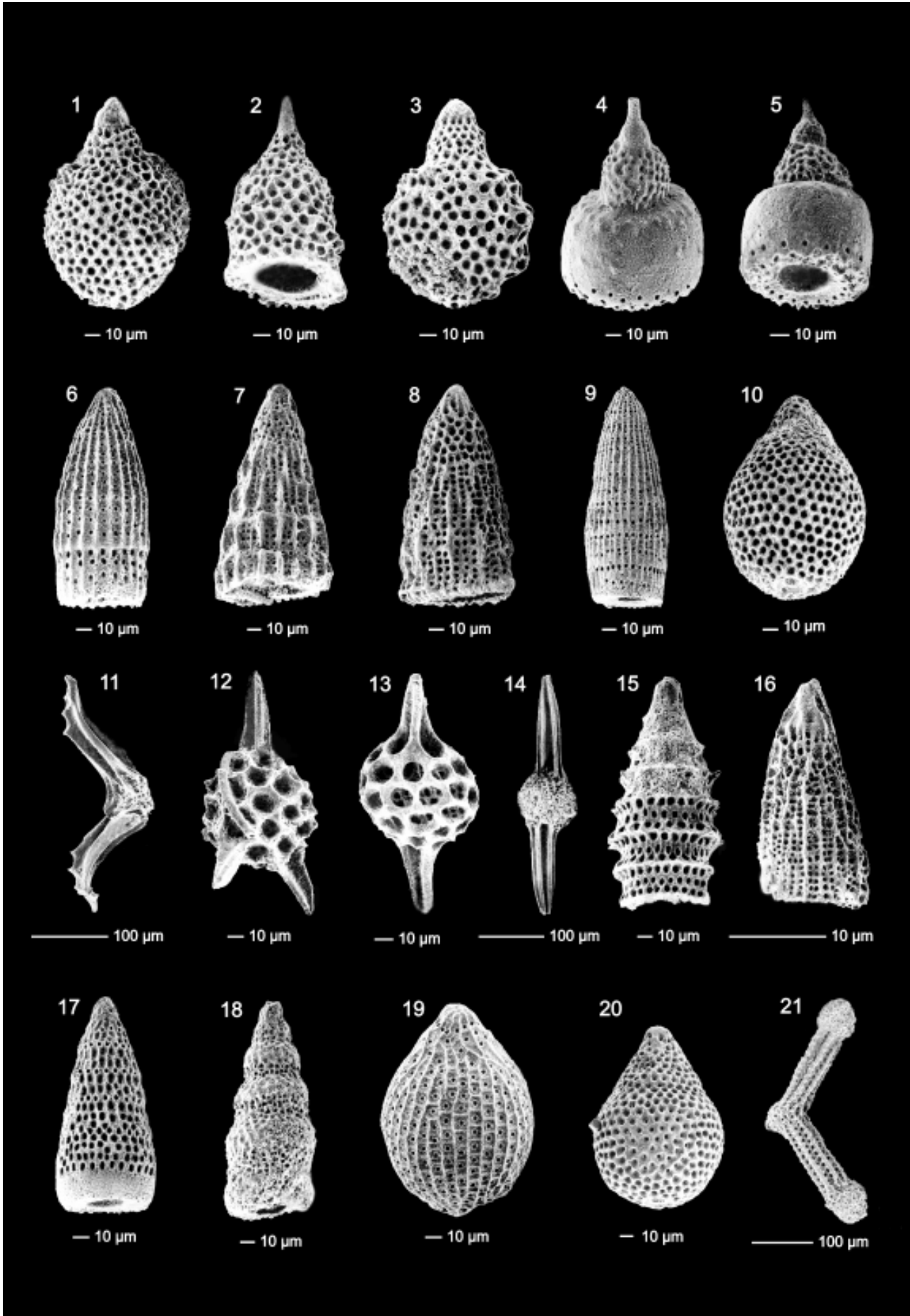
Der im Bereich der Blaa Alm auftretende rot-violette Kieselskalk bis Radiolarit entspricht nicht dem typischen Roten Radiolarit in den Nördlichen Kalkalpen, der im

Abb. 9: Radiolarien aus den schwarzen Kieselskalen südlich des Fludergrabens nördlich des Pötschensteins (\*3 in Abb. 2, Probe EW 257). Hohe U.A.-Zone 7 bis U.A.-Zone 8, Callovium bis Unter-Oxfordium.

1. *Tricolocapsa* cf. *leiostraca* (FOREMAN 1973)
2. *Pseudodictyomitrella spinosa* GRILL & KOZUR 1986
3. *Tricolocapsa funatoensis* (AITA 1987)
4. *Eucyrtidiellum unumaense postulatum* BAUMGARTNER 1984
5. *Eucyrtidiellum unumaense unumaense* (YAO 1979)
6. *Archaeodictyomittra primigena* PESSAGNO & WHALEN 1982
7. *Hsuum brevicostatum* (OZVOLDOVA 1975) [
8. *Hsuum maxwelli* PESSAGNO 1977
9. *Archaeodictyomittra rigida* PESSAGNO 1977
10. *Sichocapsa* aff. *convexa* YAO 1979
11. *Pterotrabs* sp. A
12. *Gorgansium* sp. [U.A.-Zone 3-8]
13. *Sphaerostylus lanceola* (PARONA 1890)
14. *Archaeospongoprimum* sp.
15. *Parvicingula dhimenaensis* ssp. A BAUMGARTNER et al. 1995
16. *Hsuum* cf. *baloghi* GRILL & KOZUR 1986
17. *Pseudodictyomittra* sp.
18. *Cinguloturris latiannulata* (GRILL & KOZUR 1986)
19. *Tricolocapsa conexa* MATSUOKA 1983
20. *Sichocapsa convexa* YAO 1979
21. *Tritrabs* sp.

Fig. 9: Radiolarians of the black cherty limestones from the southern Fludergraben area north of the Pötschensten (\*3 in Fig. 2, sample EW 257). High U.A.-Zone 7 to U.A.-Zone 8, Callovian to Lower Oxfordian.

1. *Tricolocapsa* cf. *leiostraca* (FOREMAN 1973)
2. *Pseudodictyomitrella spinosa* GRILL & KOZUR 1986
3. *Tricolocapsa funatoensis* (AITA 1987)
4. *Eucyrtidiellum unumaense postulatum* BAUMGARTNER 1984
5. *Eucyrtidiellum unumaense unumaense* (YAO 1979)
6. *Archaeodictyomittra primigena* PESSAGNO & WHALEN 1982
7. *Hsuum brevicostatum* (OZVOLDOVA 1975)
8. *Hsuum maxwelli* PESSAGNO 1977
9. *Archaeodictyomittra rigida* PESSAGNO 1977
10. *Sichocapsa* aff. *convexa* YAO 1979
11. *Pterotrabs* sp. A
12. *Gorgansium* sp.
13. *Sphaerostylus lanceola* (PARONA 1890)
14. *Archaeospongoprimum* sp.
15. *Parvicingula dhimenaensis* ssp. A BAUMGARTNER et al. 1995
16. *Hsuum* cf. *baloghi* GRILL & KOZUR 1986
17. *Pseudodictyomittra* sp.
18. *Cinguloturris latiannulata* (GRILL & KOZUR 1986)
19. *Tricolocapsa conexa* MATSUOKA 1983
20. *Sichocapsa convexa* YAO 1979
21. *Tritrabs* sp.



mittleren und höheren Oxfordium auftritt, sondern entspricht auf Grund seines Alters den Klauskogelbachschichten nach WEGERER et al. (1999) und muß als eigenständiges Member innerhalb der Ruhpoldinger Radiolarit Gruppe angesehen werden.

## Dank

Wir bedanken uns bei Prof. Dr. L. Krystyn (Wien) für die stratigraphische Einstufung der Conodontenfaunen, zahlreiche Hinweise und Diskussion. Herrn Prof. Dr. W. Frisch (Tübingen) danken wir für kritische Diskussion im Gelände. Er zeigte uns die neuen Brekzienvorkommen im Fludergraben. Herr Dr. V. Diersche (Sulzfeld/Main) begleitete uns im Gelände, las kritisch das Manuskript und gab zahlreiche Hinweise. Herr Dr. Ch. Baal (Wien) unterstützte uns am Rasterelektronenmikroskop.

## Literatur

- AITA, Y. (1987): Middle Jurassic to Lower Cretaceous radiolarian biostratigraphy of Shikoku with reference to selected sections in Lombardy Basin and Silicy. - Sci. Rep. Tohoku Univ. Series 2: Geology, **58**: 1-91, Sendai.
- BAUMGARTNER, P.O. (1984): A Middle Jurassic-Early Cretaceous low-latitude radiolarian zonation based on Unitary Associations and age of Tethyan radiolarites. - Eclogae geol. Helv., **77**: 729-837, Basel.
- BAUMGARTNER, P.O. (1987): Age and genesis of Tethyan Jurassic Radiolarites. - Eclogae geol. Helv., **80**: 831-879, Basel.
- 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'DOHERTY, L., SAVARY, J., VISHNEVSKAYA, V., WIDZ, D. & YAO, A. (1995): Middle Jurassic to Early Cretaceous radiolarian biochronology of Tethys based on Unitary Associations. - Mem. de Geol., **23**: 1013-1048, Lausanne.
- BAUMGARTNER, P.O., O'DOHERTY, L., GORICAN, S., DUMITRICA-JUD, R., DUMITRICA, P., URQUHART, E., MATSUOKA, A., DANELIAN, T., BARTOLINI, A., CARTER, E.S., DE WEVER, P., KITO, N., MARCUCCI, M. & STEIGER, T. (1995): Radiolarian catalogue and systematics of Middle Jurassic to early Cretaceous Tethyan genera and species. - Mém. de Geol., **23**: 37-685, Lausanne.
- BUDUROV, K. & STEFANOV, S. (1965): Gattung *Gondolella* aus der Trias Bulgariens. - Trav. Geol. Bulgar., Sér. Paléont., **7**: 115-127, Sofia.
- BUDUROV, K. & STEFANOV, S. (1972): Plattform-Conodonten und ihre Zonen in der Mittleren Trias Bulgariens. - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **21**: 829-852, Innsbruck Wien.
- BUDUROV, K. & STEFANOV, S. (1975): Neue Daten über die Conodonten-Chronologie der Balkaniden der Mittleren Trias. - C.R. Acad. bulg. Sci. Sofia, **28**: 791-794, Sofia.
- BURNETT, R. D., HIGGINS, A. C. & AUSTIN, R. L. (1994): Carboniferous-Devonian CAI in England, Wales and Scotland. The pattern and its interpretation: a synoptic review. - Cour. Forsch.Inst. Senck., **168**: 267-280, Frankfurt/Main.
- DIERSCHKE, V. (1980): Die Radiolarite des Oberjura im Mittelabschnitt der Nördlichen Kalkalpen. - Geotekt. Forsch., **58**: 1-217, Stuttgart.
- DUMITRICA, P. (1970): Cryptocephalic and cryptothoracic Nassellaria in Mesozoic deposits, Romania. - Rev. Roumaine de Géol. Géophys. Géog. (sér. Géol.), **14**: 45-124, Bukarest.
- DUMITRICA, P., IMMENHAUSER, A. & DUMITRICA-JUD, R. (1997): Mesozoic radiolarian biostratigraphy from Masirah ophiolite, Sultanate of Oman. Part I: Middle Triassic, uppermost Jurassic and Lower Cretaceous Spumellarians and Multisegmented Nassellarians. - Bulletin of the National Museum of National Science (Taiwan), No. **9**: 1-106, Taichung.
- DUMITRICA, P. & MELLO, J. (1982): On the age of the Meliata Group and the Silica Nappe radiolarites (localities Drzkovce and Bohunova, Slovak Karst, CSSR). - Geol. prace, **77**: 17-28, Prag.
- EPSTEIN, A.G., EPSTEIN, J.B. & HARRIS, L.D. (1977): Conodont Colour Alteration - An Index to Organic Metamorphism. - Geol. Surv. Prof. Pap., **995**: 1-27, Washington.
- FOREMAN, H.P. (1973): Radiolaria from DSDP Leg 20. - Init. Rep. Deep Sea Drilling Project, **20**: 249-305, Washington.
- GAWLICK, H.-J. (1996): Die früh-oberjurassischen Brekzien der Strubbergsschichten im Lammertal - Analyse und tektonische Bedeutung (Nördliche Kalkalpen, Österreich). - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **39/40**: 119-186, Wien.
- 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. & KÖNIGSHOF, P. (1993): Diagenese, niedrig- und mittelgradige Metamorphose in den südlichen Salzburger Kalkalpen - Paläotemperaturabschätzung auf der Grundlage von Conodont Colour Alteration Index (CAI) Daten. - Jb. Geol. B.-A., **136**: 39-48, Wien.
- GAWLICK, H.-J., KRYSSTYN, L. & LEIN, R. (1994): CAI-Paleotemperatures and metamorphism in the Northern Calcareous Alps - a general view. - Geol. Rdschau, **83**: 660-664, Berlin.
- GAWLICK, H.-J., KRYSSTYN, L. & LEIN, R. (1999): Diagenetic and Metamorphic overprint of the Northern Calcareous Alps on the Base of Conodont Colour Alteration Index (CAI) Data. - Tübinger Geowiss. Arbeiten, Reihe A, **52**: 100-102, Tübingen.
- GAWLICK, H.-J. & SUZUKI, H. (1999): Zur stratigraphischen Stellung der Strubbergsschichten in den Nördlichen Kalkalpen (Callovium-Oxfordium). - N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **211**: 233-262, Stuttgart.
- GRILL, I. & KOZUR, H. (1986): The first evidence of the Unuma echinatus radiolarian zone in the Rudabanya Mts. (northern Hungary). - Geol. Pal. Mitt. Innsbruck, **13**: 239-275, Innsbruck.
- HARRIS, A.G., LANE, H. R., TAILLEUR, I. L. & ELLERSIEK, I. (1987): Conodont thermal maturation patterns in Paleozoic and Triassic rocks, northern Alaska - Geologic and Exploration Implications. - (In: TAILLEUR, I. L. & WEIMAR, P. (Eds.): Alaskan North slope Geology, V. 1, Pacific Sec. Soc. Econ. Paleont. and Mineral. and Alasko Geol. Soc.), 181-191, Canada.
- HAYASHI, S. (1968): The Permian Conodonts of the Adoyama Formation, Ashio Mountains, Central Japan. - Earth Science, **22**: 63-77, Tokyo.
- HORI, R. & OTSUKA, T. (1989): Early Jurassic radiolarians from the Mt. Norikuradake area, Mino Terrane, central Japan. - Jour. Geosci., Osaka City Univ., **32**: 175-198, Osaka.
- HUCKRIEDE, R. (1958): Die Conodonten der mediterranen Trias und ihr stratigraphischer Wert. - Paläont. Z., **32**: 141-175, Stuttgart.
- HULL, D.M. (1997): Upper Jurassic Tethyan and southern Boreal radiolarians from western North America. - Micropaleontology, Suppl. **2**: 1-202, New York.
- KOCHER, R.N. (1981): Biochronostratigraphische Untersuchungen oberjurassischer radiolarienführender Gesteine, insbesondere der Südalpen. - Mitt. Geol. Inst. ETH und Univ. Zürich, N.F., **234**: 1-184, Zürich.
- KÖNIGSHOF, P. (1992): Der Farbänderungsindex von Conodonten (CAI) in paläozoischen Gesteinen (Mitteldevon bis Unterkarbon) des Rheinischen Schiefergebirges. Eine Ergänzung zur Vitrinit-reflexion. - Cour. Forsch.Inst. Senck., **146**: 1-118, Frankfurt/Main.
- KOZUR, H. (1972): Die Conodontengattung *Metapolygnathus* Hayashi und ihr stratigraphischer Wert. - Geol. Paläont. Mitt.

- Innsbruck, **10**: 217-221, Innsbruck.
- MANDL, G.W. (1982): Jurassische Gleittektonik im Bereich der Hallstätter Zone zwischen Bad Ischl und Bad Aussee (Salzkammergut, Österreich). - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **28**: 55-76, Wien.
- MANDL, G.W. (1984): Zur Trias des Hallstätter Faziesraumes - ein Modell am Beispiel Salzkammergut (Nördliche Kalkalpen, Österreich). - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **30/31**: 133-176, Wien.
- MANDL, G.W. (2000): The Alpine sector of the Tethyan shelf - Examples of Triassic to Jurassic sedimentation and deformation from the Northern Calcareous Alps. - Mitt. Österr. Geol. Ges., **92**: 61-77, Wien.
- MATSUOKA, A. (1983): Middle and Late Jurassic Radiolarian Biostratigraphy in the Sakawa and Adjacent Areas, Shikoku, Southwest Japan. - Journ. Geosci. Osaka City Univ., **26**: 1-48, Osaka.
- MATSUOKA, A. (1984): Late Jurassic four-segmented nassellarians (Radiolaria) from Strikoku, Japan. - Journ. Geosci. Osaka City University, **27**: 143-153; Osaka.
- MATSUOKA, A. (1986): Tricolocapsa yaoi assemblage (Late Jurassic radiolarians) from the Togano Group in Shikoku, Southwest Japan. - Journ. Geosci. Osaka City. Univ., **29**: 101-115, Osaka.
- MATSUOKA, A. & YAO, A. (1985): Latest Jurassic radiolarians from the Torinosu Group in Southwest Japan. - Journ. Geosci. Osaka City Univ., **28**: 125-145, Osaka.
- MISSONI, S., STEIGER, T. & GAWLICK, H.-J. (2001): Das "Gschirrkopfenster" in den Berchtesgadener Kalkalpen (Deutschland) und seine Interpretation: Neuergebnisse auf der Basis von stratigraphischen und faziellen Untersuchungen. - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **45**: 89-110, Wien.
- MIZUTANI, S. (1981): A Jurassic formation in the Hida-Kanayama area, central Japan. - Bull. Mizunami Fossil Museum, **8**: 147-190, Mizunami [Japanisch mit engl. Beschreibung].
- MOSHER, L.C. (1968): Triassic Conodonts from Western North America and Europe and their correlation. - J. Paleont., **42**: 895-946, Tulsa.
- MOSHER, L.C. (1970): New Conodont species on Triassic guide fossils. - J. Paleont., **44**: 737-742, Tulsa.
- MOSTLER, H. (1967): Conodonten und Holothuriensklerite aus den norischen Hallstätter Kalken von Hernstein (Niederösterreich). - Verh. Geol. B.-A., **1967**: 177-188, Wien.
- NÖTH, S. (1991): Die Conodontendiagenese als Inkohlungsparameter und ein Vergleich unterschiedlich sensitiver Diageneseindikatoren am Beispiel von Triassedimenten Nord und Mitteldeutschlands. - Boch. geol. und geotechn. Arb., **37**: 1-169, Bochum.
- ORCHARD, M.J. (1991): Upper Triassic conodont biochronology and new index species from the Canadian Cordillera. - (In: ORCHARD, M.J. & McCracken, A.D. (Eds.): Ordovician to Triassic Conodont Paleontology of the Canadian Cordillera), Geol. Survey of Canada Bull., **417**: 299-335, Vancouver.
- OZVOLDOVA, L. (1975): Upper Jurassic radiolarians from the Kisuca Series in the Klippen Belt. - Zapadne Karpaty, Ser. Paleont., **1**: 73-86.
- OZVOLDOVA, L. (1988): Radiolarian associations from radiolarites of the Kysuca succession of the Klippen Belt in the Vicinity of Myjava - Turá Lúka (west Carpathians). - Geol. Sbornik, **39**: 369-392, Bratislava.
- PARONA, C. F. (1890): Radiolarie nei noduli selciosi del calcare giurese di Cittiglio presso Laverno. - Boll. Soc. Geol. Ital., **9**: 132-175, Roma.
- PESSAGNO, E.A. Jr. (1977): Upper Jurassic radiolaria and radiolarian biostratigraphy of the California Coast Ranges. - Micropaleontology, **23**: 56-113, New York.
- PESSAGNO, E.A., Jr. & WHALEN, P.A. (1982): Lower and Middle Jurassic radiolaria (multicyrtid Nassellariina) from California, east-central Oregon and the Queen Charlotte Islands, B.C. - Micropaleont., **28**: 111-169, New York.
- RIEDEL, W.R. & SANFILIPPO, A. (1974): Radiolaria from the Southern Indian Ocean, DSDP Leg 26. - (In: DAVIS, T.A., LUYENDYK, B.P. et al. (Eds.): Initial Reports of Deep Sea Drilling Projekt), **26**: 771-814, (U.S. Government Printing Office) Washington.
- SCHÄFFER, G. (1982): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000 ÖK 96 Bad Ischl. - Geol. B.-A., Wien.
- SUZUKI, H., WEGERER, E. & GAWLICK, H.-J. (2001): Zur Radiolarienstratigraphie im unteren und mittleren Callovium in den Nördlichen Kalkalpen - das Klauskogelbachprofil westlich von Hallstatt (Österreich). - Zbl. Geol. Paläont. Teil1, **2000**, Heft 1/2: 167-184, Stuttgart.
- TAKEMURA, A. (1986): Classification of Jurassic Nassellarians (Radiolaria). - Paläontographica, Abt. A: Paläozoologie-Stratigraphie, **195**: 29-74, Bonn.
- TAN, S.H. (1927): Over de samenstelling en het ontstaan van krijten mergelgesteenten van de Molukken. - Jb. van het mijnwezen in Nederlands-Indie, **55**: 5-165, Batavia (Djakarta).
- TOLLMANN, A. (1981): Oberjurassische Gleittektonik als Hauptformungsprozeß der Hallstätter Region und neue Daten zur Gesamttektonik der Nördlichen Kalkalpen in den Ostalpen. - Mitt. österr. geol. Ges., **74/75**: 167-195, Wien.
- TOLLMANN, A. (1985): Geologie von Österreich, Band 2. - 1-710, (Deuticke) Wien.
- WAKITA, K. (1988): Early Cretaceous melange in the Hida-Kanayama area, central Japan. - Bull. Geol. Surv. Japan, **33**: 367-421.
- 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.
- WIDZ, D. & DE WEVER, P. (1993): Nouveaux Nassellaires (Radiolaria) des radiolarites jurassiques de la coupe de Szeligowy Potok (Zones de klippe de Pieniny, Carpathes, Pologne). - Revue de Micropaléontologie, **36**: 77-91, Paris.
- YAO, A. (1979): Radiolarian fauna from the Mino belt in the northern part of the Inuyama area, central Japan, part II: Nassellaria 1. - Jour. Geosci., Osaka City University, **22**: 21-72, Osaka.
- YEH, K. (1987): Taxonomic studies of Lower Jurassic Radiolaria from east-central Oregon. - National Museum of Natural Science, Spec. Publ., **2**: 1-169.

# Das „Gschirrkopffenster“ in den Berchtesgadener Kalkalpen (Deutschland) und seine Interpretation: Neuergebnisse auf der Basis von stratigraphischen und faziellen Untersuchungen

Reinterpretation of the „Gschirrkopf window“ in the Berchtesgaden Alps (Germany) based on new stratigraphic and facies data

Von

Sigrid MISSONI, Torsten STEIGER & Hans-Jürgen GAWLICK

Mit 12 Abbildungen  
With 12 figures

Schlüsselwörter:  
*Mittel- bis Ober-Jura*  
*Radiolarit*  
*Radiolarien*  
*Gleitschollen*  
*Nördliche Kalkalpen*  
*„Gschirrkopffenster“*  
*Hallstätter Zone*  
*Stratigraphie und Fazies*  
*Strubbergsschichten*  
*Callovium-Oxfordium*

Keywords:  
*Middle to Late Jurassic*  
*Radiolarite*  
*Slides*  
*Mass-flow deposits*  
*Northern Calcareous Alps*  
*Gschirrkopf window*  
*Hallstatt Zone*  
*Stratigraphy and Facies*  
*Strubberg Formation*  
*Callovian-Oxfordian*

Anschriften der Verfasser, addresses of the authors:

SIGRID MISSONI, HANS-JÜRGEN GAWLICK

Montanuniversität Leoben

Institut für Geowissenschaften: Prospektion und Angewandte Sedimentologie

Peter-Tunner-Straße 5

8700 Leoben

Österreich.

TORSTEN STEIGER

Grafrather Straße 53a

D-82288 Kottgeisering

Deutschland.

Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.

45

S. 89-110

Wien 2001



## Inhalt

Zusammenfassung.....	90
Abstract.....	91
1. Einleitung und geologische Übersicht.....	91
2. Lokalitäten.....	94
3. Stratigraphie und Fazies.....	94
3.1. Der Fensterinhalt.....	94
3.1.1. Der tirolische Untergrund.....	94
3.1.2. Gleitschollen: Pötschenschichten.....	103
3.2. Der Rahmen: Berchtesgadener Einheit.....	103
4. Ergebnisse.....	107
Dank.....	108
Literatur.....	108

## Contents

Zusammenfassung.....	90
Abstract.....	91
1. Introduction and geological overview.....	91
2. Localities.....	94
3. Stratigraphy and Facies.....	94
3.1. Stratigraphy and Facies.....	94
3.1.1. Tirolicum.....	94
3.1.2. Slides: Pötschen Fm.....	103
3.2. The Berchtesgaden unit.....	103
4. Results.....	107
Acknowledgements.....	108
References.....	108

## Zusammenfassung

Dem „Gschirrkopfenster“ nördlich von Berchtesgaden kommt für die Interpretation der Platznahme des „Juvavikums“ und dabei im speziellen für die bisher zum Hochjuvavikum gestellten Berchtesgadener Decke eine Schlüsselposition zu. Nach bisherigen Auffassungen einerseits zum Tirolikum und andererseits zum Juvavikum gestellt, a) Hochjuvavikum (abgerissener Stirnrest der Berchtesgadener Decke) oder b) Tiefjuvavikum, ist die Frage der tektonischen Position des „Gschirrkopfensters“ bis heute aufgrund unzureichender fazieller Daten und stratigraphischer Einstufungen der Serien ungeklärt. Die Zuordnung der einzelnen mergelreichen bis kieseligen Serien schwankt zwischen Lias und Ober-Jura bis Unter-Kreide. Die regionale Ausdehnung des „Gschirrkopfensters“ ist bisher nur ungenügend erfaßt worden.

Im Südteil des Gschirrkopfes bisheriger Auffassung ist eine vollständige Abfolge von der Ober-Trias bis in das Oxfordium aufgeschlossen: Über gebanktem Dachsteinkalk in lagunärer Fazies folgen liassische Rotkalken in Adneter Fazies (Klaus Kalk konnte nicht nachgewiesen werden), darüber schwarze und rötlich-violette Kieselkalke und Radiolarite des Callovium bis Unter-Oxfordium. Diese Serie fällt nach Norden unter die pelagischen Kieselkalke und Kiesel dolomite aus dem Zlambach-Faziesraum (Zwieselalm-Fazies; proximale Pötschenschichten) ein. Diese Serie liegt wahrscheinlich sedimentär auf dem Schwarzen Radiolarit, obwohl der direkte Kontakt zur Zeit nicht

aufgeschlossen ist. Mit Hilfe von Conodonten aus diesen Karbonaten konnte eine vollständige Pötschenschichten-Folge vom Jul 2 bis in das Sevat rekonstruiert werden. Dabei sind sehr mächtige Abschnitte der Schichtfolge als gebankte bis massige, verschieden graue Dolomite und Kiesel dolomite entwickelt. Die im Osten auftretenden kieseligen Dolomite im Gerner Bach (Langobard bis Jul) und die im Westen im Hangenden der Radiolarite aufgeschlossenen grauen und undeutlich gebankten Dolomite (Illyr bis Fassan) gehören nicht mehr zu den Pötschenschichten des „Gschirrkopfensters“. Sie stellen die tektonische Basis der Berchtesgadener Einheit i. e. S. dar. Durch diese Datierungen konnte hiermit auch zum ersten Mal belegt werden, daß hier die Basis der Berchtesgadener Einheit nicht aus lagunärem bis riffnahem Ramsau Dolomit (= Wetterstein Dolomit) besteht, sondern aus Raminger Dolomit bzw. Reiflinger Dolomit, im Liegenden z. T. auch Steinalm Dolomit.

Mit Hilfe dieser biostratigraphischen Einstufung sowohl der Radiolaritfolgen als auch der kieseligen Dolomite und Kalke kann folgende Zuordnung der einzelnen Schichtfolgen zu tektonischen Einheiten getroffen werden: Die am Südrand des „Gschirrkopfensters“ aufgeschlossene Schichtfolge (Ober-Trias bis Oxfordium, s. o.) stellt aufgrund der faziellen Entwicklung und der Altersstellung den parautochthonen (tirolischen) Untergrund dar. Im Callovium bis Unter-Oxfordium eingelagert folgen allochthone obertriassische Pötschenschichten i. w. S. Diese Abfolge ist identisch mit der am Tennengebirgsnordrand und ist somit als westliche Fortsetzung des Lammer Beckens zu verstehen. Auch das

Auftreten von Werfener Schichten, z. T. vermischt mit Haselgebirge an der Basis der Pötschenschichten i. w. S. entspricht der im Lammer Becken, d. h. es handelt sich hierbei um eine Strubberg Schichten Abfolge. Die im Hangenden auftretenden Reiflinger Dolomite stellen die Basis der nächsthöheren tektonischen Einheit dar, wobei aufgrund der Triasentwicklung der östlichen Berchtesgadener Decke (mit Steinalmdolomit, Reiflinger und Raming Dolomit an der Basis, Wetterstein Riffkalk, proximalen Cidarisschichten mit Ooidsanden, Opponitzer Schichten, gebanktem Dachsteinkalk des Nor und rhätischem Dachsteinkalk im Hangenden) eine Herkunft der östlichen Berchtesgadener Decke vom Südrand der triassischen Karbonatplattform auszuschließen ist, wie das z. B. bei anderen in gleicher tektonischer Position auftretenden Großdeckenkomplexen (Gollinger Schwarzenberg-Komplex, Hochschwab) der Fall ist. Eine Herkunft der östlichen Berchtesgadener Einheit aus einer Position der rückriffnahen Lagune der Ober-Trias Karbonatplattform wird aufgrund der Ober-Trias Entwicklung und des auflagernden höheren Ober-Jura diskutiert.

Die primäre Platznahme der Hallstätter Gesteine im Berchtesgadener Raum erfolgte zur Zeit des unteren Radiolaritniveaus.

## Abstract

The „Gschirrkopf window“ north of Berchtesgaden is a classic locality for the timing of the emplacement of the „Iuvavic nappe system“, especially of the „Berchtesgaden nappe“ (former Upper Iuvavic nappe) in the Northern Calcareous Alps. The rocks of the window are not well dated and mostly unknown in their stratigraphic range. The tectonic position of the window is controversially discussed by many authors – Iuvavic or Tirolic. The most important sediments for the interpretation are the late Middle to early Late Jurassic cherty sediments below the Hallstatt series, the former interpreted stratigraphic range is Lower Jurassic to Lower Cretaceous.

In the southern Gschirrkopf window we study a complete sedimentary succession below the Hallstatt sequences (Late Triassic to Late Jurassic; Oxfordian): in Late Triassic occur the bedded lagoonal Dachstein limestone followed by the pelagic red nodular limestone of the Adnet Formation (Liassic), and on top cherty sediments (cherty limestones, radiolarites) – Callovian to early Oxfordian. The sedimentary succession dips to the north and underly triassic pelagic sequences – slides of the Pötschen Formation dated by conodonts as Julian to Sevatian in age (dolomites and cherty limestones in Zwieselam facies).

Cherty dolomites east of Gerner valley (Langobardian to Julian) and in the west of the window on top of the Jurassic cherty (Illyrian to Fassanian) are not part of the Pötschen Formation. They are the stratigraphic base of the Berchtesgaden unit. Formerly the stratigraphic base of the Berchtesgaden unit in the area of the „Gschirrkopf window“ was defined as Wetterstein or Ramsau dolomite. Our investigations results in Steinalm Formation, Reifling Formation (dolomites) and Raming Formation (dolomites).

The cherty sediments under the slide blocks and above of

the Adnet Formation are Callovian to Lower Oxfordian in age based on radiolarian dating. In the southern part of the window they are dated as Callovian to Lower Oxfordian. In the western part of the window (Gerner valley) also as Callovian to Lower Oxfordian.

On basis of these biostratigraphic data we can clearly distinguish the tectonic units: the sedimentary succession in the southern part of the window is the tirolic base (Late Triassic to Oxfordian): bedded lagoonal Dachstein limestone, Adnet Formation and Strubberg Formation. The Pötschen Formation is incorporated as large slides within cherty sediments, identically in facies and stratigraphy to the slides in the Lammer Basin (= Strubberg Formation) to the east. Also Werfen beds occur in the window as slides. So we interpret the Gschirrkopf window as western continuation of the Lammer Basin (Strubberg Formation = carbonate clastic radiolaritic flysch).

The Reifling and Raming dolomites represent a separate tectonic unit, the Berchtesgaden unit. The sedimentary sequence of the Berchtesgaden unit can reconstructed as follows: Steinalm and Reifling dolomites on base (Pelsonian/Illyrian to Langobardian), followed by Raming dolomites (late Langobardian), Wetterstein dolomite (early Carnian), Cidarid limestone (late Julian), Opponitz dolomite (late Carnian), bedded Dachstein limestone (Norian) and reefs (Rhaetian). These sedimentary succession is not typical for the triassic southern rim of the Northern Calcareous Alps with its transition from the platform to the basin area (= Hallstatt sequences). It is characteristic for a paleogeographic position in the lagoonal, inner parts of the Northern Calcareous Alps. So we can exclude a paleogeographic origin of the eastern Berchtesgaden unit from the reef rim as known from other nappes in similar tectonic position (e.g. Golling Schwarzenberg-complex, Hochschwab – they are in the same tectonic position on top of the Strubberg Formation).

The emplacement of the Hallstatt Mélange in the Berchtesgaden Alps is dated as Callovian to early Oxfordian similar to other localities in the whole middle part of the Northern Calcareous Alps and reflects the late Jurassic tectonic shortening due to the closure of parts of the Tethys Ocean in the Berchtesgaden Alps.

## 1. Einleitung und geologische Übersicht

Dem „Gschirrkopffenster“ (Abb. 1, Abb. 2) nördlich von Berchtesgaden kommt für die Interpretation der Platznahme des „Juvavikums“ (= Hallstatt Mélange) und dabei im speziellen für die bisher allgemein zum Hochjuvavikum (TOLLMANN 1985 – cum lit) gestellten Berchtesgadener Einheit eine Schlüsselposition zu. Einerseits zum Tirolikum (SCHLAGER 1930, 1964, PREY 1969) und andererseits zum Juvavikum gestellt,

- a) Hochjuvavikum (abgerissener Stirnrest der Berchtesgadener Decke: u. a. RISCH 1993 - cum lit.) oder
- b) Tiefjuvavikum (u. a. HÄUSLER & BERG 1980)

ist die Frage der tektonischen Position des „Gschirrkopf-

fensters“ und seines Inhaltes bis heute aufgrund mangelnder fazieller Daten und stratigraphischer Einstufung der Serien ungeklärt.

Die Frage nach der zeitlichen Platznahme der Hallstätter Gesteine wird bis heute kontrovers diskutiert (vgl. RISCH 1993 – cum lit., MICHAEL 1989). Die Zuordnung der einzelnen mergelreichen bis kieseligen Serien, die z. T. die Matrix der Hallstätter Gesteine bilden und z. T. diese unterlagern schwankt zwischen Lias und Ober-Jura bis Unter-Kreide.

Die fazielle und stratigraphische Entwicklung der Hallstätter Schichtfolge, die für Fragen der paläogeographischen Herkunft der Hallstätter Gesteine von entscheidender Bedeutung ist, ist bisher weitgehend unbekannt und es liegen nur wenige bzw. keine Daten vor (HÄUSLER & BERG 1980). RISCH (1993) stellt auf Grund der Befunde von HÄUSLER & BERG (1980), die vor allem die Hallstätter Gesteine westlich der Berchtesgadener Decke biostratigraphisch mit Hilfe von Conodonten eingestuft haben, die Hallstätter Gesteine im „Gschirrkopfenster“ zu den Pötschenschichten auf Grund der ähnlichen lithofaziellen Ausbildung und dem Hinweis in HÄUSLER & BERG (1980). HÄUSLER & BERG (1980) haben aber keine biostratigraphischen Daten aus dem „Gschirrkopfenster“ publiziert! So sind zwar heute auf der offiziellen geo-

logischen Karte (Blatt Berchtesgaden West, 1993) Pötschenschichten eingezeichnet, allerdings ohne einen stratigraphischen oder faziellen Nachweis erbracht zu haben. Somit ist die lithofazielle Zugehörigkeit zu einer Formation weiterhin ungeklärt (u. a. Pötschenschichten, Hallstätter Dolomit etc. – vgl. PREY 1969, GANSS et al. 1988, RISCH 1993). Interessanterweise sind auf der offiziellen geologischen Karte 1:25000 Berchtesgaden West fast ausschließlich Pötschenkalk eingezeichnet – Pötschenkalk treten aber im „Gschirrkopfenster“ fast überhaupt nicht auf, es handelt sich vielmehr um eine stratigraphisch fast durchgehende (heute durch Conodonten belegte) Pötschendolomitabfolge, Pötschenkalk tritt nur im ?Mittel-Nor und zwar in sehr geringen Mächtigkeiten auf.

Der Begriff Hallstätter Dolomit wird einerseits als Sammelbegriff für triassische, pelagisch beeinflusste Dolomite verwendet und andererseits für Dolomite, die paläogeographisch aus dem Hallstätter Faziesraum stammen. Damit beinhaltet dieser Begriff einerseits die pelagisch beeinflussten Reiflinger und Raminger Dolomite, die aber nicht notwendigerweise paläogeographisch aus dem Hallstätter Faziesbereich stammen (vgl. u. a. KRYSZYN & LEIN 1996) sowie die Flachwasserdolomite des Steinalmdolomites (z. B. Hahnrain Scholle – GAWLICK & LEIN 1997), der paläoge-

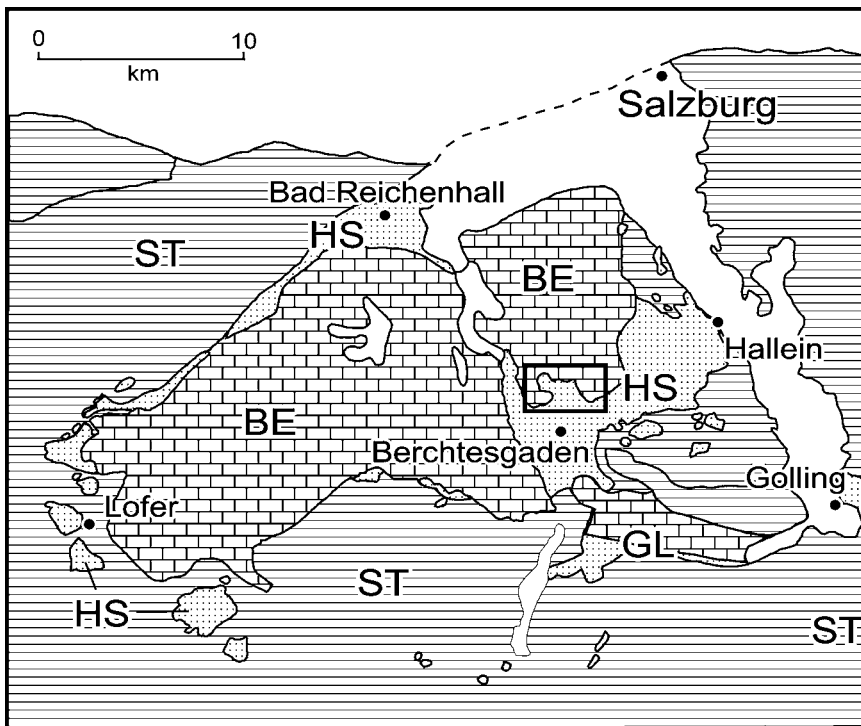
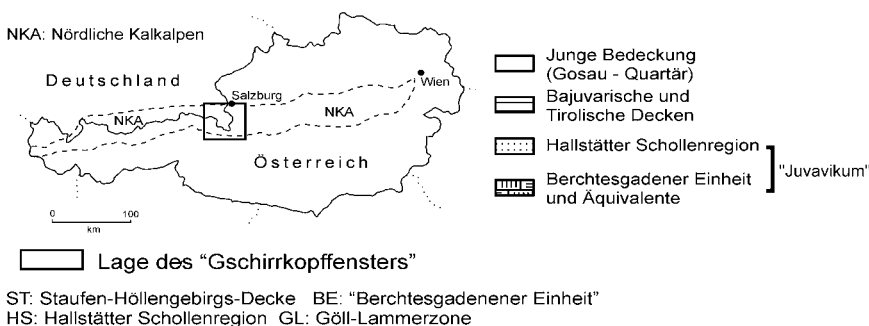


Abb. 1: Tektonische Übersichtskarte der Berchtesgadener Alpen im zentralen Mittelabschnitt der Nördlichen Kalkalpen (vereinfacht und verändert nach TOLLMANN 1985, GAWLICK et al. 1994, 1999, GAWLICK 2000) und Lage der untersuchten Lokalitäten im Bereich des „Gschirrkopfensters“ nördlich von Berchtesgaden.

Fig. 1: Tectonic units of Berchtesgaden Alps in the central middle part of the Northern Calcareous Alps (simplified and partly modified after TOLLMANN 1985, GAWLICK et al. 1994, 1999, GAWLICK 2000) and investigated localities in the area of the Gschirrkopf window north of Berchtesgaden.



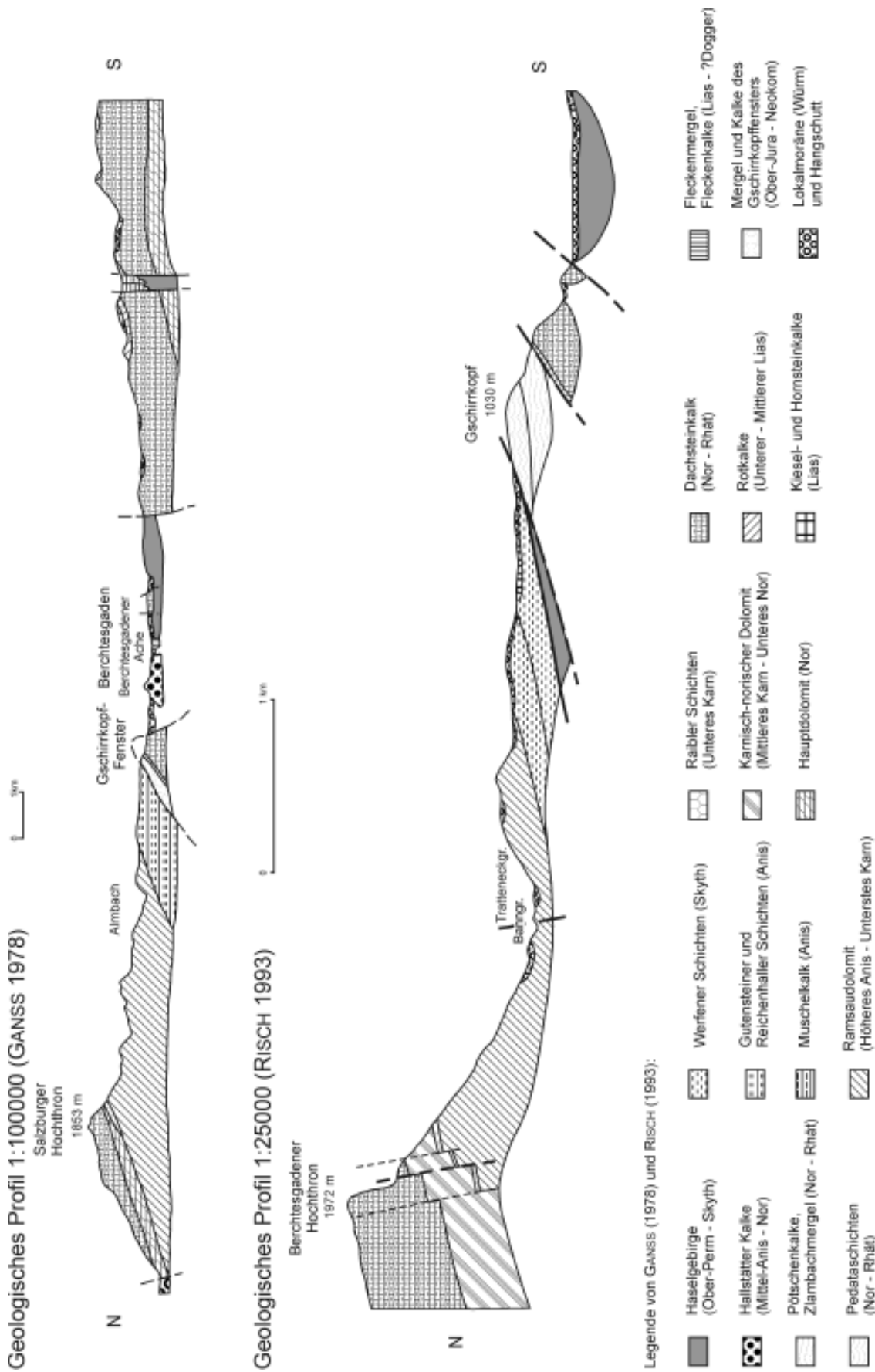


Abb. 2: Bisherige Interpretation der Lagerungsverhältnisse im Bereich des „Gschirrkopfensters“ und der Berchtesgadener Decke.  
 A) Geologisches Profil von GANSS (1978). B) Geologisches Profil nach RISCH (1993).

Fig. 2: Former interpretation of the Gschirrkopf window and the Berchtesgaden nappe.  
 A) After GANSS (1978). B) After RISCH (1993).

graphisch u. a. auch aus dem Hallstätter Faziesbereich hergeleitet werden kann (vgl. GAWLICK & LEIN 2000 – cum lit.). Der Begriff Hallstätter Dolomit hat somit weder eine lithofazielle, paläogeographische noch genetische Aussagekraft und kann aus diesem Grunde heute nicht weiter verwendet werden, da Methoden zur stratigraphischen Einstufung dieser Dolomite und damit auch der genauen Formationszuordnung zur Verfügung stehen.

Darüberhinaus ist die regionale Ausdehnung des „Gschirrkopfensters“ (Diskussion in RISCH 1993) bisher nur ungenügend erfaßt worden und ist ohne eine klare Definition der Schichtfolgen im Bereich des „Gschirrkopfensters“ auch nicht möglich gewesen. Die biostratigraphische Einstufung der Schichtfolgen im Bereich des „Gschirrkopfensters“, das Aufzeigen der Unterscheidungsmöglichkeiten der verschiedenen alten sich aber litho- und mikrofaziell ähnlichen Schichtfolgen bietet nun auf Grund der Zuordnung der einzelnen Schichtfolgen zu ihren paläogeographischen und paläofaziellen Herkunftsgebieten die Grundlage für eine Neukartierung des „Gschirrkopfensters“.

Ziele dieser Arbeit waren:

- eine stratigraphische Einstufung der mergelreichen und kieseligen Serien im „Gschirrkopfenster“ (Radiolarite und Tauglbodenschichten – DIERSCHKE 1980), um Aussagen über die zeitliche Platznahme der Hallstätter Gesteine (Pötschenkalk, Hallstätter Dolomite i. w. S. – vgl. RISCH 1993, PREY 1969 – s. o.) zu erhalten. Dazu wurden ausgewählte Lokalitäten im Zentrum des „Gschirrkopfensters“ nach heutiger Auffassung (Lokalität nördlich des Gehöftes Bischof) und am Rande am Kontakt zur Berchtesgadener Einheit hin mit Hilfe von Radiolarienfaunen datiert,
- eine stratigraphische Einstufung der Kalke und Dolomite im „Gschirrkopfenster“, um Aussagen über die paläogeographische Herkunft dieser bisher in ihrer stratigraphischen Entwicklung unbekannt Serie zu erhalten. Deshalb wurden diese Folgen mit Hilfe von Conodontenfaunen datiert,
- eine stratigraphische Einstufung der Dolomite in der Umrahmung des „Gschirrkopfensters“, welche litho- und mikrofaziell den Dolomiten im „Gschirrkopfenster“ sehr ähnlich werden, um einerseits die räumliche Abgrenzung des „Gschirrkopfensters“ besser zu erfassen und um andererseits die stratigraphische Entwicklung der Berchtesgadener Einheit besser zu verstehen. Auch diese Dolomite am Rande des „Gschirrkopfensters“ wurden mit Hilfe von Conodonten biostratigraphisch eingestuft.

Bei den durchgeführten Untersuchungen hat sich herausgestellt, daß es sich bei den jurassischen, mergelreichen und kieseligen Sedimenten im Bereich des gesamten „Gschirrkopfensters“ um Strubbergsschichten im Sinne von GAWLICK (1996, 2000) und GAWLICK & SUZUKI (1999) handelt, daß der Fensterinhalt eine Pötschenschichtenfolge in Zwieselalmfazies zeigt (vgl. SCHLAGER 1967, MANDL 1984, TOLLMANN 1976, 1985), die der der Lammereggscholle südlich von Golling weitgehend identisch ist (GAWLICK 1998). Bei den Dolomiten der Fensterumrahmung (Bercht-

esgadener Einheit) handelt es sich im wesentlichen um Steinalm Dolomit mit auflagerndem Reiflinger Dolomit und nicht um Ramsaudolomit/Wettersteindolomit. Damit ist das „Gschirrkopfenster“ die westliche Fortsetzung des Lammer Beckens, die Platznahme der Pötschenschichtenfolge in Zwieselalmfazies erfolgte wie im zentralen Lammer Becken im Callovium bis Unter-Oxfordium.

## 2. Lokalitäten

Die untersuchten Lokalitäten liegen im Bereich des „Gschirrkopfensters“ und dessen Umrahmung (Abb. 3). Dabei wurden einerseits die kieseligen und mergelreichen Folgen im Hangenden des Dachsteinkalkes bzw. der Adneter Kalke an verschiedenen Lokalitäten untersucht und andererseits die verschiedenen Kalke und Dolomite des Fensterinhaltes und seiner Umrahmung.

## 3. Stratigraphie und Fazies

### 3.1. Der Fensterinhalt

#### 3.1.1. Der tirolische Untergrund

Im Süden des Gschirrkopfes ist eine vollständige Abfolge von der Ober-Trias bis in das Oxfordium aufgeschlossen (Abb. 11): Über gebanktem Dachsteinkalk in lagunärer Fazies folgen liassische Rotkalke in Adneter Fazies, z. T. mit einer Knollenbrekzie am Top (Klaus Kalk konnte nicht nachgewiesen werden), darüber schwarze Kieselkalke und Radiolarite des Callovium bis Unter-Oxfordium und ein rötlicher Radiolarit des Callovium bis Unter-Oxfordium. Diese Serie fällt nach Norden unter die pelagischen Kieselkalke und Kieseldolomite aus dem Zlambachfaziesraum (Zwieselalm-Fazies i. S. von SCHLAGER 1967; proximale Pötschenschichten i. S. von GAWLICK 1998) ein. Diese Serie liegt sedimentär auf bzw. in schwarzen Kiesel-sedimenten (Kieselkalke, Mergel und Radiolarit).

#### Stratigraphie und Fazies der Kieselsedimente

Die unter den Pötschenschichten auftretenden, kieseligen, dunkelgrauen bis schwarzen, z. T. auch rötlichen, Abfolgen (Radiolarite, Kieselkalke und kieselige Mergel) konnten sowohl südlich des Gschirrkopfes nördlich des Gehöftes Bischof als auch im Westen mit Hilfe von Radiolarienfaunen stratigraphisch eingestuft werden. Südlich des Gschirrkopfes konnte die kieselige Serie durch: *Archaeodictyomitra apiarium* (RÜST 1885), *Archaeodictyomitra suzukii* AITA 1987, *Thanarla conica* (ALIEV 1965), *Droltus* sp. A CARTER et al. 1988, *Archaeodictyomitra minoensis* (MIZUTANI 1981), *Pseudodictyomitra primitiva* MATSUOKA & YAO 1985, *Transhsuum maxwelli* (PESSAGNO 1977), *Transhsuum brevicostatum* (OZVOLDOVA 1975), *Dictyomitrella* (?) *kamoensis* MIZUTANI & KIDO 1983, *Parvicingula* sp. A BAUMGARTNER et al. 1995, *Stichocapsa robusta* MATSUOKA

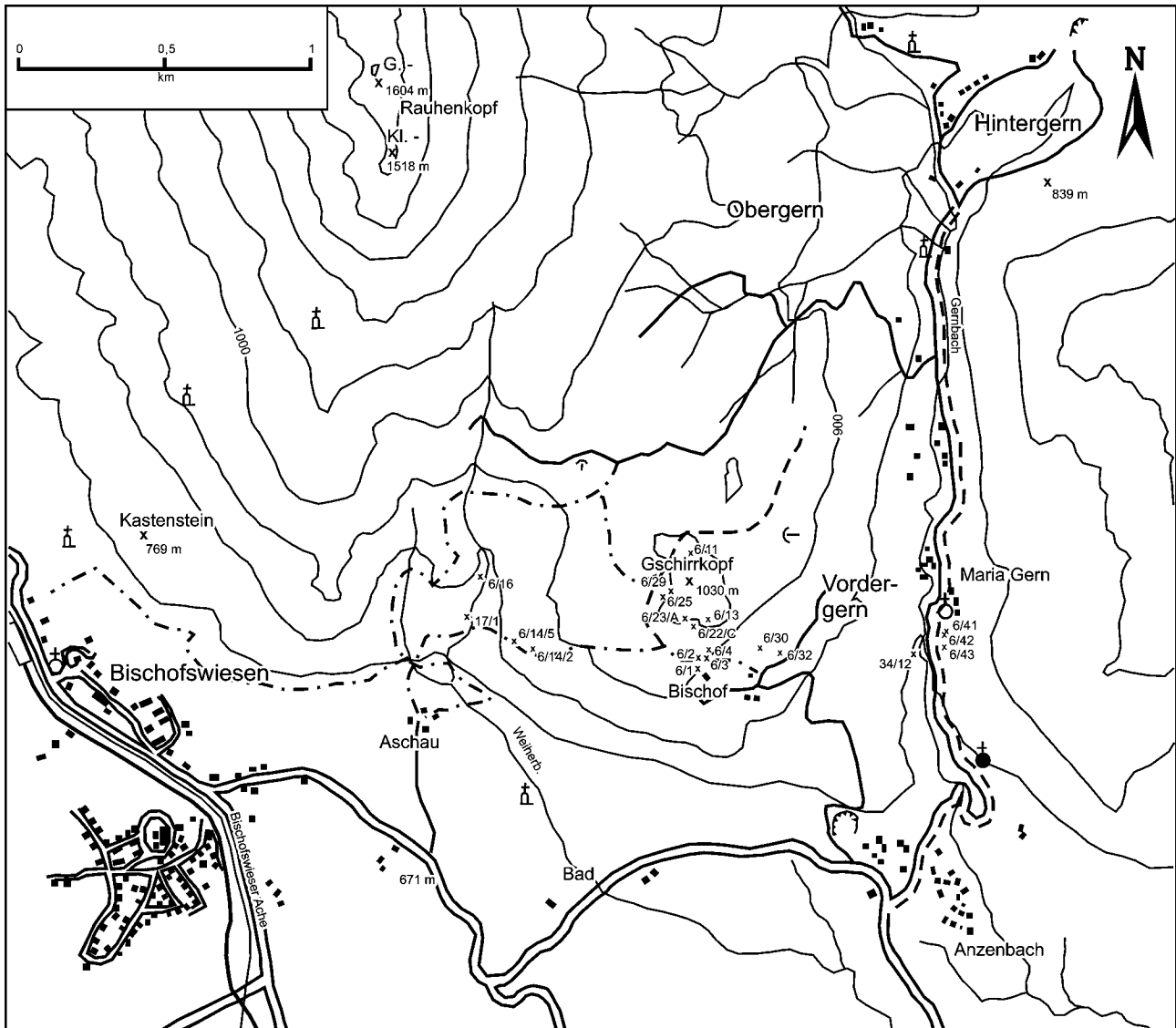


Abb. 3: Geographische Übersicht über das „Gschirrkopffenster“ und Lage der Probenpunkte.

Fig. 3: Geographic map of the Gschirrkopf window and sample localities.

1984, *Stichocapsa pulchella* (RÜST 1898), *Stichomitra* (?) *takoensis* AITA 1987, *Cinguloturris carpathica* DUMITRICA 1982, *Zhamoidellum ovum* DUMITRICA 1970, *Tricolocapsa conexa* MATSUOKA 1983, *Tricolocapsa plicarum* YAO 1979, *Tricolocapsa ruesti* TAN 1927, *Parvicingula spinata* (VINASSA 1899), *Loopus doliolum* DUMITRICA 1997, *Williriedellum carpathicum* DUMITRICA 1970, *Williriedellum crystallinum* DUMITRICA 1970, *Williriedellum* sp. A sensu MATSUOKA 1983, *Sethocapsa yahazuensis* (AITA 1987), *Gongylothorax favosus* DUMITRICA 1970, *Eucyrtidiellum ptyctum* (RIEDEL & SANFILIPPO 1974), *Eucyrtidiellum nodosum* WAKITA 1988 und *Protunuma japonicus* MATSUOKA & YAO 1985 in das Callovium bis Unter-Oxfordium eingestuft werden.

Weiter im Westen konnte für die jurassischen, kieseligen Sedimente Callovium bis Unter-Oxfordium durch *Archaeodictyomitra mirabilis* AITA 1987, *Pseudodictyomitra primitiva* MATSUOKA & YAO 1985, *Transsuum maxwelli* (PESSAGNO 1977), *Stichocapsa himedarum* AITA 1987, *Trico-*

*locapsa conexa* MATSUOKA 1983, *Spongostaurus cruciformis* (CARTER et al. 1988), *Zhamoidellum* cf. *ventricosum* DUMITRICA 1970, *Tricolocapsa tetragona* MATSUOKA 1983, *Williriedellum crystallinum* DUMITRICA 1970, *Williriedellum* sp. A, *Eucyrtidiellum* (?) cf. *quinatum* TAKEMURA 1986, *Unuma darnoensis* KOZUR 1991, *Bernoullius rectispinus* KITO et al. 1990, *Archaeodictyomitra apiarium* (RÜST 1885) und *Archaeodictyomitra suzukii* AITA 1987 belegt werden. Eine Begleitfauna konnte aus den einzelnen Proben nicht herausgelöst werden. Auch mikrofazial sind alle Proben relativ homogen. Radiolarienreiche Wacke- bis Packstones dominieren, selten tritt Bioturbation auf. Vereinzelt sind Schwammnadeln zu beobachten.

#### Profil nördlich des Gehöftes Bischof:

Probe BER 6/1: Dunkelgrauer bis schwarzer Kieselkalk, gebankt, z. T. mit wellig-knolliger Bankunterseite mit folgender Radiolarienfauna: *Archaeodictyomitra apiarium*

RÜST 1885, *Archaeodictyomitra suzukii* AITA 1987, *Pseudodictyomitra* sp., *Pseudodictyomitra primitiva* MATSUOKA & YAO 1985, *Thanarla conica* (ALIEV 1965), *Dictyomitrella* (?) sp., *Canutus* (?) sp., *Xitus* sp., *Stichocapsa* sp., *Archicorys* (?) sp., *Stichocapsa* sp., *Tricolocapsa* sp., *Sethocapsa* sp., *Zhamoidellum ovum* DUMITRICA 1970, *Tricolocapsa conexa* MATSUOKA 1983, *Williriedellum carpathicum* DUMITRICA 1970, *Sethocapsa yahazuensis* (AITA 1987), *Williriedellum crystallinum* DUMITRICA 1970, *Gongylothorax favosus* DUMITRICA 1970, *Praeconocaryomma* sp., *Eucyrtidiellum ptyctum* (RIEDEL & SANFILIPPO 1974). Diese Fauna kann in das Callovium bis Unter-Oxfordium eingestuft werden. Auch ein Vergleich mit der U.A.-Zonierung von BAUMGARTNER et al. (1995) ergibt eine

stratigraphische Einstufung in die U.A.-Zone 8 bis 9 (Ober-Callovium bis Ober-Oxfordium), wobei besonders das Auftreten von *A. apiarium* (U.A.-Zone 7-22), *P. primitiva* (U.A.-Zone 7-12), *Z. ovum* (U.A.-Zone 7-11, verbessert von SUZUKI et al. 2001), *T. conexa* (U.A.-Zone 4-9, verbessert von GAWLICK & SUZUKI 1999), *W. carpathicum* (U.A.-Zone 7-11), *W. crystallinum* (U.A.-Zone 7-11), *G. favosus* (U.A.-Zone 8-10) und *E. ptyctum* (U.A.-Zone 5-11) von Bedeutung ist. Daraus würde sich als stratigraphische Einstufung Ober-Callovium bis Oxfordium ableiten. Auf Grund des Auftretens von *A. primitiva*, *G. favosus* und *T. conexa* ist höheres Callovium als Alter für diese Probe am wahrscheinlichsten.

Probe **BER 6/2**: Rotvioletter Kieselkalk bis Radiolarit im

	Westrand "Gschirrkopfenster"			Profil nördlich Gehöft Bischof			
	BER 17/1	BER 6/14/5	BER 6/14/2	BER 6/4	BER 6/3	BER 6/2	BER 6/1
	Callovium - Unter-Oxfordium	Callovium - Unter-Oxfordium	Callovium - Unter-Oxfordium	Callovium - Unter-Oxfordium	Callovium - Unter-Oxfordium	Callovium - Unter-Oxfordium	Callovium - Unter-Oxfordium
<i>Archaeodictyomitra apiarium</i> RÜST 1885							
<i>Archaeodictyomitra suzukii</i> AITA 1987							
<i>Archaeodictyomitra minoensis</i> (MIZUTANI 1981)				cf.			
<i>Archaeodictyomitra</i> (?) <i>mirabilis</i> AITA 1987							
<i>Pseudodictyomitra primitiva</i> MATSUOKA & YAO 1985							
<i>Transsuum maxwelli</i> (PESSAGNO 1977)					cf.		
<i>Transsuum brevicostatum</i> (OZVOLDOVA 1975)							
<i>Thanarla conica</i> (ALIEV 1965)							
<i>Dictyomitrella</i> (?) <i>kamoensis</i> MIZUTANI & KIDO 1983							
<i>Parvingula</i> (?) sp. A BAUMGARTNER et al. 1995							
<i>Stichocapsa robusta</i> MATSUOKA 1984							
<i>Stichocapsa pulchella</i> (RÜST 1898)							
<i>Stichocapsa himedaruma</i> AITA 1987							
<i>Stichomitra</i> (?) <i>takanoensis</i> AITA 1987							
<i>Cinguloturris carpatica</i> DUMITRICA 1982							
<i>Zhamoidellum ovum</i> DUMITRICA 1970							
<i>Tricolocapsa conexa</i> MATSUOKA 1983							
<i>Tricolocapsa plicarum</i> YAO 1979							
<i>Tricolocapsa ruesti</i> TAN 1927							
<i>Tricolocapsa tetragona</i> MATSUOKA 1983							
<i>Williriedellum carpathicum</i> DUMITRICA 1970							
<i>Williriedellum crystallinum</i> DUMITRICA 1970							
<i>Williriedellum</i> sp. A sensu MATSUOKA 1983							
<i>Sethocapsa yahazuensis</i> (AITA 1987)							
<i>Gongylothorax favosus</i> DUMITRICA 1970							
<i>Eucyrtidiellum ptyctum</i> (RIEDEL & SANFILIPPO 1974)							
<i>Eucyrtidiellum nodosum</i> WAKITA 1988							
<i>Eucyrtidiellum</i> (?) <i>quinatum</i> TAKEMURA 1986			cf.				
<i>Protunuma japonicus</i> MATSUOKA & YAO 1985							
<i>Unuma damoensis</i> KOZUR 1991							
<i>Bemoullius rectispinus</i> KITO et al. 1990							
<i>Drollus</i> sp. A CARTER et al. 1988							
<i>Spongostaurus cruciformis</i> (CARTER et al. 1988)							
<i>Parvingula spinata</i> (VINASSA 1899)							
<i>Loopus doliolium</i> DUMITRICA 1997							
<i>Zhamoidellum ventricosum</i> DUMITRICA 1970	cf.						

Abb. 4: Radiolarienbiostratigraphie und Datierung der verschiedenen Proben.

Fig. 4: Radiolarians of the samples and ages.

Hangenden von BER 6/1, gebankt, mit folgender Radiolarienfauna: *Archaeodictyomitra minoensis* (MIZUTANI 1981), *Archaeodictyomitra apiarium* RÜST 1885, *Parvi-*

*cingula* (?) sp. A BAUMGARTNER et al. 1995, *Pseudodictyomitra* sp., *Pseudodictyomitra primitiva* MATSUOKA & YAO 1985, *Thanarla conica* (ALIEV 1965), *Transsuum maxwelli*

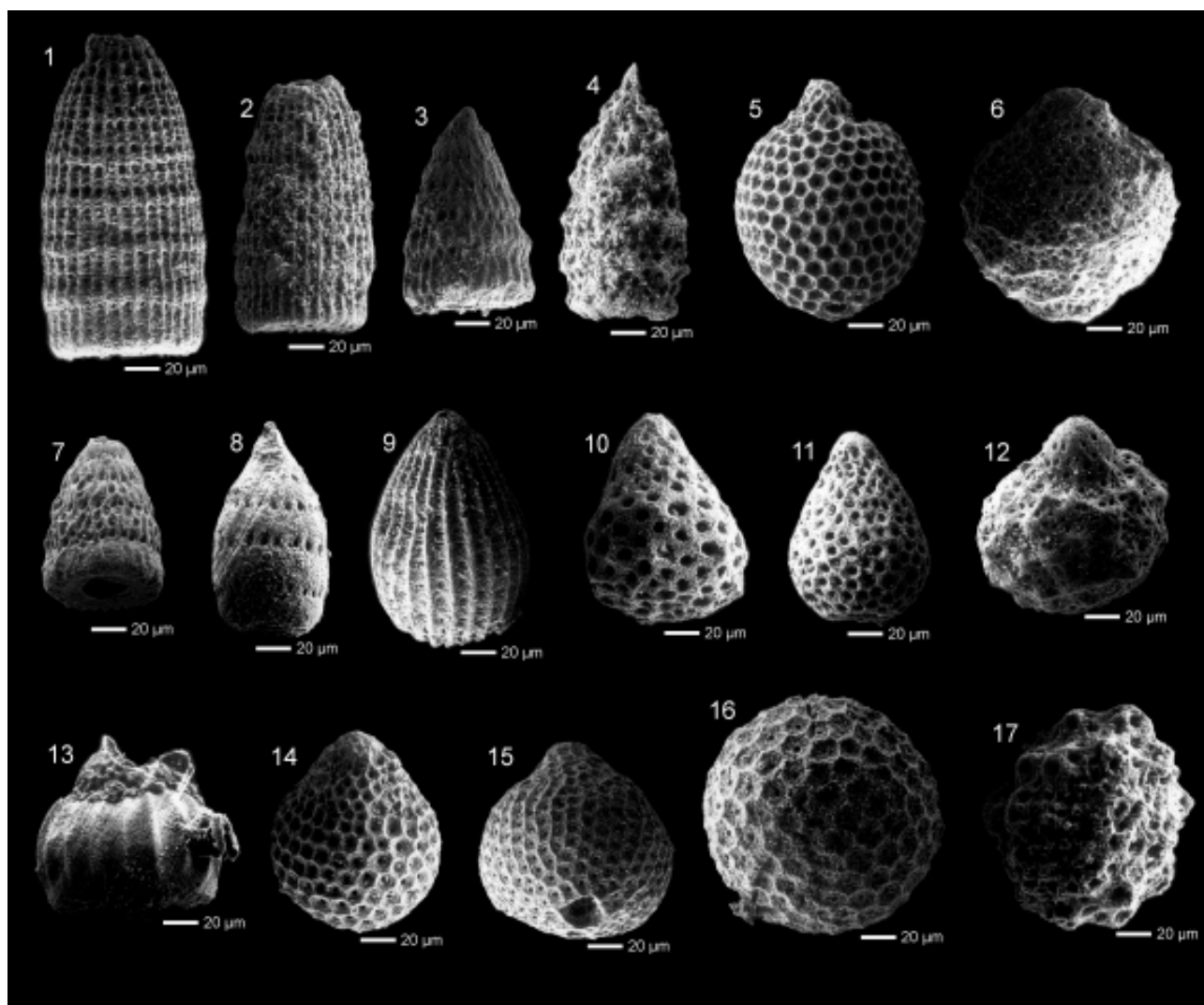


Abb. 5: Radiolarien aus den schwarzgrauen Kieselkalken bis Radiolariten an der Basis des Profils nördlich des Gehöftes Bischof im Hangenden der Adnetter Kalke (Probe BER 6/1);

Callovium bis Unter-Oxfordium.

1. *Archaeodictyomitra apiarium* (RÜST 1885)
2. *Archaeodictyomitra suzukii* AITA 1987
3. *Pseudodictyomitra primitiva* MATSUOKA & YAO 1985
4. *Xitus* sp.
5. *Williriedellum carpathicum* DUMITRICA 1970
6. *Williriedellum crystallinum* DUMITRICA 1970
7. *Pseudodictyomitra* sp.
8. *Pseudodictyomitra* sp.
9. *Thanarla conica* (ALIEV 1965)
10. *Tricolocapsa* sp.
11. *Stichocapsa* sp.
12. *Sethocapsa* sp.
13. *Eucyrtidiellum ptyctum* (RIEDEL & SANFILIPPO 1974)
14. *Zhamoidellum ovum* DUMITRICA 1970
15. *Tricolocapsa conexa* MATSUOKA 1983
16. *Gongylothorax favosus* DUMITRICA 1970
17. *Praeconocaryomma* sp.

Fig. 5: Radiolarians of the black cherty limestones to radiolarites from the base of the section north of Bischof (sample BER 6/1) on top of the Adnet Formation; Callovian to Lower Oxfordian.

1. *Archaeodictyomitra apiarium* (RÜST 1885)
2. *Archaeodictyomitra suzukii* AITA 1987
3. *Pseudodictyomitra primitiva* MATSUOKA & YAO 1985
4. *Xitus* sp.
5. *Williriedellum carpathicum* DUMITRICA 1970
6. *Williriedellum crystallinum* DUMITRICA 1970
7. *Pseudodictyomitra* sp.
8. *Pseudodictyomitra* sp.
9. *Thanarla conica* (ALIEV 1965)
10. *Tricolocapsa* sp.
11. *Stichocapsa* sp.
12. *Sethocapsa* sp.
13. *Eucyrtidiellum ptyctum* (RIEDEL & SANFILIPPO 1974)
14. *Zhamoidellum ovum* DUMITRICA 1970
15. *Tricolocapsa conexa* MATSUOKA 1983
16. *Gongylothorax favosus* DUMITRICA 1970
17. *Praeconocaryomma* sp.



(PESSAGNO 1977), *Parahsuum* sp., *Droltus* sp. A CARTER et al. 1988, *Xitus* sp., *Canutus* sp., *Stichocapsa* sp., *Parvicingula* (?) sp., *Thanarla* sp., *Dictyomitrella* (?) *kamoensis* MIZUTANI & KIDO 1983, *Stichomitra* (?) *takanoensis* AITA 1987, *Cinguloturris carpathica* DUMITRICA 1982, *Williriedellum carpathicum* DUMITRICA 1970, *Williriedellum* sp. A sensu MATSUOKA 1985, *Eucyrtidiellum ptyctum* (RIEDEL & SANFILIPPO 1974), *Eucyrtidiellum nodosum* WAKITA 1988, *Tricolocapsa* sp., *Tricolocapsa plicarum* YAO 1979, *Tricolocapsa conexa* MATSUOKA 1983, *Protunuma japonicus* MATSUOKA & YAO 1985, *Tricolocapsa ruesti* TAN 1927, *Zhamoidellum ovum* DUMITRICA 1970, *Sethocapsa* sp., *Sethocapsa yahazuensis* (AITA 1987), *Gongylothorax favosus* DUMITRICA 1970, *Tricolocapsa* sp. A sensu MATSUOKA 1983, *Hemicryptocapsa* (?) sp., *Sethoconus* (?) sp., *Praeconocaryomma* sp., *Archaeospongoprimum* sp. Diese Fauna kann in das Callovium bis Unter-Oxfordium eingestuft werden. Für diese Einstufung ist dabei besonders das Auftreten von *A. apiarium*, *A. minoensis*, *P. primitiva*, *D. kamoensis*, *C. carpathica*, *Z. ovum*, *T. ruesti* und *G. favosus* von Bedeutung; der Vergleich mit der U.A.-Zonierung von BAUMGARTNER et al. (1995) ergibt eine stratigraphische Einstufung in die

höhere U.A.-Zone 7 oder die U.A.-Zone 8 (Callovium bis Unter-Oxfordium), wobei die von SUZUKI et al. (2001) verbesserten Reichweiten von *A. minoensis* und *Z. ovum* (beide ab Unter-Callovium) bereits berücksichtigt sind. Auf Grund der Entnahme der Probe im Hangenden von BER 6/1 und auf Grund der auftretenden Fauna ist ein Alter von Ober-Callovium bis Unter-Oxfordium auch für die Probe BER 6/1 am wahrscheinlichsten.

Probe **BER 6/3**: Rotvioletter Kieselkalk bis Radiolarit im Hangenden von BER 6/2, gebankt, mit folgender Radiolarienfauna: *Archaeodictyomitra* sp., *Archaeodictyomitra apiarium* RÜST 1885, *Archaeodictyomitra minoensis* (MIZUTANI 1981), *Archaeodictyomitra suzukii* AITA 1987, *Pseudodictyomitra* sp., *Transhsuum brevicostatatum* (OZVOLDOVA 1975), *Transhsuum* cf. *maxwelli* (PESSAGNO 1977), *Pseudodictyomitra primitiva* MATSUOKA & YAO 1985, *Stichocapsa pulchella* (RÜST 1898), *Stichocapsa* sp., *Dictyomitrella* sp., *Canutus* (?) sp., *Sethocapsa* sp., *Zhamoidellum ovum* DUMITRICA 1970, *Tricolocapsa ruesti* TAN 1927, *Tricolocapsa* sp., *Tricolocapsa conexa* MATSUOKA 1983, *Tricolocapsa plicarum* YAO 1979, *Williriedellum*

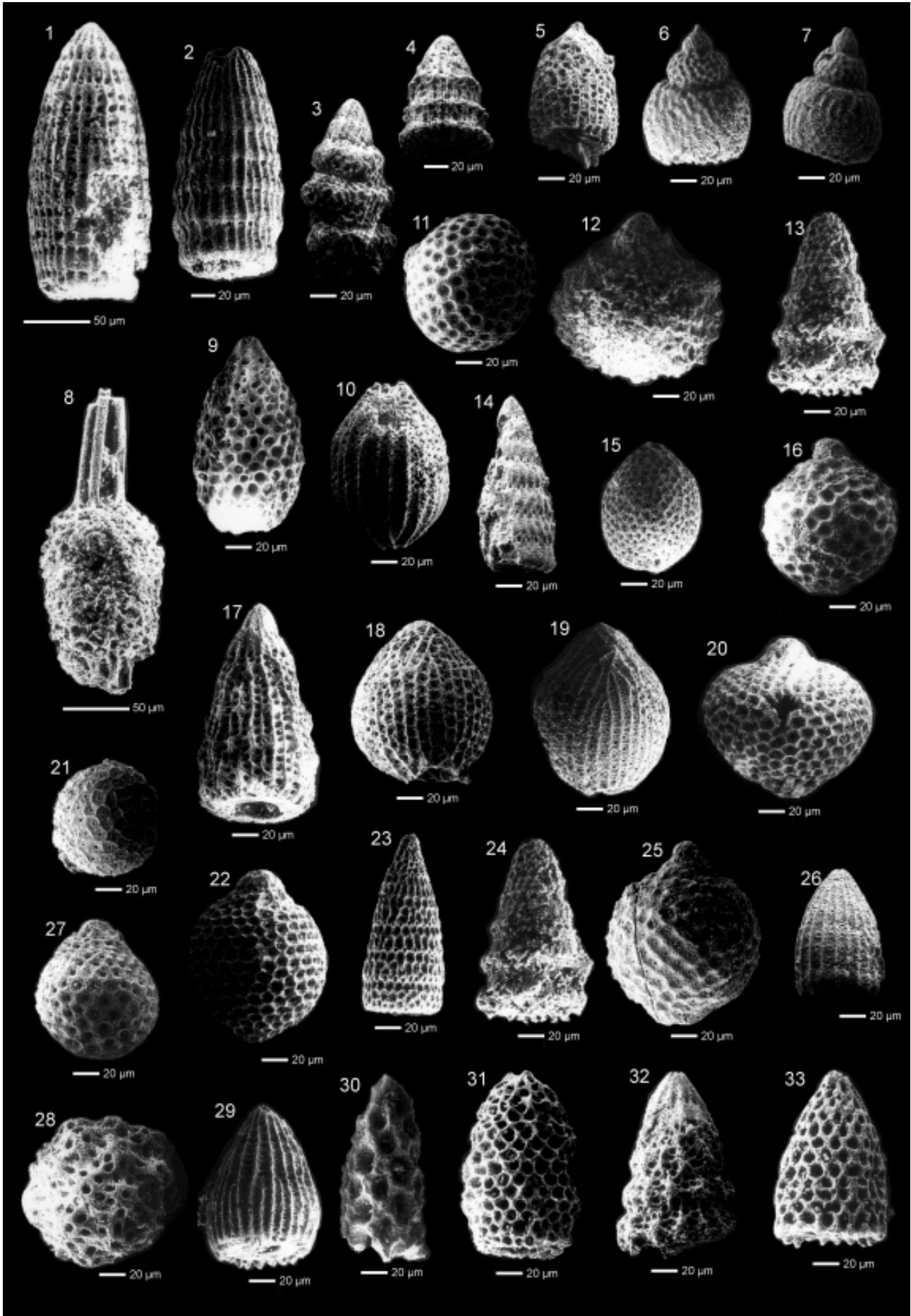
Abb. 6: Radiolarien aus den rotvioletten Kieselkalen bis Radiolariten aus dem Profil nördlich des Gehöftes Bischof im Hangenden der Adneter Kalke (Probe BER 6/2); Callovium bis Unter-Oxfordium.

1. *Archaeodictyomitra apiarium* RÜST 1885
2. *Archaeodictyomitra minoensis* (MIZUTANI 1981)
3. *Cinguloturris carpathica* MATSUOKA 1982
4. *Dictyomitrella* (?) *kamoensis* MIZUTANI & KIDO 1983
5. *Droltus* sp. A CARTER et al. 1988
6. *Eucyrtidiellum nodosum* WAKITA 1988
7. *Eucyrtidiellum ptyctum* (RIEDEL & SANFILIPPO 1974)
8. *Archaeospongoprimum* sp.
9. *Parvicingula* (?) sp.
10. *Protunuma japonicus* MATSUOKA & YAO 1985
11. *Hemicryptocapsa* (?) sp.
12. *Sethocapsa yahazuensis* (AITA 1987)
13. *Stichomitra* (?) *takanoensis* AITA 1987
14. *Pseudodictyomitra primitiva* MATSUOKA & YAO 1985
15. *Gongylothorax favosus* DUMITRICA 1970
16. *Tricolocapsa ruesti* TAN 1927
17. *Transhsuum maxwelli* (PESSAGNO 1977)
18. *Tricolocapsa conexa* MATSUOKA 1983
19. *Tricolocapsa plicarum* YAO 1979
20. *Tricolocapsa* sp. A sensu MATSUOKA 1983
21. *Hemicryptocapsa* (?) sp.
22. *Williriedellum carpathicum* DUMITRICA 1970
23. *Parvicingula* (?) sp. A BAUMGARTNER et al. 1995
24. *Stichomitra* (?) *takanoensis* AITA 1987
25. *Williriedellum* sp. A sensu MATSUOKA 1985
26. *Thanarla conica* (ALIEV 1965)
27. *Zhamoidellum ovum* DUMITRICA 1970
28. *Praeconocaryomma* sp.
29. *Thanarla* sp.
30. *Sethoconus* (?) sp.
31. *Canutus* sp.
32. *Xitus* (?) sp.
33. *Stichocapsa* sp.

Fig. 6: Radiolarians of the reddish cherty limestones to radiolarites from the section north of Bischof (sample BER 6/2);

Callovian to Lower Oxfordian.

1. *Archaeodictyomitra apiarium* RÜST 1885
2. *Archaeodictyomitra minoensis* (MIZUTANI 1981)
3. *Cinguloturris carpathica* MATSUOKA 1982
4. *Dictyomitrella* (?) *kamoensis* MIZUTANI & KIDO 1983
5. *Droltus* sp. A CARTER et al. 1988
6. *Eucyrtidiellum nodosum* WAKITA 1988
7. *Eucyrtidiellum ptyctum* (RIEDEL & SANFILIPPO 1974)
8. *Archaeospongoprimum* sp.
9. *Parvicingula* (?) sp.
10. *Protunuma japonicus* MATSUOKA & YAO 1985
11. *Hemicryptocapsa* (?) sp.
12. *Sethocapsa yahazuensis* (AITA 1987)
13. *Stichomitra* (?) *takanoensis* AITA 1987
14. *Pseudodictyomitra primitiva* MATSUOKA & YAO 1985
15. *Gongylothorax favosus* DUMITRICA 1970
16. *Tricolocapsa ruesti* TAN 1927
17. *Transhsuum maxwelli* (PESSAGNO 1977)
18. *Tricolocapsa conexa* MATSUOKA 1983
19. *Tricolocapsa plicarum* YAO 1979
20. *Tricolocapsa* sp. A sensu MATSUOKA 1983
21. *Hemicryptocapsa* (?) sp.
22. *Williriedellum carpathicum* DUMITRICA 1970
23. *Parvicingula* (?) sp. A BAUMGARTNER et al. 1995
24. *Stichomitra* (?) *takanoensis* AITA 1987
25. *Williriedellum* sp. A sensu MATSUOKA 1985
26. *Thanarla conica* (ALIEV 1965)
27. *Zhamoidellum ovum* DUMITRICA 1970
28. *Praeconocaryomma* sp.
29. *Thanarla* sp.
30. *Sethoconus* (?) sp.
31. *Canutus* sp.
32. *Xitus* (?) sp.
33. *Stichocapsa* sp.



*carpathicum* DUMITRICA 1970, *Stichocapsa robusta* MATSUOKA 1984, *Eucyrtidiellum nodosum* WAKITA 1988, *Eucyrtidiellum ptyctum* (RIEDEL & SANFILIPPO 1974), *Sethocapsa yahazuensis* (AITA 1987), *Gongylothorax favosus* DUMITRICA 1970, *Archaeospongoprimum* sp., *Ares* (?) sp. Diese Fauna kann wie die der Probe BER 6/2 in das Callovium bis Unter-Oxfordium eingestuft werden. Für diese Einstufung ist dabei besonders das Auftreten von *A. apiarium*, *A. minoensis*, *T. brevicostatum*, *P. primitiva*, *T. conexa*, *G. favosus* und *Z. ovum* von Bedeutung; bei einem Vergleich mit der U.A.-Zonierung von BAUMGARTNER et al. (1995) ergibt eine stratigraphische Einstufung in die höhere U.A.-Zone 7 oder die U.A.-Zone 8 (Callovium bis Unter-Oxfordium) auf Grund der Überlappung mehrerer Arten. Dabei ist die biostratigraphische Einstufung dieser Probe in das Callovium bis Unter-Oxfordium auf Grund des Auftretens mehrerer signifikanter Arten besonders gut abgesichert.

Probe **BER 6/4**: Rotvioletter Kieselkalk bis Radiolarit im Hangenden von BER 6/3, gebankt, mit folgender Radiolarienfauna: *Archaeodictyomitra apiarium* RÜST 1885, *Archaeodictyomitra suzukii* AITA 1987, *Archaeodictyomitra* sp., *Thanarla conica* (ALIEV 1965), *Parvicingula spinata* (VINASSA 1899), *Loopus doliolum* DUMITRICA 1997, *Pseudodictyomitra* sp., *Parvicingula* sp., *Canutus* (?) sp., *Tricolocapsa* sp., *Sethocapsa* sp., *Zhamoidellum ovum* DUMITRICA 1970, *Gongylothorax favosus* DUMITRICA 1970,

*Williriedellum crystallinum* DUMITRICA 1970, *Tricolocapsa conexa* MATSUOKA 1983, *Praeconocaryomma* sp., *Archaeospongoprimum* sp. Diese Fauna kann wie die anderen BER-Proben des Profils in das Callovium bis Unter-Oxfordium eingestuft werden. Für diese Einstufung ist dabei besonders das Auftreten von *A. apiarium*, *Z. ovum*, *G. favosus* W. *crystallinum* und *T. conexa* signifikant.

Am Westrand des „Gschirrkopfensters“ konnten die mergeligen bis kieselreichen Folgen mit Hilfe der folgenden Radiolarienfaunen auch in das Ober-Bathonium bis Callovium bzw. in das Callovium bis Unter-Oxfordium eingestuft werden (vgl. Abb. 4):

Probe **BER 6-14/2**: *Archaeodictyomitra* sp., *Parvicingula* sp., *Archaeodictyomitra* (?) *mirabilis* AITA 1987, *Transhsuum maxwelli* (PESSAGNO 1977), *Hsuide* gen. et sp. indet., *Eucyrtidiellum* (?) cf. *quinatum* TAKEMURA 1986, *Stichocapsa himedaruma* AITA 1987, *Williriedellum carpathicum* DUMITRICA 1970, *Sethocapsa* sp., *Williriedellum* sp. A sensu MATSUOKA 1985, *Tricolocapsa plicarum* YAO 1979, *Tricolocapsa conexa* MATSUOKA 1983, *Unuma darnoensis* KOZUR 1991, *Hemicryptocapsa* sp., *Cenosphaera* sp., *Bernoullius rectispinus* KITO et al. 1990, *Emiluvia* (?) sp.

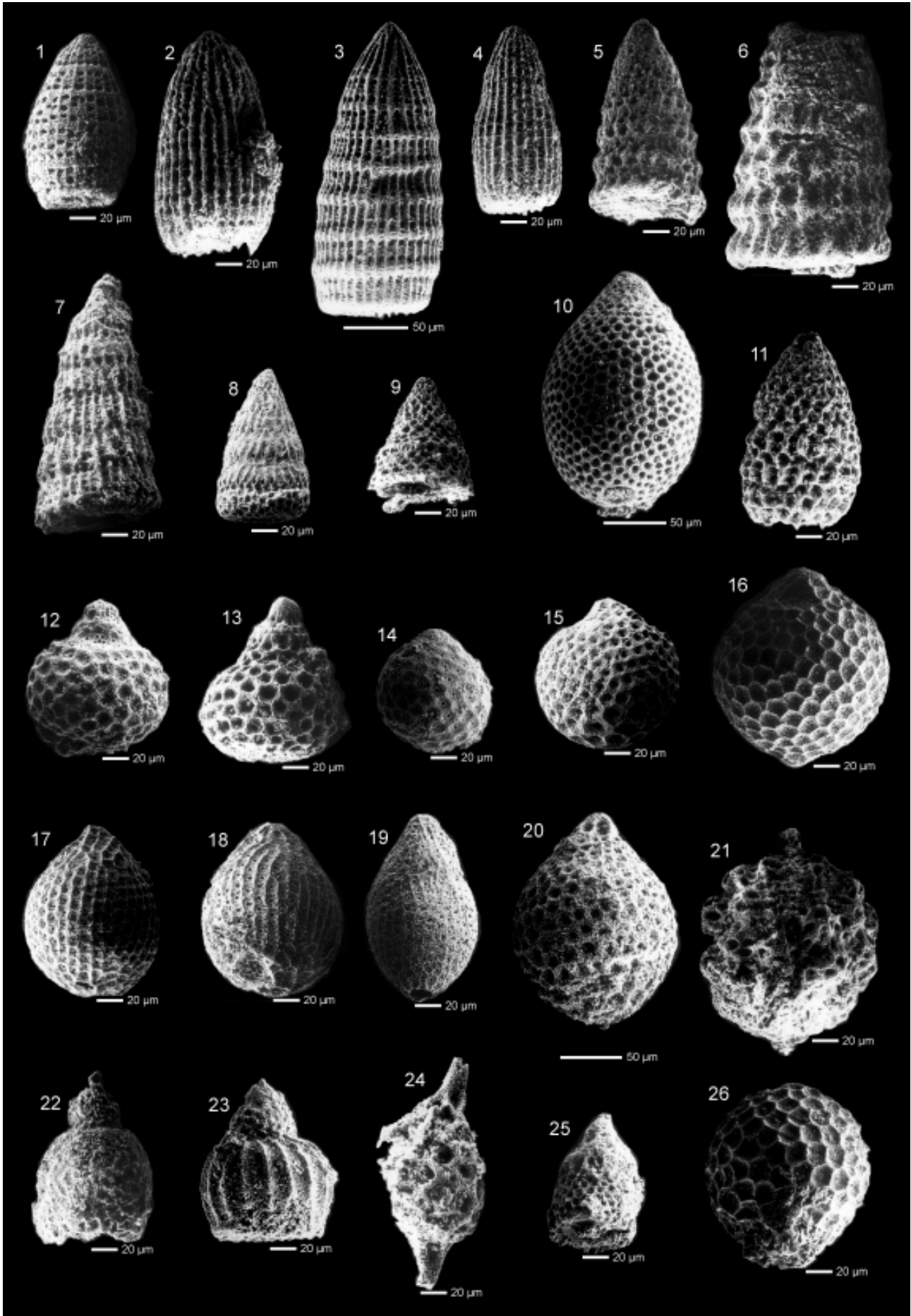
Probe **BER 6-14/5**: *Archaeodictyomitra apiarium* RÜST 1885, *Archaeodictyomitra suzukii* AITA 1987, *Hsuide* gen. et sp. indet., *Archaeodictyomitra* sp., *Pseudodictyomitra* sp., *Canutus* sp., *Tricolocapsa* sp., *Spongostaurus cruciformis*

Abb. 7: Radiolarien aus den rotvioletter Kieselkalken bis Radiolariten aus dem Profil nördlich des Gehöftes Bischof (Probe BER 6/3); Callovium bis Unter-Oxfordium.

1. *Archaeodictyomitra* sp.
2. *Archaeodictyomitra apiarium* (RÜST 1885)
3. *Archaeodictyomitra minoensis* (MIZUTANI 1981)
4. *Archaeodictyomitra suzukii* AITA 1987
5. *Pseudodictyomitra* sp.
6. *Transhsuum brevicostatum* (OZVOLDOVA 1975)
7. *Transhsuum* cf. *maxwelli* (PESSAGNO 1977)
8. *Pseudodictyomitra primitiva* MATSUOKA & YAO 1985
9. *Dictyomitrella* sp.
10. *Stichocapsa robusta* MATSUOKA 1984
11. *Stichocapsa pulchella* (RÜST 1898)
12. *Sethocapsa* sp.
13. *Sethocapsa* sp.
14. *Zhamoidellum ovum* DUMITRICA 1970
15. *Tricolocapsa ruesti* TAN 1927
16. *Williriedellum carpathicum* DUMITRICA 1970
17. *Tricolocapsa conexa* MATSUOKA 1983
18. *Tricolocapsa plicarum* YAO 1979
19. *Tricolocapsa* sp. aff. *Tricolocapsa conexa* MATSUOKA 1983
20. *Stichocapsa* sp.
21. *Sethocapsa yahazuensis* (AITA 1987)
22. *Eucyrtidiellum nodosum* WAKITA 1988
23. *Eucyrtidiellum ptyctum* (RIEDEL & SANFILIPPO 1974)
24. *Ares* (?) sp.
25. *Canutus* (?) sp.
26. *Gongylothorax favosus* DUMITRICA 1970

Fig. 7: Radiolarians of the reddish cherty limestones to radiolarites from the section north of Bischof (sample BER 6/3); Callovian to Lower Oxfordian.

1. *Archaeodictyomitra* sp.
2. *Archaeodictyomitra apiarium* (RÜST 1885)
3. *Archaeodictyomitra minoensis* (MIZUTANI 1981)
4. *Archaeodictyomitra suzukii* AITA 1987
5. *Pseudodictyomitra* sp.
6. *Transhsuum brevicostatum* (OZVOLDOVA 1975)
7. *Transhsuum* cf. *maxwelli* (PESSAGNO 1977)
8. *Pseudodictyomitra primitiva* MATSUOKA & YAO 1985
9. *Dictyomitrella* sp.
10. *Stichocapsa robusta* MATSUOKA 1984
11. *Stichocapsa pulchella* (RÜST 1898)
12. *Sethocapsa* sp.
13. *Sethocapsa* sp.
14. *Zhamoidellum ovum* DUMITRICA 1970
15. *Tricolocapsa ruesti* TAN 1927
16. *Williriedellum carpathicum* DUMITRICA 1970
17. *Tricolocapsa conexa* MATSUOKA 1983
18. *Tricolocapsa plicarum* YAO 1979
19. *Tricolocapsa* sp. aff. *Tricolocapsa conexa* MATSUOKA 1983
20. *Stichocapsa* sp.
21. *Sethocapsa yahazuensis* (AITA 1987)
22. *Eucyrtidiellum nodosum* WAKITA 1988
23. *Eucyrtidiellum ptyctum* (RIEDEL & SANFILIPPO 1974)
24. *Ares* (?) sp.
25. *Canutus* (?) sp.
26. *Gongylothorax favosus* DUMITRICA 1970



CARTER et al. 1988.

Probe **BER 17/1**: *Pseudodictyomitra primitiva* MATSUOKA & YAO 1985, *Archaeodictyomitra* (?) *mirabilis* AITA 1987, *Sethocapsa* sp., *Tricolocapsa tetragona* MATSUOKA 1983, *Zhamoidellum* cf. *ventricosum* DUMITRICA 1970.

Die Erhaltung der Radiolarien am Westrand des „Gschirrkopfensters“ ist deutlich schlechter als im Profil nördlich

des „Gschirrkopfensters“ ist deutlich schlechter als im Profil nördlich Bischof. Dennoch konnten mit *W. carpathicum*, *T. plicarum*, *T. conexa*, *P. primitiva* und *T. tetragona* wichtige Formen nachgewiesen werden, deren Auftreten eine biostratigraphische Einstufung in das Callovium bis Unter-Oxfordium ermöglicht.

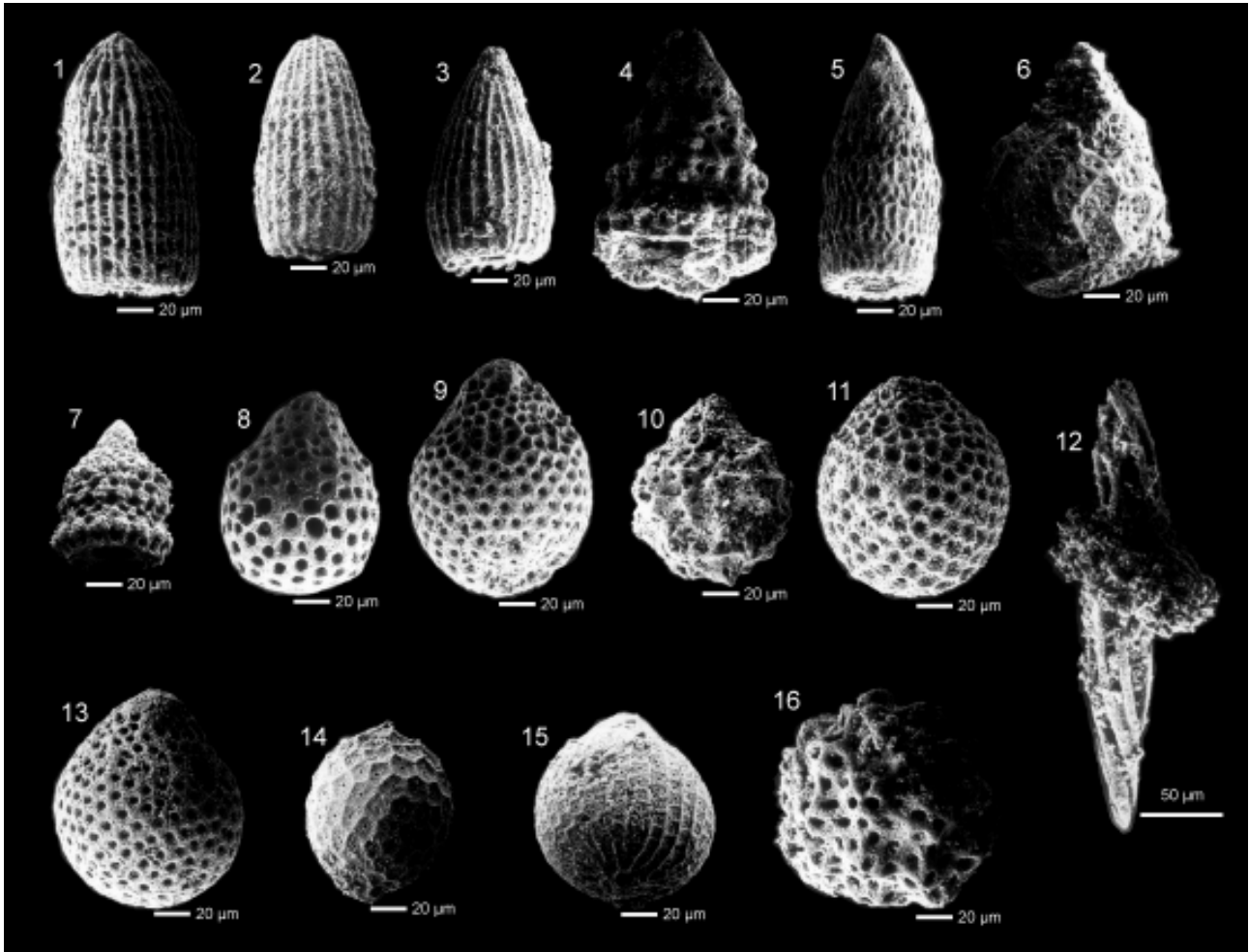


Abb. 8: Radiolarien aus den rotviolettlichen Kieselkalken bis Radiolariten aus dem Profil nördlich des Gehöftes Bischof an der Basis der Gleitschollen aus Pötschenschichten (Probe BER 6/4);

Callovium bis Unter-Oxfordium.

1. *Archaeodictyomitra apiarium* RÜST 1885
2. *Archaeodictyomitra suzukii* AITA 1987
3. *Thanarla conica* (ALIEV 1965)
4. *Pseudodictyomitra* sp.
5. *Pseudodictyomitra* sp.
6. *Williriedellum crystallinum* DUMITRICA 1970
7. *Parvicingula* sp.
8. *Tricolocapsa* sp.
9. *Tricolocapsa* sp.
10. *Sethocapsa* sp.
11. *Zhamoidellum ovum* DUMITRICA 1970
12. *Archaeospongoprunum* sp.
13. *Zhamoidellum ovum* DUMITRICA 1970
14. *Gongylothorax favosus* DUMITRICA 1970
15. *Tricolocapsa conexa* MATSUOKA 1983
16. *Praeconocaryomma* sp.

Fig. 8: Radiolarians of the reddish cherty limestones to radiolarites from the section north of Bischof on the base of the Pötschen Formation (slides) (sample BER 6/4); Callovian to Lower Oxfordian.

1. *Archaeodictyomitra apiarium* RÜST 1885
2. *Archaeodictyomitra suzukii* AITA 1987
3. *Thanarla conica* (ALIEV 1965)
4. *Pseudodictyomitra* sp.
5. *Pseudodictyomitra* sp.
6. *Williriedellum crystallinum* DUMITRICA 1970
7. *Parvicingula* sp.
8. *Tricolocapsa* sp.
9. *Tricolocapsa* sp.
10. *Sethocapsa* sp.
11. *Zhamoidellum ovum* DUMITRICA 1970
12. *Archaeospongoprunum* sp.
13. *Zhamoidellum ovum* DUMITRICA 1970
14. *Gongylothorax favosus* DUMITRICA 1970
15. *Tricolocapsa conexa* MATSUOKA 1983
16. *Praeconocaryomma* sp.

### 3.1.2. Gleitschollen

Im Hangenden der Kiesel-sedimente des Callovium bzw. in diese eingelagert treten verschiedene graue Dolomite, selten kalkige Dolomite und kieselige Dolomite, vereinzelt mit biomikritischen Kalkzwischenlagerungen auf.

Mikrofaziell handelt es sich bei den Dolomiten um typische Pötschendolomite, wie sie von GAWLICK (1998) vom Jul bis in das Sevat datiert und beschrieben wurden. Diese Pötschendolomite sind meist fossilarm, so daß stratigraphisch verwertbare Daten, v. a. Conodonten, nur sehr schwer und mit Hilfe spezieller Säurepräparationstechniken herausgelöst werden können. Zudem sind Großproben notwendig, von denen im Regelfall auch nur jede fünfte bis achte fündig ist.

Mit Hilfe von Conodonten konnte eine vollständige Pötschenschichten-Folge vom Jul 2 bis in das Sevat rekonstruiert werden:

Probe BER 6/32a: *Gondolella tadpole* HAYASHI 1968, *Gondolella polygnathiformis* BUDUROV & STEFANOV 1965, *Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDE 1958) und *Gladigondolella tethydis*-ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972 (Jul 2),

Probe BER 6/11: junge *Gondolella polygnathiformis* BUDUROV & STEFANOV 1965 (Tuval 1-2),

Probe BER 6/29: *Gondolella polygnathiformis* BUDUROV & STEFANOV 1965 (Tuval 1-2),

Probe BER 6/30: *Gondolella polygnathiformis* BUDUROV & STEFANOV 1965 (?Jul-Tuval),

Probe BER 6/13: *Epigondolella triangularis* (BUDUROV 1972) (Lac 2),

Probe BER 6/22c: *Epigondolella cf. multidentata* MOSHER 1970 (Alaun 1),

Probe BER 6/25: *Gondolella steinbergensis* (MOSHER 1968),

*Epigondolella* der *abneptis*-Gruppe und *Parvigondolella vrilyncki* KOZUR 1991 (Alaun 3)

Probe BER 6/23a: *Gondolella steinbergensis* (MOSHER 1968) und *Epigondolella bidentata* MOSHER 1968 (Sevat 1).

Die Pötschenschichten im Bereich des „Gschirrkopfensters“ sind lithologisch und lithofaziell als kalkige Dolomite, Dolomite und z. T. auch als kieselige Dolomite entwickelt. Nur selten sind biomikritische Kalke ausgebildet (Abb. 11: 3). Diese Schichtfolge entspricht weitgehend der, wie sie von GAWLICK (1998) von der Lammeregg-Südscholle am Tennengebirgsnordrand beschrieben wurde. Diese Schichtfolge kann paläogeographisch aus dem Zwieselalm-faziesbereich (vgl. SCHLAGER 1967) hergeleitet werden.

Zur Rekonstruktion der Pötschenschichtenfolge im Bereich des „Gschirrkopfensters“ nördlich von Berchtesgaden im Hangenden der Strubberg-schichten (Callovium bis Unter-Oxfordium) siehe Abb. 11.

### 3.2. Der Rahmen: Berchtesgadener Einheit

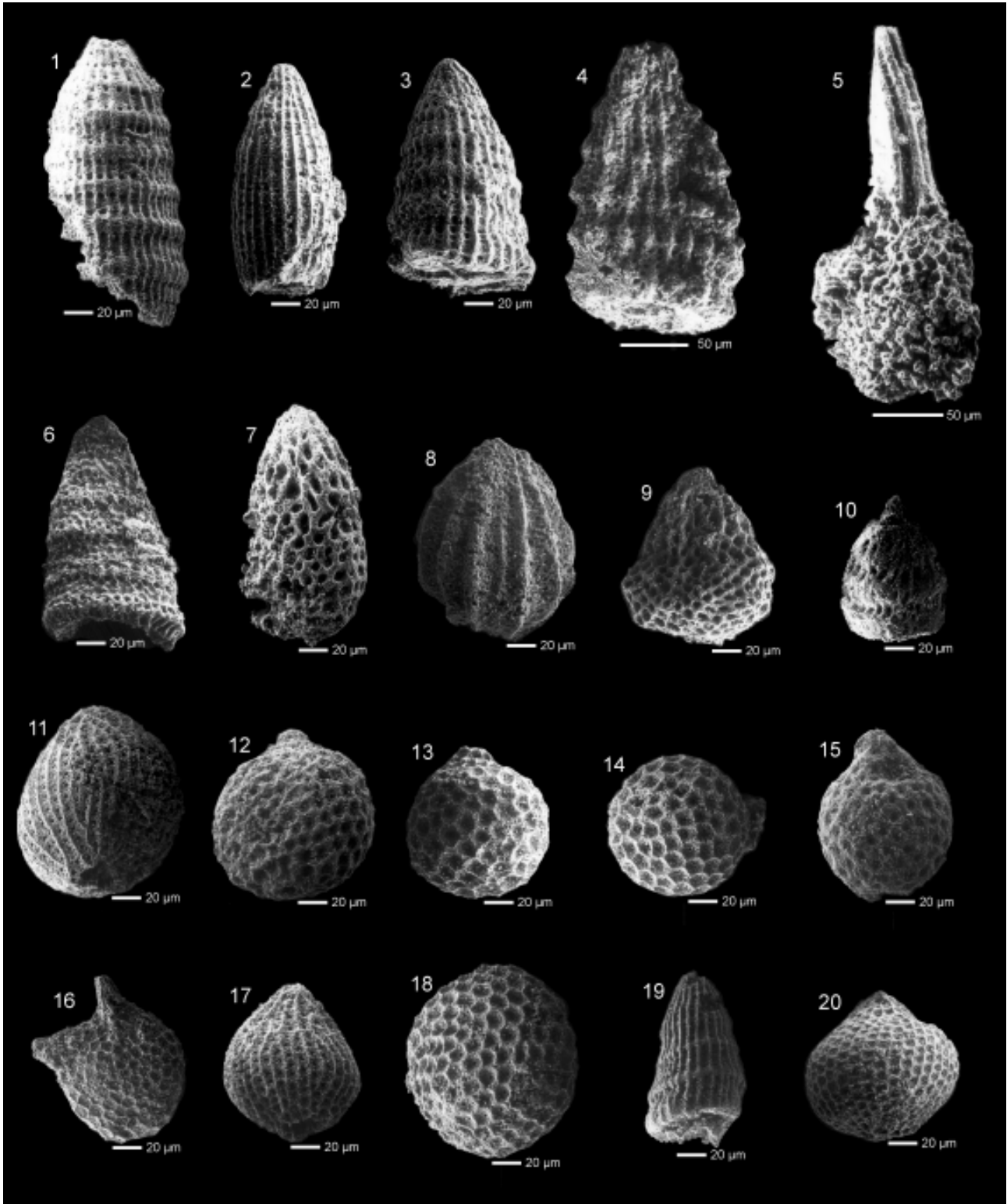
Die im Osten auftretenden kieseligen Dolomite, die z. T. Hornsteine führen, im Gerner Bach (Probe BER 34/12: Langobard bis Jul 1/1 – *Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDE 1958), *Budurovignatus mungoensis* (DIEBEL 1956)) und die im Westen im Hangenden der Radiolarite aufgeschlossenen grauen und undeutlich gebankten Dolomite (Probe BER 6/16: Illyr bis Fassan – elongate *Gondolella* sp.) sowie die Reiflinger Dolomite (Probe BER 6/41: Mittel-Trias - *Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDE 1958); BER 6/42: Fassan 1 - *Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDE 1958), *Gondolella excelsa* (MOSHER 1968) und *Gondolella cf. pseudolonga* KOVÁCS, KOZUR & MIETTO 1980; BER 6/43:

Abb. 9: Radiolarien aus grauen (Probe BER 17/1) bis rotviolettten Kieselkalken (Proben BER 6/14/2 und BER 6/14/5) bis Radiolariten am Westrand des „Gschirrkopfensters“; Callovium bis Unter-Oxfordium.

1. *Archaeodictyomitra apiarium* RÜST 1885
2. *Archaeodictyomitra suzukii* AITA 1987
3. *Archaeodictyomitra* sp.
4. *Transhsuum maxwelli* (PESSAGNO 1977)
5. *Spongostaurus cruciformis* CARTER et al. 1988
6. *Parvicingula* sp.
7. *Canutus* sp.
8. *Unuma darnoensis* KOZUR 1991
9. *Stichocapsa himedaruma* AITA 1987
10. *Pseudodictyomitra* sp.
11. *Tricolocapsa plicarum* YAO 1979
12. *Sethocapsa* sp.
13. *Williriedellum carpathicum* DUMITRICA 1970
14. *Hemicryptocapsa* sp.
15. *Williriedellum carpathicum* DUMITRICA 1970
16. *Bernoullius rectispinus* KITO et al. 1990
17. *Tricolocapsa conexa* MATSUOKA 1983
18. *Cenosphaera* sp.
19. *Pseudodictyomitra primitiva* MATSUOKA & YAO 1985
20. *Tricolocapsa tetragona* MATSUOKA 1983

Fig. 9: Radiolarians of the grey (sample BER 17/1) and red-dish cherty limestones to radiolarites (samples BER 6/14/2 and BER 6/14/5) of the western part of the Gschirrkopf window; Callovian to Early Oxfordian.

1. *Archaeodictyomitra apiarium* RÜST 1885
2. *Archaeodictyomitra suzukii* AITA 1987
3. *Archaeodictyomitra* sp.
4. *Transhsuum maxwelli* (PESSAGNO 1977)
5. *Spongostaurus cruciformis* CARTER et al. 1988
6. *Parvicingula* sp.
7. *Canutus* sp.
8. *Unuma darnoensis* KOZUR 1991
9. *Stichocapsa himedaruma* AITA 1987
10. *Pseudodictyomitra* sp.
11. *Tricolocapsa plicarum* YAO 1979
12. *Sethocapsa* sp.
13. *Williriedellum carpathicum* DUMITRICA 1970
14. *Hemicryptocapsa* sp.
15. *Williriedellum carpathicum* DUMITRICA 1970
16. *Bernoullius rectispinus* KITO et al. 1990
17. *Tricolocapsa conexa* MATSUOKA 1983
18. *Cenosphaera* sp.
19. *Pseudodictyomitra primitiva* MATSUOKA & YAO 1985
20. *Tricolocapsa tetragona* MATSUOKA 1983



Basis Ober-Ladin - *Gladigondolella tethydis* (HUCKRIEDE 1958), *Gladigondolella tethydis*-ME sensu KOZUR & MOSTLER 1972, *Neogondolella* sp., *Gondolella* cf. *pseudolonga* KOVÁCS, KOZUR & MIETTO 1980 und *Gondolella inclinata* KOVÁCS 1983) gehören nicht mehr zu den Pötschenschichten des „Gschirrkopffeners“ sondern stellen die tektonische Basis der Berchtesgadener Einheit i. e. S. im Bereich des „Gschirrkopffeners“ dar.

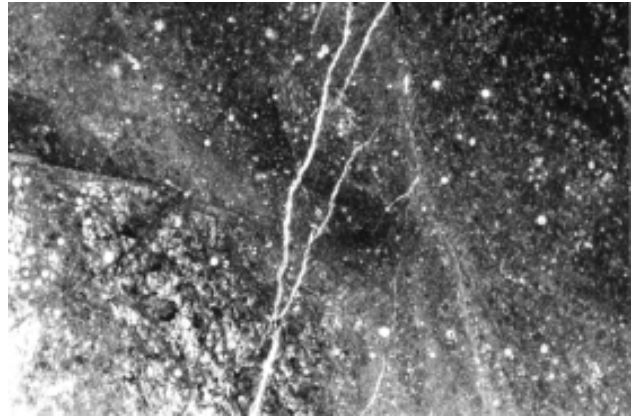
Durch diese Datierungen kann hiermit zum ersten Mal belegt werden, daß die Basis der Berchtesgadener Decke nicht aus lagunärem bis riffnahem Ramsau Dolomit (= Wetterstein Dolomit) besteht, sondern aus Raminger Dolomit bzw. Reifflinger Dolomit i. S. von LEIN (1989) und GAWLICK et al. (1994).

Abb. 10: Mikrofazies der Kieselsedimente (Callovium - Unter Oxfordium) und der obertriassischen Pötschenschichten.

Fig. 10: Microfacies of cherty sediments (Callovian - Lower Oxfordian) and the Late Triassic Pötschen Formation.

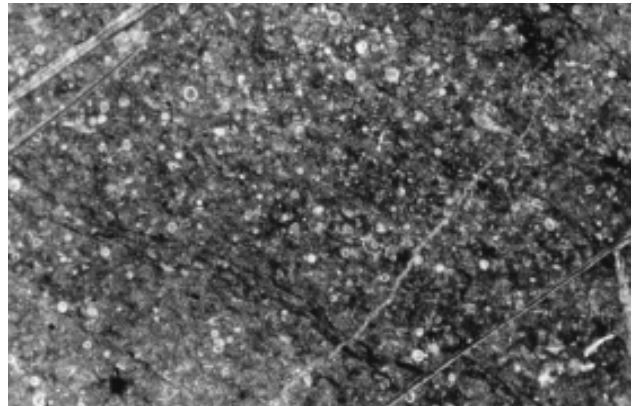
1. Roter Kieselkalk bis Radiolarit des Callovium bis Unter-Oxfordium des Profiles nördlich Bischof (Probe BER 6/4). Bildbreite: 1,2 cm.

1. Red cherty limestone to radiolarite (Callovian to Lower Oxfordian) of the section north of Bischof (sample BER 6/4). Size in width: 1,2 cm.



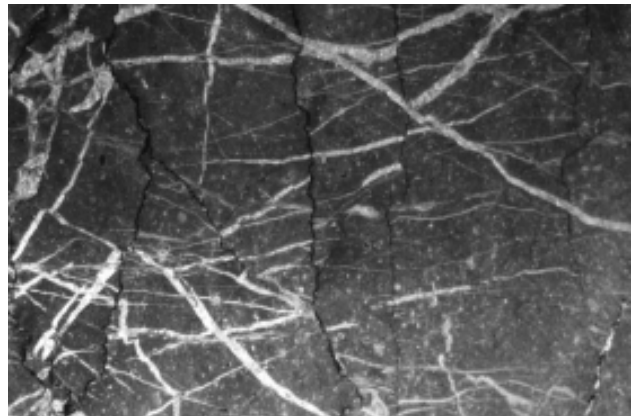
2. Rot-violetter Radiolarit des Callovium bis Unter-Oxfordium vom Westrand des „Gschirrkopfffensters“. Die Radiolarien liegen z. T. in guter Erhaltung vor (Probe BER 6/14). Bildbreite: 1,2 cm.

2. Reddish radiolarite (Callovian to Lower Oxfordian) in the western part of the „Gschirrkopf window“ (sample BER 6/14). Size in width: 1,2 cm.



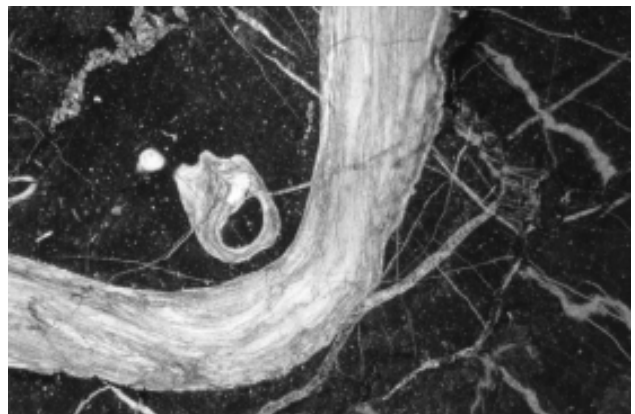
3. Pötschenschichten des Mittel-Nor. Tektonisierter, stark stylolithisierter biogenführender Mikrit (Probe BER 6/8). Bildbreite: 2,0 cm.

3. Pötschen limestone (Norian). Cracks and styloliths dominate, biomicritic wackestone (sample BER 6/8). Size in width: 2,0 cm.



4. Brachiopodenführender Biomikrit. Übergang Pötschenschichten – Pedataschichten (Sevat – Probe BER 10). Bildbreite: 1,2 cm.

4. Biomicrite with brachiopods. Transition of Pötschen limestone to Pedata limestone (Sevatian – sample BER 10). Size in width: 1,2 cm.





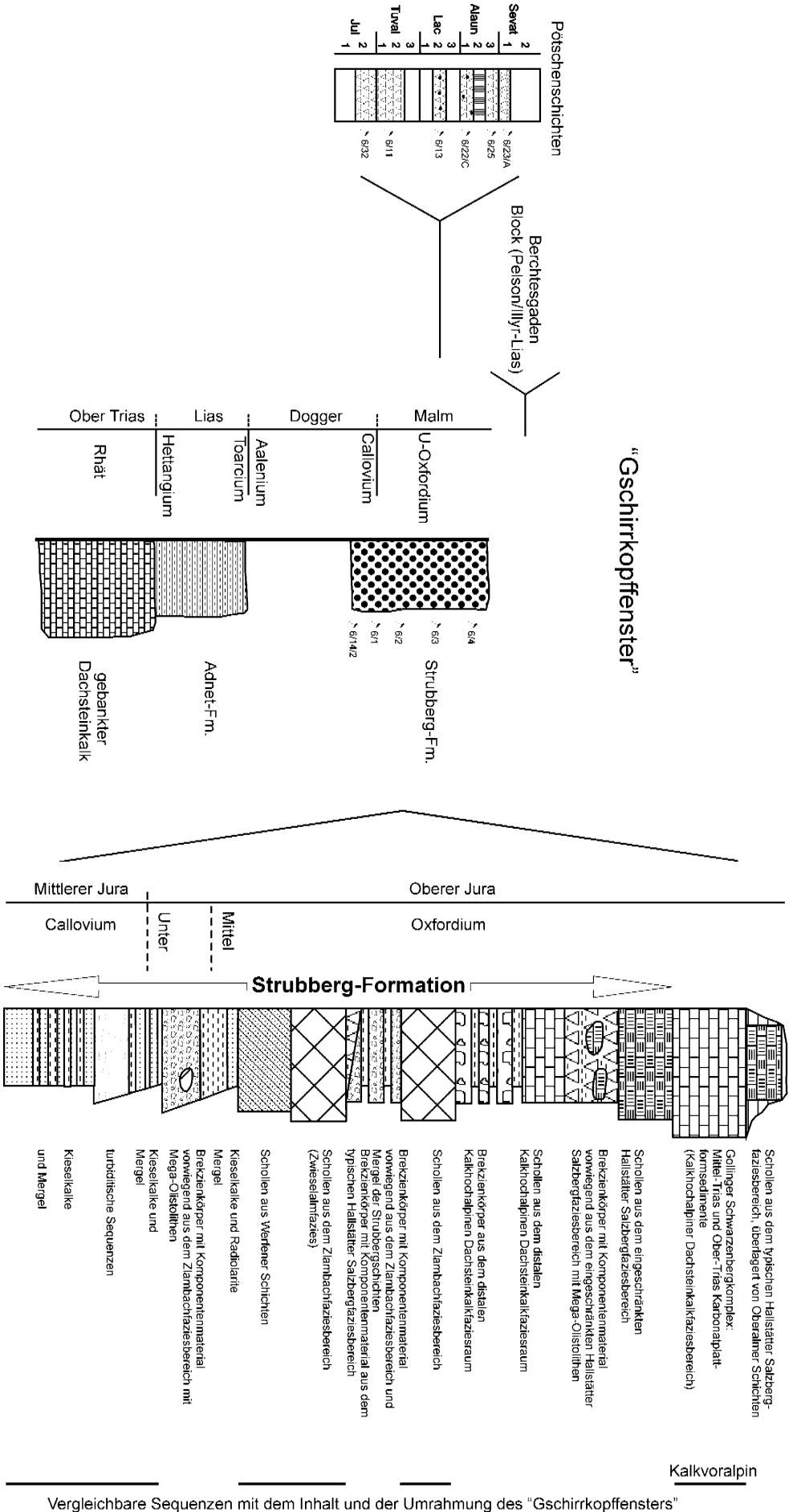


Abb. 11: Rekonstruktion der im Bereich des „Gschirrkopfensters“ auftretenden Schichtfolgen und Korrelation dieser Schichtfolgen mit der im Typusgebiet der Strubbergsschichten auftretenden Lammerbeckenfüllung.

Fig. 11: Reconstruction of the sedimentary sequences in the area of the „Gschirrkopf window“ and correlation with the Lammer Basin fill of the type area.

#### 4. Ergebnisse

Mit Hilfe der biostratigraphischen Einstufung sowohl der Radiolaritfolgen als auch der kieseligen Dolomite und Kalke kann folgende Zuordnung der einzelnen Schichtfolgen zu tektonischen Einheiten getroffen werden: Die im Südteil des „Gschirrkopffensers“ bisheriger Auffassung aufgeschlossene Schichtfolge (Ober-Trias bis Oxfordium, s. o.) stellt aufgrund der faziellen Entwicklung und der Altersstellung den tirolischen Untergund dar. Im Callovium-Oxfordium eingelagert folgen allochthone obertriassische Pötschenschichten i. w. S. (= Lammer Becken).

Diese Abfolge ist identisch mit der am Tennengebirgsnordrand und ist somit als westliche Fortsetzung des Lammer Beckens zu verstehen. Auch das Auftreten von Werfener Schichten, z. T. vermischt mit Haselgebirge an der Basis mit Pötschenschichten i. w. S. entspricht der im Lammer Becken, d. h. es handelt sich hierbei um eine Strubbergsschichten Abfolge.

Die im Hangenden auftretenden Reiflinger Dolomite stellen die Basis der nächsthöheren tektonischen Einheit dar, wobei aufgrund der Triasentwicklung der östlichen Berchtesgadener Decke (mit Steinalm Dolomit, Reiflinger und Raminger Dolomit an der Basis, Wetterstein Riffkalk, proximalen Cidarisschichten mit Ooidsanden, Opponitzer Schichten und gebanktem Dachsteinkalk des Nor und rhätischen Dachsteinriffkalk im Hangenden) eine Herkunft der östlichen Berchtesgadener Einheit vom Südrand der triassischen Karbonatplattform auszuschließen ist, wie das z. B. bei anderen in gleicher tektonischer Position auftretenden Großdeckenkomplexen (Gollinger Schwarzenberg-Komplex – GAWLICK et al. 1994, Hochschwab – LEIN 1981) der Fall ist. Eine Herkunft der östlichen Berchtes-

gadener Decke aus einer Position der rückriffnahen Lagune der Ober-Trias Karbonatplattform wird aufgrund der Ober-Trias Entwicklung und des auflagernden höheren Ober-Jura von GAWLICK et al. (2000) diskutiert.

Die Platznahme der Hallstätter Gesteine im Berchtesgadener Raum erfolgte, wie im gesamten Mittelabschnitt der Nördlichen Kalkalpen wiederholt belegt (z. B. GAWLICK & SUZUKI 1999, GAWLICK 2000 - cum lit., SUZUKI, MISSONI & GAWLICK 2000, WEGERER, SUZUKI & GAWLICK 2001 - cum lit.), somit auch zur Zeit des unteren Radiolaritniveaus (= Callovium - Unter-Oxfordium), was die Ergebnisse von GAWLICK et al. (1999) bestätigt (entgegen BRAUN 1998, der eine Platznahme zur Zeit der Tauglbodenschichten - Kimmeridgium bis Unter-Tithonium - fordert).

Die im Bereich des „Gschirrkopffensers“ auftretenden schwarzen und roten bis rötlich-violetten Kieselkalke und Radiolarite entsprechen in ihrer litho- und mikrofaziellen Ausbildung weitgehend den Strubbergsschichten. Bei den roten bis rötlich-violetten Kieselkalken und Radiolariten handelt es sich nicht um den oberen Roten Radiolarit des mittleren bis höheren Oxfordium, sondern um Klauskogelbachschichten des (tieferen) Callovium (= Klauskogelbach Member der Ruhpoldinger Radiolaritgruppe, vgl. WEGERER et al. 1999, 2001, SUZUKI et al. 2001).

Die Ergebnisse bilden die Grundlage für eine Neukartierung des „Gschirrkopffensers“ und seiner Umrahmung. Der Begriff „Gschirrkopffenster“ sollte allerdings auf Grund der Befunde heute nicht mehr verwendet werden, da es sich nicht um ein Fenster im klassischen Sinne der Deckentektonik handelt, sondern um eine Sedimentfolge, die als karbonatklastischer Flysch (GAWLICK 1996) mit großen Gleitschollen (= Hallstatt Mélange) bezeichnet wird. Auf

Neuinterpretation des geologischen Profiles 1:25000 vom "Gschirrkopffenster" von RISCH (1993)

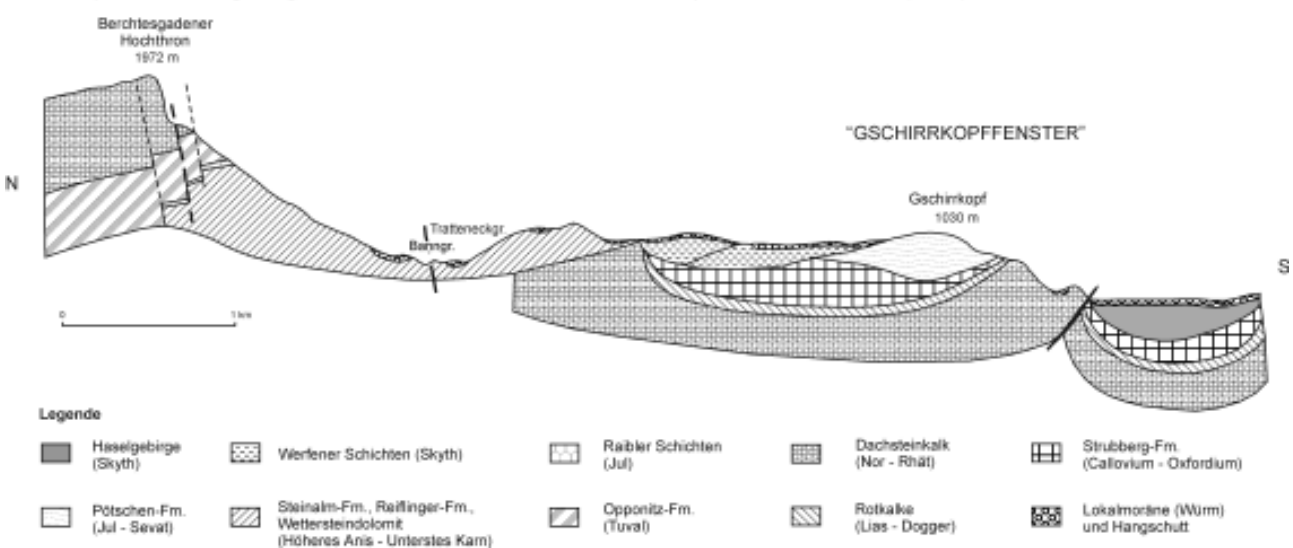


Abb. 12: Reinterpretation des geologischen Querprofiles durch das „Gschirrkopffenster“ von RISCH (1993) auf Grund der Neuergebnisse.

Fig. 12: Reinterpretation of the geological profile of the „Gschirrkopf window“ after RISCH (1993) based on our new stratigraphic and facies data.

der Basis des Verständnisses der im späten Mittel- und frühen Ober-Jura ablaufenden Kollisionstektonik im Zuge der Subduktion der Tethys (GAWLICK et al. 1999) müßte somit die gesamte Hallstätter Zone von Hallein - Berchtesgaden, ohne das Haselgebirge, dessen Platznahme im Kimmeridgium erfolgte (MISSONI et al. 2001) als „Gschirrkopfenster“ verstanden werden. Ein weiteres Problem ist die vielphasige Deformationsgeschichte der Nördlichen Kalkalpen, die die ursprüngliche tektonische Konfiguration des späten Mittel- und frühen Ober-Jura zerstört hat (Genauerer in GAWLICK 2000), so daß heute in der Umrahmung des „Gschirrkopfensters“ bisheriger Auffassung oft keine klassischen Überschiebungskontakte auftreten, sondern Störungszonen mit starker lateraler Komponente.

### Dank

Für die Benutzung des Rasterelektronenmikroskopes bedanken wir uns bei Prof. Dr. C. Hemleben (Tübingen). Prof. Dr. L. Krystyn (Wien) bestimmte die (z. T. schlecht erhaltenen) Conodontenfaunen und gab Hinweise zur stratigraphischen Einstufung. Herr Dr. H. Suzuki (Kyoto) bestimmte einige Radiolarien der Proben BER 6/4 und BER 17/1. Zudem beriet er uns bei der stratigraphischen Einstufung der Faunen. Herr Dr. habil. H. Kozur beriet uns bei der Nomenklatur von *P. vrielynycky*. Herr Dr. Volker Diersche (Sulzfeld/Main) begleitete uns im Gelände, las kritisch das Manuskript und gab zahlreiche Hinweise. Im Rahmen des FWF-Projektes P14131-TEC entstanden.

### Literatur

ALIEV, K.S. (1965): Radiolarians of Lower Cretaceous deposits of northeastern Azerbaidzhan and their stratigraphic significance. - Izdat. Akad. Azerbaidz. SSR, 3-124, Baku.

AITA, Y. (1987): Middle Jurassic to Lower Cretaceous radiolarian biostratigraphy of Shikoku with reference to selected sections in Lombardy Basin and Silicy. - Sci. Rep. Tohoku Univ. Series 2: Geology, **58**: 1-91, Sendai.

BAUMGARTNER, P.O., BARTOLINI, A., CARTER, E.S., CONTI, M., CORTESE, G., DANIELIAN, T., DE WEVER, P., DUMITRICA, P., DUMITRICA-JUD, R., GORICAN, S., GUOX, 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. - Mem. de Geol., **23**: 1013-1048, Lausanne.

BAUMGARTNER, P.O., O'DOGHERTY, L., GORICAN, S., DUMITRICA-JUD, R., DUMITRICA, P., URQUHART, E., MATSUOKA, A., DANIELIAN, T., BARTOLINI, A., CARTER, E.S., DE WEVER, P., KITO, N., MARCUCCI, M. & STEIGER, T. (1995): Radiolarian catalogue and systematics of Middle Jurassic to early Cretaceous Tethyan genera and species. - Mém. de Geol., **23**: 37-685, Lausanne.

BRAUN, R. (1998): Die Geologie des Hohen Gölls. Torrener-Joch-Zone/Jenner/Hoher Göll eine durch Kontinent/Kontinent-Kollision ausgelöste Gleitdecke in den Tauglbodenschichten (mittlerer Oberjura) der Berchtesgadener Alpen. - Forschungsbericht, **40**: 1-192, Nationalpark Berchtesgaden.

BUDUROV, K. (1972): *Ancyrogondolella triangularis* gen. et sp. n. (Conodonta). - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr. **21**: 853-

860, Innsbruck, Wien.

BUDUROV, K. & STEFANOV, S. (1965): Gattung *Gondolella* aus der Trias Bulgariens. - Trav. Geol. Bulgar., Sér. Paléont., **7**: 115-127, Sofia.

CARTER, E.S., CAMERON, B.E.B. & SMITH, P.L. (1988): Lower and Middle Jurassic Radiolarian Biostratigraphy and Systematic Paleontology, Queen Charlotte Islands, British Columbia. - Geol. Surv. Canada Bull., **386**: 1-109, 18 Taf., Geol. Surv. Canada.

DIEBEL, K. (1956): Conodonten aus der Oberkreide von Kamerun. - Geologie, **5**: 424-450.

DIERSCHKE, V. (1980): Die Radiolarite des Oberjura im Mittelabschnitt der Nördlichen Kalkalpen. - Geotekt. Forsch., **58**: 1-217, Stuttgart.

DUMITRICA, P. (1970): Cryptocephalic and cryptothoracic Nassellaria in Mesozoic deposits, Romania. - Rev. Roumaine de Géol. Géophys. Géog. (sér. Géol.), **14**: 45-124, Bukarest.

DUMITRICA, P. & MELLO, J. (1982): On the age of the Meliata Group and the Silica Nappe radiolarites (localities Drzkovce and Bohunova, Slovak Karst, CSSR). - Geol. prace, **77**: 17-28, Prag.

DUMITRICA, P., IMMENHAUSER, A. & DUMITRICA-JUD, R. (1997): Mesozoic radiolarian biostratigraphy from Masirah ophiolite, Sultanate of Oman. Part I: Middle Triassic, uppermost Jurassic and Lower Cretaceous Spumellarians and Multisegmented Nassellarians. - Bulletin of the National Museum of National Science (Taiwan), No. **9**: 1-106, Taichung.

GANSS, O. (1978): Geologische Profile zu Blatt Bad Reichenhall 1:100000. - Bayerisches Geol. Landesamt, München.

GANSS, O., HEIJL, E., MANDL, G.W. & PAVLIK, W. (1988): CC 8742 BAD REICHENHALL: Geologische Übersichtskarte 1:200000 der Bundesrepublik Deutschland. - Hrsg.: Geol. Bundesanstalt f. Geowissenschaften und Rohstoffe, Hannover.

GAWLICK, H.-J. (1996): Die früh-oberjurassischen Brekzien der Strubbergsschichten im Lammertal - Analyse und tektonische Bedeutung (Nördliche Kalkalpen, Österreich). - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **39/40**: 119-186, Wien.

GAWLICK, H.-J. (1998): Obertriassische Brekzienbildung und Schollengleitung im Zlambachfaziesraum (Pötschenschichten) - Stratigraphie, Paläogeographie und diagenetische Überprägung des Lammeregg-Schollenkomplexes (Nördliche Kalkalpen, Salzburg). - Jb. Geol. B.-A., **141** (2): 147-165, Wien.

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., FRISCH, W., SUZUKI, H., WEGERER, E. & MISSONI, S. (2000): The polyphase genesis of the middle to late Jurassic Radiolarite Basins in the middle part (Berchtesgaden and Salzburg area) of the Northern Calcareous Alps (stratigraphy, breccia analysis, sedimentary history, basin analysis, diagenesis and metamorphism) - a key for the reconstruction of the early tectonic history due to the closure of the Tethys Ocean. - Rissunti delle Comunicazione orali e dei poster, Soc. Geol. Ital., 255-257, Triest.

GAWLICK, H.-J., KRISTYN, L. & LEIN, R. (1994): CAI-Paleotemperatures and metamorphism in the Northern Calcareous Alps - a general view. - Geol. Rdschau, **83**: 660-664, Berlin.

GAWLICK, H.-J., KRISTYN, L. & LEIN, R. (1999): Diagenetic and Metamorphic overprint of the Northern Calcareous Alps on the Base of Conodont Colour Alteration Index (CAI) Data. - Tübinger Geowiss. Arbeiten, Reihe A, **52**: 100-102, Tübingen.

GAWLICK, H.-J. & LEIN, R. (1997): Neue stratigraphische und fazielle Daten aus dem Jakobberg- und Wolfdietrichstollen des Hallein - Bad Dürrenberger Salzberges und ihre Bedeutung für die Interpretation der geologischen Verhältnisse im Bereich der Hallein - Berchtesgadener Schollenregion. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **22**: 199-225, Innsbruck.

GAWLICK, H.-J. & LEIN, R. (2000): Die Salzlagerstätte Hallein - Bad Dürrenberg. - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **44**: 263-

- 280, Wien
- GAWLICK, H.-J., STRAUSS, R. & VORTISCH, W. (1994): Metabentonite in dolomitisierten oberladinischen Beckensedimenten westlich von Abtenau (Nördliche Kalkalpen, Salzburg Land, Österreich). - Jb. Geol. B.-A., **137/1**: 35-41, Wien.
- GAWLICK, H.-J. & SUZUKI, H. (1999): Zur stratigraphischen Stellung der Strubbergsschichten in den Nördlichen Kalkalpen (Callovium-Oxfordium). - N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **211**: 233-262, Stuttgart.
- HÄUSLER, H. & BERG, D. (1980): Neues zur Stratigraphie und Tektonik der Hallstätter Zone am Westrand der Berchtesgadener Masse. - Verh. Geol. B.-A., **1980/2**: 63-95, Wien.
- HAYASHI, S. (1968): The Permian Conodonts of the Aoyama Formation, Ashio Mountains, Central Japan. - Earth Science, **22**: 63-77, Tokyo.
- HUCKRIEDE, R. (1958): Die Conodonten der mediterranen Trias und ihr stratigraphischer Wert. - Paläont. Z., **32**: 141-175, Stuttgart.
- KITO, N., DE WEVER, P., DANELIAN, T. & CORDEY, F. (1990): Middle to Late Jurassic radiolarians from Sicily (Italy). - Marine Micropalaeontology, **15**: 329-349, Amsterdam.
- KOVÁCS, S. (1983): On the evolution of *excelsa*-stock in the Upper Ladinian - Carnian (Conodonta, Genus *Gondolella*, Triassic). - Schriftenr. Erdw. Komm. Österr. Akad. Wiss., **5**: 107-120, Wien.
- KOVÁCS, S., KOZUR, H. & MIETTO, P. (1980): *Gondolella pseudolonga* n.sp. (Conodontophorida), an important Lower Ladinian guide form. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **10**: 217-221, Innsbruck.
- KOZUR, H. (1991): The evolution of the Meliata-Hallstatt ocean and its significance for the early evolution of the Eastern Alps and Western Carpathians. - Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **87**: 109-135, Amsterdam.
- KOZUR, H. & MOCK, R. (1991): New Middle Carnian and Rhaetian conodonts from Hungary and the Alps. Stratigraphic importance and tectonic implications for the Buda Mountains and adjacent areas. - Jb. Geol. B.-A., **134**: 271-297, Wien.
- KOZUR, H. & MOSTLER, H. (1972): Die Conodonten der Trias und ihr stratigraphischer Wert. I. Die "Zahnreihen-Conodonten" der Mittel- und Obertrias. - Abh. Geol. B.-A., **28**: 1-53, Wien.
- KRYSZYN, L. & LEIN, R. (1996): Triassische Becken- und Plattform-sedimente der östlichen Kalkalpen. - Exkursionsführer Sediment '96, Berichte der Geol. B.-A., **1996/33**: 1-23, Wien.
- LEIN, R. (1981): Deckschollen aus Hallstätter Buntkalken in Salzbergfazies in den Müritzalpen südlich von Mariazell (Steiermark). - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **27**: 207-235, Wien.
- LEIN, R. (1989): Neufassung des Begriffes Raminger Kalk (Oberladin-Unterkarn) auf mikrofazieller Grundlage. - 4. Treffen dtsprach. Sedimentologen, Innsbruck **1989**, 2 S., Innsbruck.
- MANDL, G.W. (1984): Zur Trias des Hallstätter Faziesraumes - ein Modell am Beispiel Salzkammergut (Nördliche Kalkalpen, Österreich). - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **30/31**: 133-176, Wien.
- MATSUOKA, A. (1983): Middle and Late Jurassic Radiolarian Biostratigraphy in the Sakawa and Adjacent Areas, Shikoku, Southwest Japan. - Journ. Geosci. Osaka City Univ., **26**: 1-48, Osaka.
- MATSUOKA, A. (1984): Late Jurassic four-segmented nassellarians (Radiolaria) from Strikoku, Japan. - Journ. Geosci. Osaka City University, **27**: 143-153, Osaka.
- MATSUOKA, A. (1985): Middle Jurassic Keta formation of the southern part of the Middle Chichibu Terrane in the Sakawa area, Kochi Prefecture, Southwest Japan. - Jour. Geol. Soc. Japan, **91**: 411-420.
- MATSUOKA, A. & YAO, A. (1985): Latest Jurassic radiolarians from the Torinosu Group in Southwest Japan. - Journ. Geosci. Osaka City Univ., **28**: 125-145, Osaka.
- MICHAEL, J. (1989): Die Geologie des südwestlichen Untersberges. - Unveröffentl. Dipl. Arb. Philipps Universität Marburg, 1-68, I-VII, geol. Karte, Marburg/Lahn.
- MISSONI, S., SCHLAGINTWEIT, F., SUZUKI, H. & GAWLICK, H.-J. (2001): Die oberjurassische Karbonatplattformentwicklung im Bereich der Berchtesgadener 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.
- MIZUTANI, S. (1981): A Jurassic formation in the Hida-Kanayama area, central Japan. - Bull. Mizunami Fossil Museum, **8**: 147-190, Mizunami [Japanisch mit engl. Beschreibung].
- MIZUTANI, S. & KIDO, S. (1983): Radiolarians in Middle Jurassic siliceous shale from Kamiyasa, Gifu Prefecture, Central Japan. - Transactions and Proceedings of the Palaeontological Society of Japan, New Series, **132**: 253-263.
- MOSHER, L.C. (1968): Triassic Conodonts from Western North America and Europe and their correlation. - J. Paleont., **42**: 895-946, Tulsa.
- MOSHER, L.C. (1970): New Conodont species on Triassic guide fossils. - J. Paleont., **44**: 737-742, Tulsa.
- OZVOLDOVA, L. (1975): Upper Jurassic radiolarians from the Kisuca Series in the Klippen Belt. - Zapadne Karpaty, Ser. Paleont., **1**: 73-86.
- PESAGNO, E.A. Jr. (1977): Upper Jurassic radiolaria and radiolarian biostratigraphy of the California Coast Ranges. - Micropaleontology, **23**: 56-113, New York.
- PREY, S. (1969): Geologische Karte der Umgebung der Stadt Salzburg 1:50000. - Geol. B.-A. 1969, Wien.
- RIEDEL, W.R. & SANFILIPPO, A. (1974): Radiolaria from the Southern Indian Ocean, DSDP Leg 26. - (In: DAVIS, T.A., LUYENDYK, B.P. et al. (Eds.): Initial Reports of Deep Sea Drilling Projekt), **26**: 771-814, (U.S. Government Printing Office) Washington.
- RISCH, H. (1993): Geologische Karte von Bayern 1:25000 - Erläuterungen zum Blatt Nr. 8343 Berchtesgaden West. - Geol. Kt. Bayern 1:25000, Erl. Bl. 8343 Berchtesgaden West, 1-132, München.
- RÜST, D. (1885): Beiträge zur Kenntnis der fossilen Radiolarien aus Gesteinen des Jura. - Palaeontographica, **31**: 269-321, Stuttgart.
- RÜST, D. (1898): Neue Beiträge zur Kenntnis der fossilen Radiolarien aus Gesteinen der Kreide. - Palaeontographica, **45**: 1-67, Stuttgart.
- SCHLAGER, M. (1930): Zur Geologie des Untersberges bei Salzburg. - Verh. geol. B.-A., **1930**: 245-255, Wien.
- SCHLAGER, M. (1964): Bericht 1963 über geologische Arbeiten auf Blatt Berchtesgaden (93). - Verh. Geol. B.-A., **1964**: A 39-A 40, Wien.
- SCHLAGER, W. (1967): Fazies und Tektonik am Westrand der Dachsteinmasse (Österreich). II. Geologische Aufnahme von Unterlage und Rahmen des Obertriasriffes im Gosaukamm. - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **17**: 205-282, Wien.
- SUZUKI, H., MISSONI, S. & GAWLICK, H.-J. (2000): Radiolarien aus unterliassischen Beckensedimenten der Hallstätter Zone aus polymikten oberjurassischen Brekzienkörpern der Torrener-Joch-Zone (Nördliche Kalkalpen, Berchtesgadener Land, Deutschland). - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **43**: 130-132, Wien.
- SUZUKI, H., WEGERER, E. & GAWLICK, H.-J. (2001): Zur Radiolarienstratigraphie im Unter-Callovium in den Nördlichen Kalkalpen - das Klauskogelbachprofil westlich von Hallstatt (Österreich). - Zbl. Geol. Pal. Teil 1, **2000**, Heft 1/2: 167-184, Stuttgart.
- TAKEMURA, A. (1986): Classification of Jurassic Nassellarians (Radiolaria). - Paläontographica, Abt. A: Paläozoologie-Stratigraphie, **195**: 29-74, Bonn.
- TAN, S.H. (1927): Over de samenstelling en het ontstaan van krijten mergelgesteenten van de Molukken. - Jb. van het mijnwezen in Nederlands-Indie, **55**: 5-165, Batavia (Djakarta).
- TOLLMANN, A. (1976): Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoikums. - 1-580, (Deuticke) Wien.
- TOLLMANN, A. (1985): Geologie von Österreich, Band 2. - 1-710, (Deuticke) Wien.
- VINASSA DE REGNY, P.E. (1899): I radiolari delle faniti titoniane di Carpena (Spezia). - Paleontographia Italia, **4**: 217-238; Rom.
- WAKITA, K. (1988): Early Cretaceous melange in the Hida-Kanayama area, central Japan. - Bull. Geol. Surv. Japan, **33**: 367-421.

- 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 stratigraphischen Einstufung von Kieselsedimenten im Bereich des Sandling (Nördliche Kalkalpen, Callovium-Oxfordium). - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **45**: 67-87, Wien.
- YAO, A. (1979): Radiolarian fauna from the Mino belt in the northern part of the Inuyama area, central Japan, part II: Nasselaria 1. - Jour. Geosci., Osaka City University, **22**: 21-72, Osaka.

# Permo-Triassic extension and related HT/LP metamorphism in the Austroalpine - Southalpine realm

by

Ralf SCHUSTER, Susanna SCHARBERT, Rainer ABART & Wolfgang FRANK

with 12 Figures and 5 Tables

Key words:

*Austroalpine*  
*Permo-Triassic extension*  
*HT/LP metamorphism*  
*Geodynamics*  
*Geochronology*

Schlüsselwörter:

*Ostalpin*  
*Permotriassische Extension*  
*HT/LP Metamorphose*  
*Geodynamik*  
*Geochronologie*

Addresses of the authors:

RALF SCHUSTER and WOLFGANG FRANK  
Institut für Geologie  
Universität Wien  
Althanstraße 14  
A-1090 Vienna, Austria  
E-mail: Ralf.Schuster@univie.ac.at  
Wolfgang.Frank@univie.ac.at

SUSANNA SCHARBERT  
Geologische Bundesanstalt  
Rasumofskygasse 23  
A-1030 Vienna, Austria  
E-mail: sscharbert@cc.geolba.ac.at

RAINER ABART  
Mineralogisch Petrographisches Institut  
Universität Basel  
Bernoullistrasse 30  
CH-4056 Basel  
E-mail: rainer.abart@unibas.ch

Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.

45

S.111-141

Wien 2001

## Contents

Kurzfassung.....	112
Abstract.....	112
1. Introduction.....	113
2. Geological settings.....	113
3. Analytical techniques.....	115
4. Permo-Triassic basement lithologies: petrography and age data.....	115
4.1. Austroalpine Units south of the SAM.....	115
4.2. Austroalpine Units north of the SAM and west of the Gurktal Nappe System.....	122
4.3. Austroalpine Units north of the SAM and east of the Gurktal Nappe System.....	124
5. Discussion.....	128
5.1. Typical features.....	129
5.1.1. Relations of magmatic and metamorphic rocks.....	129
5.1.2. Peak metamorphism and cooling history.....	129
5.1.3. Metamorphic conditions.....	130
5.2. Extension of the Permo-Triassic metamorphic event.....	133
5.2.1. Southalpine.....	133
5.2.2. Extension of the event to the east and north.....	133
5.3. Thermal evolution and geotectonic setting.....	134
5.3.1. P-T-t evolution.....	134
5.3.2. Geotectonic setting.....	135
5.3.3. Sedimentary cover.....	135
5.4. Plate tectonic environment and paleogeographic framework.....	135
Acknowledgements.....	137
References.....	137

### Kurzfassung

In permotriassischer Zeit wurde das Ostalpin von weitverbreitetem Magmatismus, einer Hochtemperatur/Niederdruck (HT/LP) Metamorphose und von extensioneller Tektonik erfaßt. Die Auswirkungen dieses Ereignisses lassen sich gut im Drauzug-Goldeck-Kreuzeck- und im Silvrettagebiet studieren, wo weitgehend komplette Profile durch die permotriassische Kruste, von den Sedimenten bis in die mittlere Kruste erhalten sind. Die Metamorphose ist durch einen hohen geothermischen Gradienten von etwa 45 °C/km charakterisiert und erreicht amphibolit- bis granulitfazielle Bedingungen. Sie ist zeitgleich mit der Platznahme von Gabbros, Graniten, Pegmatiten sowie verschiedenen vulkanischen Gesteinen. Die Magmatite sind häufig, gegenüber den Umgebungsgesteinen, volumensmäßig jedoch unbedeutend. Der Metamorphosehöhepunkt wurde um 270 Ma erreicht, die Gesteine wurden danach nicht exhumiert sondern verweilten in der Kruste, wo sie bis etwa 190 Ma langsam abkühlten.

Für das Südalpin ist eine sehr ähnliche permotriassische Entwicklung belegt. Intrusionen gabbroider Schmelzen in der Ivrea Zone werden in der Literatur als magmatic underplating an der Krusten/Mantel Grenze interpretiert. Gegen Osten läßt sich das permotriassische Ereignis bis in die Karpaten und ins südöstliche Ungarn verfolgen.

Das permotriassische Ereignis wird mit Extension der Lithosphäre in Zusammenhang gebracht. Im unteren Perm entstanden im lithosphärischen Mantel Druckentlastungsschmelzen, die nahe der Krusten/Mantel Grenze intrudierten. In der Kruste kam es zu einer HT/LP Metamorphose und zu anatektischer Schmelzbildung. Ab dem oberen Perm kühlte die Lithosphäre ab und anhaltende Subsidenz führte

zur Ablagerung mächtiger permomesozoischer Sedimentfolgen. Im Anis kam es durch Rifting zur Öffnung des Meliata Ozeans.

### Abstract

During Permo-Triassic times the Austroalpine units were affected by widespread magmatism, high temperature/low pressure metamorphism (HT/LP) and extensional tectonic. Features of this event can be studied in the Drauzug-Goldeck-Kreuzeck and Silvretta areas where more or less complete sections through the Permo-Triassic crust, from the sedimentary successions down to the middle crust have been preserved. Metamorphism was characterised by a geothermal field gradient of more than 45 °C/km, and reached amphibolite to granulite facies conditions. It was accompanied by intrusions of gabbros, granites and pegmatites and extensive volcanism. The igneous rocks are common but volumetrically subordinate with respect to the country rocks. Peak metamorphism was reached at about 270 Ma, subsequently the rocks were not exhumed but cooled down until c. 190 Ma, when the steady state geotherm was reached again.

In the Southalpine realm a similar evolution is visible. In the literature basic intrusions of the Ivrea Zone are interpreted as magmatic underplating near the crustal/mantle boundary. To the east the Permo-Triassic event can be traced to the Carpathians and to southeast Hungary.

The Permo-Triassic extensional event is related to extension of the lithosphere. In early Permian times decompression melts from the lithospheric mantle intruded near to the

crustal/mantle boundary. They caused a HT/LP metamorphism and anatexis melting in the crust. Since the late Permian cooling of the lithosphere was responsible for ongoing subsidence and the deposition of thick sedimentary piles. Anisian rifting caused opening of the Meliata ocean.

## 1. Introduction

Within the Alpine orogenic belt metamorphic rocks occur in a complex nappe pile (Fig. 1). They show variable metamorphic grades and exhibit prograde or polyphase metamorphic evolutions. As regional metamorphism is the result of continent-continent collision and as the area was affected by the Variscan and the Alpine collisional event, it is generally accepted that the rocks got their major thermal imprints during Variscan (390 – 300 Ma) and/or Alpine (120 – 20 Ma) times (e.g. DESMONS et al. 1999a, HOINKES et al. 1999, NEUBAUER et al. 1999b). However, evidence for an additional Permo-Triassic metamorphic event, characterised by high-temperature/low pressure (HT/LP) conditions has been documented in the Southalpine (e.g. BRODIE et al. 1989, LARDEAUX & SPALLA 1991, DIELLA et al. 1992, SANDERS et al. 1996) and nowadays also in the Austroalpine domain (SCHUSTER & THÖNI 1996, LICHEM et al. 1997, HABLER & THÖNI 1998).

This paper focuses on the Permo-Triassic thermal and metamorphic history of the Austroalpine realm. It is based on lithological studies and geochronological data from Austroalpine units and gives an overview on data from the Southalpine domain. The results are discussed in the frame of the geodynamic history of the area, which is generally known from the sedimentary record and can be summarised as follows: Graben structures and sedimentation of post-Variscan molasse sediments indicate thinning of the thickened Variscan crust by orogenic collapse and erosion during Upper Carboniferous to Lower Permian time (WOPFNER 1984, ZIEGLER 1993, BONIN et al. 1993). In the Middle Permian marine transgressions accompanied by fine-grained clastic, evaporitic and carbonatic sedimentation can be observed (e.g. STAMPFLI & MOSAR 1999). The sediments argue for a relatively flat topography, a low altitude and a normal thickness of the lithosphere because of isostatic reasons. Permian extension in the northern part of the Adriatic microplate and in the southern part of Europe is documented by extensional structures, a locally observed HT/LP metamorphism and intense magmatic activity.

For the Southalpine realm BERTOTTI et al. (1993) described large scale extensional structures. Based on the sedimentary record, extension started with the highest rates before 250 Ma and continued, maybe discontinuously until middle Jurassic time. Permo-Triassic magmatic rocks include volcanic rocks (BARTH et al. 1994, SCHALTEGGER & BRACK 1999), gabbros (SILLS 1984, BÜRGI & KLÖTZLI 1987, PIN 1986, QUICK et al. 1992), granites (BORSI et al. 1972, FERRARA & INNOCENTI 1974) and pegmatites (SANDERS et al. 1996). Evidence for a Permian HT/LP metamorphic event has been documented for the Ivrea Zone (SCHMIDT & WOOD 1976, BRODIE et al. 1989, COLOMBO & TUNESI 1999) and the Dervio-Oligasca basement (DIELLA et al. 1992, SILETTO et al. 1993,

SANDERS et al. 1996, DI PAOLA & SPALLA 2000).

In the Austroalpine realm, the post-Variscan/pre-Alpine evolution is highly obscured by the intense Alpine overprint. Nevertheless evidences for a Permo-Triassic extensional event and crustal thinning exist: The huge piles of Permo-Triassic sediments indicate subsidence of their basement. As in the Southalpine quartzporphyric volcanic rocks are common as layers and pebbles within the Permian transgressive series, whereas basic tuffs occur in the Triassic sedimentary successions (e.g. GAAL 1966, TOLLMANN 1977, 1985). Geochronological age data yielded Permian and Triassic ages on granites (MORAUF 1980), gabbroic rocks (MILLER & THÖNI 1997, PUMHÖSL et al. 1999) and numerous pegmatites (e.g. BORSI et al. 1980, THÖNI & MILLER 2001). However a Permian metamorphic event is documented only for a few localities (SCHUSTER & THÖNI 1996, LICHEM et al. 1997, HABLER & THÖNI 1998), whereas a HT/LP imprint of proposed Variscan or uncertain age has been recognised in many places (e.g. WEISSENBACH 1975, FRANK et al. 1983, HOKE 1990, DRAGANITS 1998).

In this study Austroalpine HT/LP assemblages and magmatic rocks were investigated to get information on their genetic relations and on the extension and intensity of the Permo-Triassic thermal event.

## 2. Geological settings

The Alpine mountain belt is a complex nappe stack (Fig. 1) built by the following plate tectonic units (e.g. TOLLMANN 1977): The former southern margin of Europe is represented by the Helvetic Zone and the Central Gneisses of the Tauern Window, which are in comparable tectonic position (FROITZHEIM et al. 1986). Above remnants of the Jurassic Penninic ocean are present, which was located in a southern position, prior to its closure during the Alpine collisional event in Tertiary times. The Austroalpine and the Southalpine are the uppermost tectonic elements. They are parts of the Adriatic microplate, which represented the upper plate during the closure of the Penninic ocean. They are separated by the Periadriatic Lineament (PAL) but show many similarities with respect to their pre-Alpine metamorphic basement, their Palaeozoic sequences and their Mesozoic cover series. However the Austroalpine is much more tectonised because it acted as the tectonic lower plate during the Eo-Alpine (Cretaceous) closure of the Triassic Meliata-Hallstatt ocean. Tectonic slices of this oceanic realm only occur in the easternmost part of the Austroalpine in a few outcrops (MANDL & ONDREJICKOVA 1993).

The Austroalpine crystalline units form an east-west trending belt located between the Austroalpine Northern Calcareous Alps to the north and the PAL respectively the Southalpine to the south (Fig. 1). The pre-Alpine tectonic arrangement and metamorphic zonation of the area is obliterated to a variable grade because of the Alpine overprints. The Eo-Alpine metamorphic imprint reaches up to eclogite facies and subsequent amphibolite facies conditions in some areas. The line connecting the southernmost occurrences of the Eo-Alpine eclogites was defined by HOINKES et al. (1999) as the “southern border of Alpine metamorphism” (SAM).



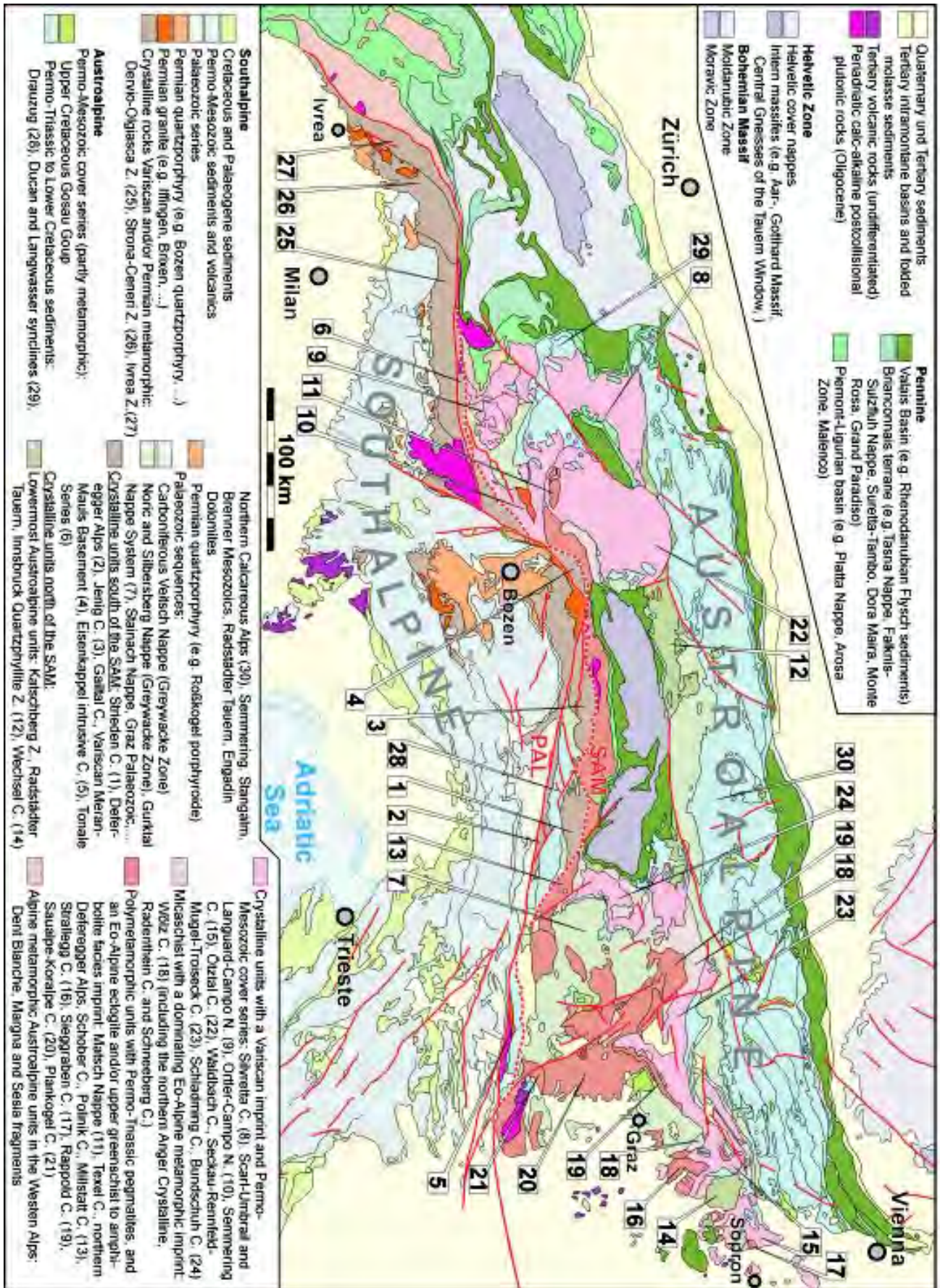


Fig. 1: Tectonic map of the Alps. The numbers refer to units discussed in the text. PAL... Periadriatic Lineament, SAM... Southern limit of Alpine Metamorphism (HOINKES et al. 1999).

Within the units north of the SAM the Eo-Alpine metamorphic conditions are generally decreasing from eclogite and/or amphibolite facies just at the SAM to low-grade or very low-grade conditions in the north (HOINKES et al. 1999). In the eastern part of the belt this zonation is due to a tectonic inversion of the metamorphic grades by polyphase west to north-directed thrust tectonics (FRANK et al. 1983, RATSCHBACHER 1986, GENSER & NEUBAUER 1989, SCHUSTER et al. 2001). South of the SAM the pre-Alpine lithologies are well preserved because Alpine thermal overprints reach lowermost greenschist facies for maximum and tectonics are restricted to folding and block faulting. Permian magmatic rocks, as well as andalusite and sillimanite-bearing HT/LP assemblages occur on both sides of the SAM. To the north the aluminosilicate phases are partly or fully transformed into kyanite.

### 3. Analytical techniques

Garnets with optical and chemical distinct cores that have been used for dating were selected by mineral chemical data and back-scattered-electron images. They were cut in slices of about 0.5 mm thickness and mounted on slides. Subsequently the rims were removed by a saw and the remaining slices of the cores were crushed in a mortar.

Minerals used for isotope determinations were hand-picked under a binocular microscope, except muscovite and biotite which were separated on a vibrating table and by grinding in alcohol. To remove surface contaminations mineral concentrates used for Sm-Nd and Rb-Sr analyses were leached in 2.5 N HCl before decomposition for 5 minutes at about 50 °C. Chemical sample digestion and element separation follows the procedure outlined by THÖNI & JAGOUTZ (1992). Overall blank contributions are  $\leq 0.2$  ng for Nd and Sm, and  $\leq 2$  ng for Rb and Sr. Nd and Sm concentrations were determined by isotope dilution, using a mixed  $^{147}\text{Sm}$ - $^{150}\text{Nd}$  spike, and run as metals on a Finnigan®MAT 262 multicollector mass spectrometer. Nd was ionised using a Re double filament. Within-run isotope fractionation was corrected for  $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$ . All errors quoted in Tables 2 and 3 correspond to  $2\sigma$  of the block mean (1 block = 10 isotope ratios). The  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$  ratio for the La Jolla international standard during the course of this investigation was  $0.511846 \pm 8$  (35 runs). Errors for the  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$  ratio are  $\pm 1\%$ , or smaller, based on iterative sample analysis and spike recalibration. For the calculation of depleted mantle (DM) ages the following model parameters were used:  $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.222$ ,  $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513114$  (MICHARD et al. 1985). A linear evolution of the Nd isotope composition of the DM is assumed throughout geological time,  $\epsilon\text{Nd}$  values are calculated relative to CHUR. Sr and Rb concentrations were determined using a VG® Micromass M 30 and Ta filaments. Through the course of this study the value for the NBS 987 Sr standard was  $0.71011 \pm 1$ . Maximum errors for  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  ratios are estimated to be  $\pm 1\%$ .

For Ar-Ar age determinations the mineral concentrates were irradiated at the 9MW ASTRA reactor at the Austrian Research Center Seibersdorf and analysed using standard procedures with a VG-5400 Fisons Isotopes® mass

spectrometer. Age calculation was done after corrections for mass discrimination and radioactive decay using the formulas given in DALRYMPLE et al. (1984). J-values are determined with internal laboratory standards, calibrated by international standards including muscovite Bern 4M (BURGHELE 1987) and amphibole MMhb-1 (SAMSON & ALEXANDER 1987). The errors given on the calculated age of an individual step include only the  $1\sigma$  error of the analytical data. The error of the plateau and total gas ages includes an additional error of  $\pm 0.4\%$  on the J-value, based on standard reproducibility.

Mineral composition data were obtained with an ARL SEMQ microprobe by energy and/or wavelength-dispersive spectrometry at the universities of Vienna and Innsbruck. Accelerating voltage was 15 kV and sample current 20 nA. Natural and synthetic standards were used for calibration. Geochronological ages represent formation or cooling ages of rocks and minerals (JÄGER 1979). In this paper U-Pb ages of zircons and monazites as well as Sm-Nd isochrone ages are interpreted as crystallisation ages of magmatic rocks or formation ages of metamorphic minerals respectively. Rb-Sr whole-rock errorchrones reflect isotopic homogenisation of large rock volumes, whereas muscovite-whole rock isochrones are cooling ages below 500 °C. K-Ar and Ar-Ar muscovite ages are cooling ages below 400 °C in lithologies which cool down from higher metamorphic temperatures and represent formation ages in rocks which experienced a metamorphic imprint of temperatures below 300 °C. K-Ar, Ar-Ar and Rb-Sr ages are cooling ages below 300 °C.

## 4. Permo-Triassic basement lithologies: petrography and age data

This chapter summarises P-T estimations and radiometric age data of Permo-Triassic metamorphic and magmatic rocks from Austroalpine units. Numbers beside the names of the units correspond to Fig. 1 and Table 5. GPS-coordinates of the samples are given in Table 1. All age and isotope data are listed in Tables 2, 3 and 4 the P-T data from the literature are summarised in Table 5.

### 4.1. Austroalpine units south of the SAM

At first well preserved pre-Alpine metamorphic succession south of the SAM are described. They represent segments of the Permo-Mesozoic crust with weak Alpine overprints.

A more or less continuous section through a Permo-Triassic middle and upper crust, up into the Permian sedimentary cover, has been preserved in the Kreuzeck-Goldeck-Drauzug area (SCHUSTER & FAUPL 2001). The Mesozoic sediments of the Drau Range (28) transgressed on top of the Goldeck and Gaugen Complexes which form the upper crust, the Strieden Complex (1) below represents the middle crust. The latter shows a zonation expressed in mineral assemblages, the occurrence of pegmatites and typical cooling ages for different structural levels. The deepest struc-

sample	lithology	unit	locality	ÖK50	N	E
RS13/97	And-Bt schist	Strieden Complex	Steinwanger Hochalm, Kreuzeckg., Carinthia	181	46°52'46"	013°03'25"
RS14/97	St-Grt micaschist	Strieden Complex	Steinwanger Hochalm, Kreuzeckg., Carinthia	181	46°52'46"	013°03'25"
RS23/99	Sil-Bt schist	Strieden Complex	E' Latschhütte, Ragga, Kreuzeckg., Carinthia	181	46°53'00"	013°07'00"
RS27/99	St-Sil schist	Strieden Complex	N' Strieden, Kreuzeckgruppe, Carinthia	181	46°52'49"	013°06'35"
RS25/99	St-And schist	Strieden Complex	N' Strieden, Kreuzeckgruppe, Carinthia	181	46°52'49"	013°06'35"
RS43/99	Grt pegmatite	Strieden Complex	S' Schneestellkopf, Kreuzeckgruppe, Carinthia	181	46°52'43"	013°08'40"
RS52/99	Grt-Ms schist	Strieden Complex	E' Kleines Hochkreuz, Carinthia	181	46°49'53"	013°06'15"
RS55/99	Grt-Ms schist	Strieden Complex	In der Kirschen, Kreuzeckgruppe, Carinthia	181	46°49'12"	013°06'17"
RS4/00	Grt-St micaschist	Strieden Complex	S' Striedenkopf, Kreuzeckgruppe, Carinthia	181	46°52'00"	013°06'44"
RS35/00	Grt pegmatite	Strieden Complex	S' Salzkofel, Kreuzeckgruppe, Carinthia	181	46°49'46"	013°15'42"
RS69/00	And-Qtz-Ms vein	Strieden Complex	S' Schneestellkopf, Kreuzeckgruppe, Carinthia	181	46°52'	013°08'
RS7/00	micaschist	Gaugen Complex	S' Putzen, Kreuzeckgruppe, Carinthia	181	46°28'25"	013°12'02"
RS11/00	Sil-Bt schist	S' block Deferegger A.	Tönig, Deferegger Alpen, Osttirol	178	46°54'52"	012°23'43"
RS13/00	Sil-Bt schist	S' block Deferegger A.	Michelbachtal, Deferegger Alpen, Osttirol	178	46°52'24"	012°35'16"
RS14/00	Sil-Bt schist	S' block Deferegger A.	Michelbachtal, Deferegger Alpen, Osttirol	178	46°53'03"	012°35'11"
RS9/98	And-Bt schist	Jenig Complex	N' Jenig, Gailtal, Carinthia	198	46°37'55"	013°15'15"
RS11/98	And-Bt schist	Jenig Complex	N' Jenig, Gailtal, Carinthia	198	46°37'55"	013°15'15"
RS13/98	And-Bt schist	Jenig Complex	N' Jenig, Gailtal, Carinthia	198	46°37'55"	013°15'15"
RS22/96	Grt pegmatite	Millstatt Complex	Millstätter Alpe, Radenthein, Carinthia	183	46°48'02"	013°40'47"
31-35/83	pegmatite	Millstatt Complex	Lieserschlucht, Millstätter Seenr., Carinthia	182	46°48'	013°30'
36-40/83	pegmatite	Millstatt Complex	Wolfsberg, Millstätter Seenrücken, Carinthia	182	46°48'	013°31'
41-48/83	pegmatite	Millstatt Complex	Laas, Millstätter Seenrücken, Carinthia	200	46°43'	013°40'
RS7/96	And-Bt schist	Strallegg Complex	ESE' Kaltes Bründl, Ritzing, Burgenland	107	47°38'35"	016°31'31"
RS8/96	granatite	Strallegg Complex	ESE' Kaltes Bründl, Ritzing, Burgenland	107	47°38'35"	016°31'31"
RS3/97	Ky-Grt micaschist	Strallegg Complex	Walleiten, Hartberg, Styria	136	47°17'18"	015°57'10"
RS9/97	Ky-bearing gneiss	Strallegg Complex	ESE' Fünfhöf bei Greith, N' Hartberg, Styria	136	47°18'21"	015°56'33"
RS10/97	Ky-bearing gneiss	Strallegg Complex	ESE' Fünfhöf bei Greith, N' Hartberg, Styria	136	47°18'21"	015°56'33"
Ab9	pegmatite	Strallegg Complex	quarry Stubenberg, Styria	166	47°14'41"	015°47'15"
Ab10	granite	Strallegg Complex	quarry Krughofkogel, Rabenwald, Styria	135	47°17'11"	015°45'19"
RS44/97	Grt micaschist	Wölz Complex	500m south of Glatjoch, alt. 1850m, Styria	129	47°19'12"	014°13'11"
RS1/95	Grt pegmatite	Rappold Complex	Pfingstnergraben, Bretstein v. d. Kirche, Styria	130	47°19'12"	014°25'39"
RS8/95	Grt-St micaschist	Rappold Complex	Eicher, Vorderschönberg, Unzmarkt, Styria	160	47°10'25"	014°21'37"
RS10/95	pegmatite	Rappold Complex	Fresen, Krakaudorf, Styria	158	47°09'48"	014°01'10"
RS15/96	pegmatite	Rappold Complex	Nassel, Thomasberg, Unzmarkt, Styria	160	47°12'19"	014°25'22"
RS16/96	Grt pegmatite	Rappold Complex	Preisner, Hirschfeld, Unzmarkt, Styria	160	47°10'00"	014°26'13"
RS51/97	Grt-St micaschist	Rappold Complex	Turneralm, Steinplan, Knittelfeld, Styria	162	47°09'07"	014°56'45"
RS64/99	Grt pegmatite	Rappold Complex	Preisner, Hirschfeld, Unzmarkt, Styria	160	47°12'23"	014°25'28"
Wölz 1-5	pegmatite	Rappold Complex	Niedere Tauern, Styria			
G63	Grt micaschist	Saualpe-Koralpe C.	600m S' Noreia, Mühlen, Styria	160	47°00'40"	014°31'36"

Table 1: GPS-coordinates and localities of the samples.

tural levels and rocks of highest metamorphic grade are exposed in the north, immediately south of the SAM (represented by the Ragga-Teuchl fault zone, HOKE 1990). The whole sequence is tentatively divided in a lower and upper sillimanite-zone, andalusite-zone, staurolite-zone and garnet-zone (Fig. 2).

The uppermost garnet-zone consists of garnet-chlorite-muscovite schists and subordinate amphibolites, which exhibit a polyphase deformation ( $D_m, D_n$ ) (HOKE 1990, SCHUSTER & SCHUSTER 2001). The metapelites are characterised by syndeformational assemblages of Grt + Chl + Ms/Pg + Pl + Qtz + Ilm ± Bt (Fig. 3A). Going north, and downward in the section, gneisses intercalated by layers of garnet-staurolite two-mica schists with a mineral assemblage of Grt + St ± Ky + Bt + Ms + Pl + Qtz + Ilm occur in the staurolite-zone (Fig. 3B). In the andalusite-zone below, up to several centimetres large andalusite porphyroblasts and andalusite-quartz veins occur. They are restricted to the staurolite and garnet-rich micaschist layers which represent Al-rich (24.9-

26.9 wt%) metapelites with a low XMg (0.19). Andalusite as well as large biotite flakes are overgrowing the pre-existing microfabrics and the garnet porphyroblasts. Staurolite is resorbed and forms dismembered inclusions with identical optical orientation, indicating andalusite formation during prograde breakdown of staurolite by the reaction  $St + Ms + Qtz = And + Bt + H_2O$  (Fig. 3C). Another possible aluminosilicate forming reaction is  $Pg + Qtz = Ab + And/Sil + H_2O$  (Fig. 3D). In the lowermost part of the andalusite-zone pegmatites and fibrolitic sillimanite appears. The upper sillimanite-zone is characterised by sillimanite, the continuous disappearance of staurolite with depth and the occurrence of pegmatites (HOKE 1990) (Fig. 3E). An overprinting ductile deformation ( $D_o$ ), becomes more prominent with structural depth. Staurolite and garnet act as porphyroclasts whereas sillimanite growth is syndeformational. In the lower sillimanite-zone garnet disappears, the amount of muscovite is decreasing and concordant pegmatites are frequent. In the metapelites sillimanite is intergrown with biotite

sample	mineral	Sm	Nd	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$2\sigma_{\text{m}}$	$\epsilon_0$	$T_{\text{DM}}^{\text{Nd}}$	Rb	Sr	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	$2\sigma_{\text{m}}$
		[ppm]	[ppm]				(Nd)		[ppm]	[ppm]			
RS1/95	whole rock	3.613	10.16	0.2150	0.5122488	$\pm 10$	-7,6	1.8E+9					
	garnet	4.787	0.637	4.5521	0.5196983	$\pm 25$							
	tourmaline	0.151	0.458	0.1991	0.512134	$\pm 25$							
RS8/95	whole rock	49.85	8.986	0.1090	0.512098	$\pm 5$	-10	1.4E+9					
	garnet	0.519	1.416	1.6502	0.514982	$\pm 7$							
RS 10/95	whole rock								41.82	373.5	0.324	0.71372	$\pm 5$
RS 10/95	muscovite								332.1	54.73	17.67	0.77306	$\pm 10$
RS 15/96	whole rock								179.0	43.64	11.93	0.75713	$\pm 12$
RS 15/96	muscovite								651.4	14.85	131.9	1.10753	$\pm 13$
RS 16/96	whole rock								356.3	32.75	31.94	0.85606	$\pm 9$
RS 16/96	muscovite								2454	4.386	3404	11.985	$\pm 3$
RS 22/96	whole rock								143.0	10.46	40.30	0.89867	$\pm 20$
RS 22/96	muscovite								932.9	1.775	3986	17.287	$\pm 5$
RS3/97	garnet+inclusions	5.744	27.20	0.1277	0.511922	$\pm 5$							
	garnet	1.840	4.301	0.2585	0.512159	$\pm 5$							
RS13/97	whole rock	79.61	12.98	0.0986	0.511859	$\pm 6$	-15	1.2E+9	98.21	157.7	1.808	0.73437	$\pm 6$
	muscovite								200.9	282.3	2.064	0.73109	$\pm 5$
	biotite	1.199	0.252	0.1269	0.511952	$\pm 10$			462.5	4.917	298.0	1.67837	$\pm 31$
RS14/97	whole rock	13.377	77.29	0.1046	0.511851	$\pm 5$	-15	1.6E+9	80.70	171.5	1.366	0.74284	$\pm 8$
	muscovite								190.5	288.4	1.917	0.73635	$\pm 8$
	biotite								737.9	3.467	714.4	2.34298	$\pm 70$
	garnet	4.364	5.882	0.4486	0.512622	$\pm 6$							
	staurolite	6.380	1.098	0.1040	0.511868	$\pm 4$							
RS11/98	whole rock								372.0	248.9	4.336	0.73172	$\pm 5$
	biotite								497.6	11.80	126.7	1.08974	$\pm 16$
RS13/98	whole rock								155.4	248.6	1.813	0.72719	$\pm 6$
	biotite								440.7	6.624	202.8	1.25178	$\pm 76$
RS43/99	whole rock	0.421	0.727	0.3503	0.512474	$\pm 8$	-3.2	7.6E+8					
	garnet1	1.940	1.336	0.8780	0.513264	$\pm 5$							
	garnet2	1.418	0.571	1.5029	0.51414	$\pm 10$							
	muscovite	0.103	0.203	0.3058	0.5129	$\pm 3$							
RS64/99	whole rock	1.458	4.475	0.1970	0.512189	$\pm 8$	-8.8	5.6E+9					
	garnet	5.163	0.560	5.5850	0.522347	$\pm 85$							
	tourmaline	0.175	0.656	0.1615	0.512099	$\pm 7$							
RS35/00	feldspar	0.024	0.070	0.2087	0.512339	$\pm 20$			325.7	269.4	3.505	0.72656	$\pm 4$
	garnet	1.880	0.211	5.405	0.521206	$\pm 12$							
	muscovite								691.9	2.578	9.369	2.8317	$\pm 7$
RS11/00	whole rock								160.1	114.6	4.053	0.73764	$\pm 6$
	biotite								477.4	5.260	2.84.3	1.5488	$\pm 35$
RS13/00	whole rock	0.310	0.754	0.2487	0.512430	$\pm 8$	-5.6	4.0E+9					
	garnet	0.699	0.735	0.5756	0.512971	$\pm 9$							
B72c	whole rock	8.258	48.32	0.1033	0.511918	$\pm 5$	-14	1.5E+9					
	garnet	4.761	4.642	0.6201	0.513003	$\pm 11$							
G63	whole rock	0.446	0.958	0.2815	0.512275	$\pm 7$							
	garnet1	0.452	0.188	1.4571	0.514450	$\pm 7$							
	garnet2	0.309	0.132	1.4144	0.51416	$\pm 24$							

Table 2: Sm-Nd and Rb-Sr isotopic data from the samples presented in this paper.

and aligned to the dominant schistosity ( $D_0$ ). It also forms millimetre-sized patchy pseudomorphs after garnet, which developed by the prograde breakdown of garnet by the reaction  $\text{Grt} + \text{Ms} = \text{Sil} + \text{Bt} + \text{Qtz}$ . Anatectic melting is indicated locally by neosome layers of  $\text{Pl} + \text{Or} + \text{Qtz} \pm \text{Bt} \pm \text{Sil}$  whereas plagioclase porphyroblasts are overgrowing the residual sillimanite-biotite schists. The neosome layers are concordant to the dominant schistosity which also deforms some pegmatites at temperatures of more than 500 °C. Based on mineral assemblages, microfabrics and the deformation history two major metamorphic events can be iden-

tified in the Strieden Complex:

- (1) In the garnet and staurolite-zone the first imprint is dominating. From the mineral assemblages upper greenschist facies conditions in the structural upper part and amphibolite facies conditions at medium pressures in the lower part can be expected. A Variscan age is indicated by a Sm-Nd garnet isochrone age of  $342 \pm 3$  Ma (RS14/97; Fig. 4A) from the staurolite-garnet micaschists.
- (2) The overprinting event shows HT/LP characteristics and a zonation with structural depth. In the uppermost part of the section features of the second imprint are scarce. Below

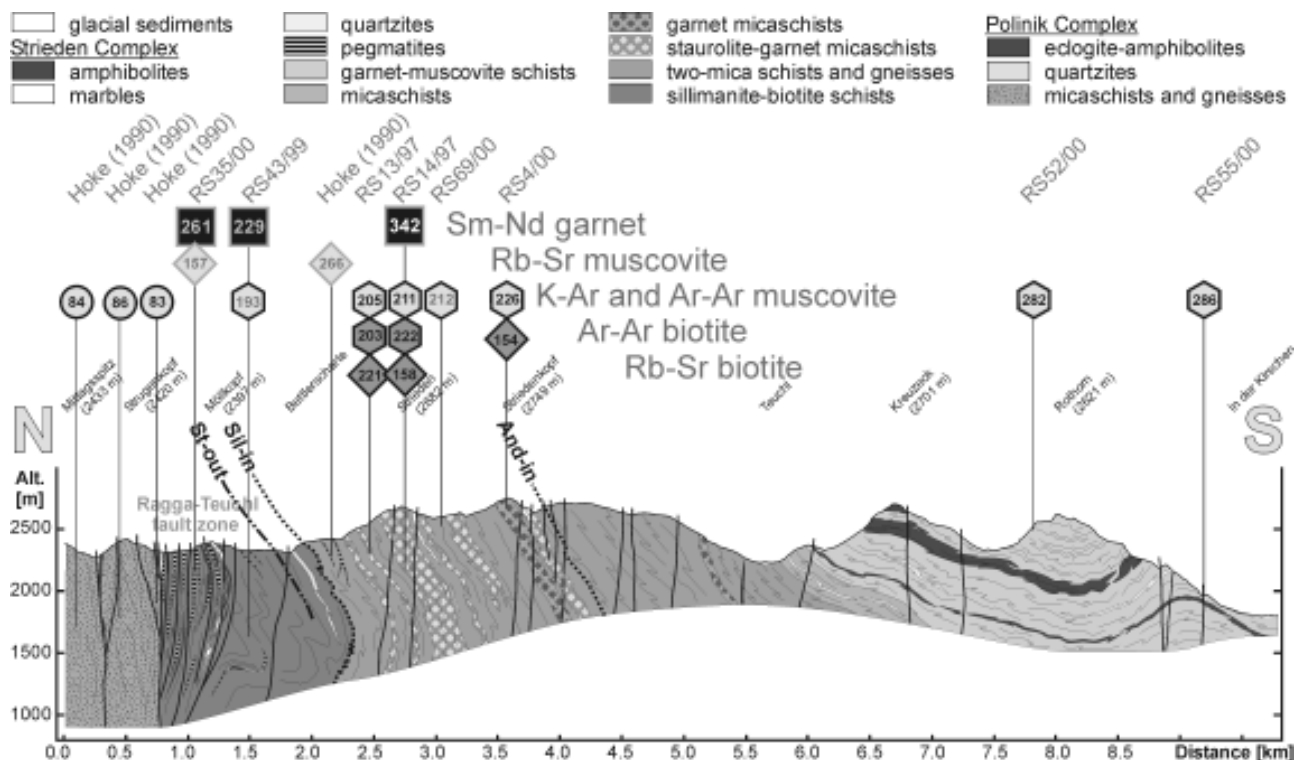
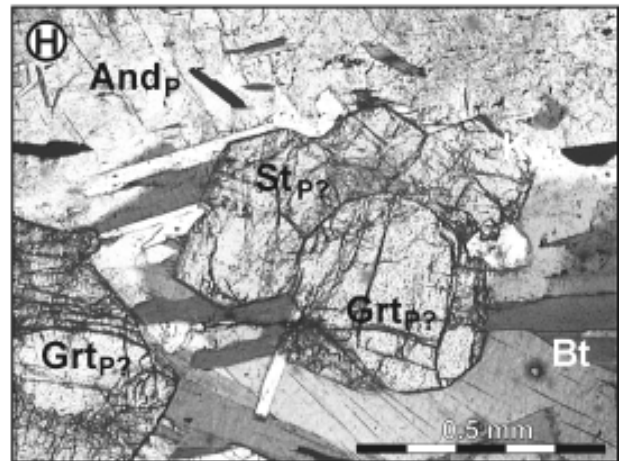
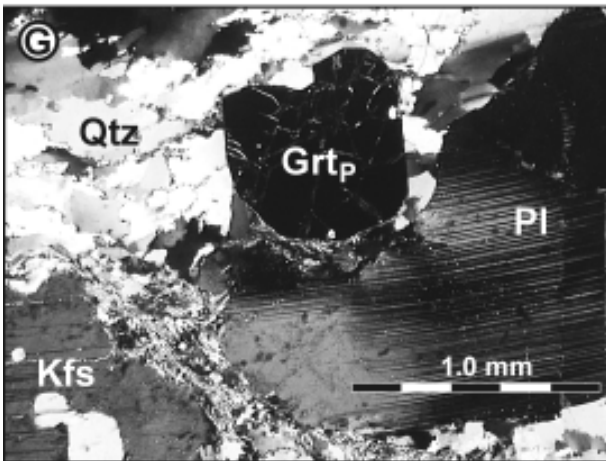
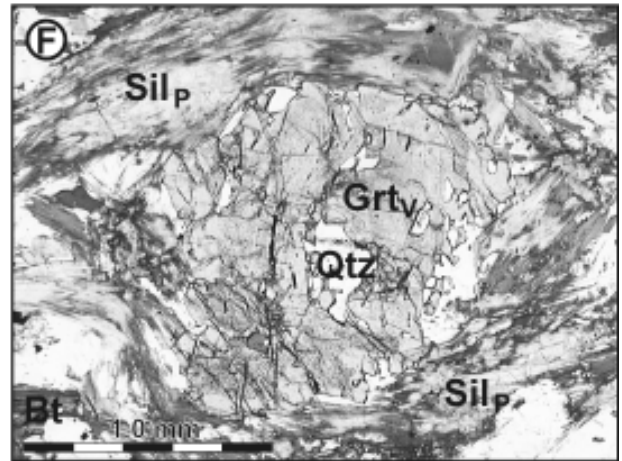
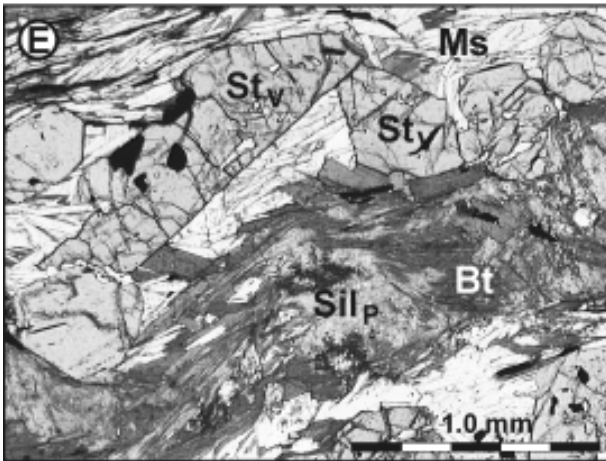
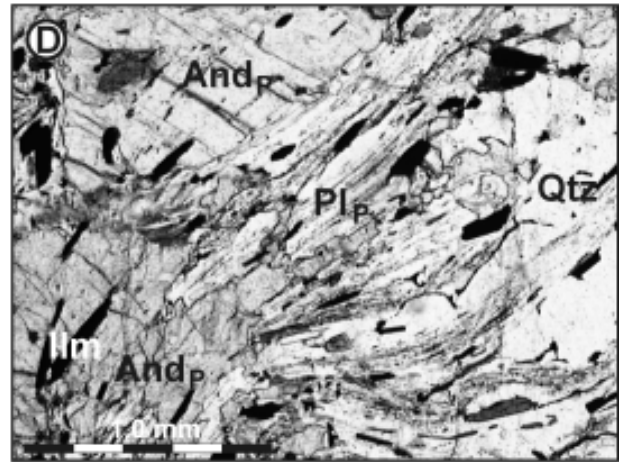
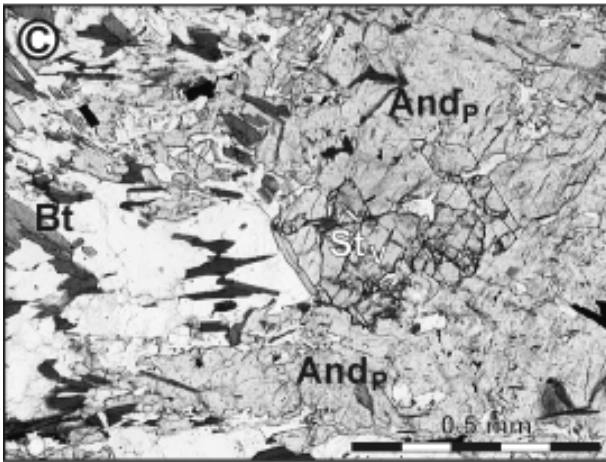
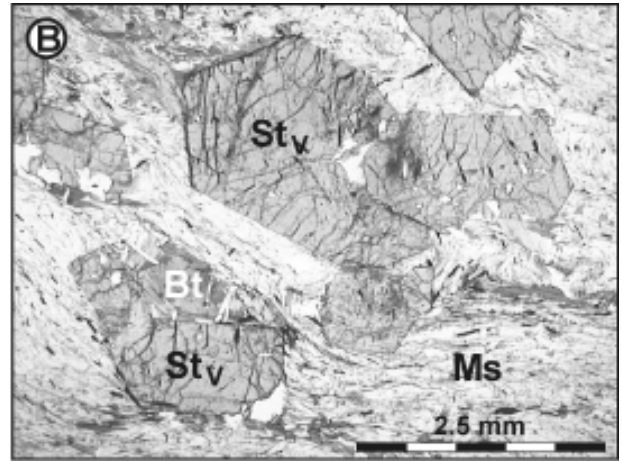
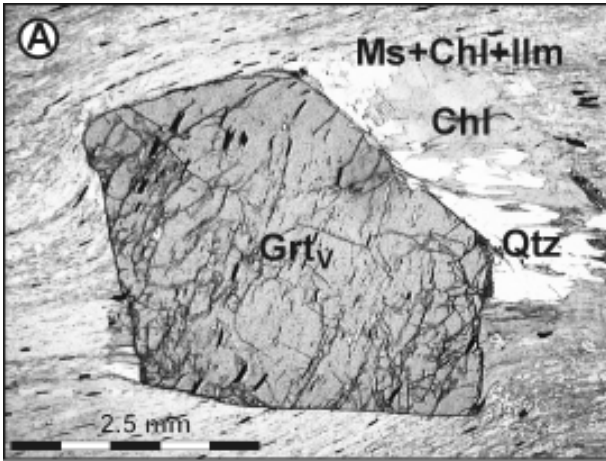


Fig. 2: Section through the Strieden Complex in the Kreuzeck Mountains. The Eo-Alpine eclogite-bearing Polinik Complex to the north is separated from the Strieden Complex by the Tertiary Ragga-Teuchl fault zone, which represents a segment of the SAM. The Strieden Complex is dipping to the south. From bottom to the top a lower and upper sillimanite-zone and an andalusite-zone can be mapped.

the andalusite-zone, an upper sillimanite-zone and a lower sillimanite-zone with partial anatexis developed. Pegmatites are obviously related to this thermal event because they occur only in the lowermost andalusite-zone and within the sillimanite-zone. The timing of the HT/LP event is defined by Sm-Nd garnet isochrone ages on magmatic garnets from a weakly deformed and a deformed pegmatite. Calculated with orthoclase and the whole rock they yielded well defined Permo-Triassic isochrone ages of  $261 \pm 3$  Ma (RS35/00; Fig.4B) and  $229 \pm 3$  Ma (RS43/99; Fig. 4C). Based on the breakdown of staurolite in the andalusite stability field conditions of  $c. 550 \pm 50$  °C at  $0.35 \pm 0.1$  GPa can be expected for the andalusite-zone. For the lower sillimanite-zone temperatures of  $650 \pm 50$  °C at pressures of  $0.45 \pm 0.1$  GPa are indicated by the occurrence of anatectic mobilisates and the breakdown of garnet (see chapter 5.1.3.).

The cooling history of the rock pile was investigated by K-Ar, Ar-Ar and Rb-Sr ages on muscovites and biotites: K-Ar ages (BREWER 1970) and Ar-Ar plateau ages on muscovites exhibit Variscan ages (RS7/00:  $316 \pm 4$  Ma; RS8/00:  $311 \pm 3$  Ma; RS24/00:  $312 \pm 3$  Ma) from the Goldeck and Gaugen Complexes below the transgressive Permo-Mesozoic Drauzug sediments and decrease with structural depth. In the Strieden Complex Ar-Ar muscovite ages of  $286 \pm 2$  Ma (RS55/99) and  $286 \pm 3$  Ma (RS52/99) were determined from garnet-muscovite schists. Staurolite-garnet micaschists yielded  $226 \pm 3$  Ma (RS4/00) and  $210 \pm 2$  Ma (RS14/97), whereas  $212 \pm 2$  Ma (RS69/00) and  $205 \pm 2$  Ma (RS13/97) have been measured for the andalusite-zone. The lowest age of  $191 \pm 2$  Ma (RS43/00) has been found in the sillimanite-zone (Fig. 4E - 4L). Rb-Sr biotite-whole rock ages yielded 150 Ma to 225 Ma. These ages indicate tem-

Fig. 3: Lithologies of Austroalpine units south of the SAM. Indices of the minerals correspond to the time of their formation: V... Variscan, P... Permian, A... Alpine. A) Grt-Ms schist from the upper part of the Strieden Complex: syndeformative, Variscan garnet within a matrix of Ms + Chl + Qtz + Ilm. The pressure shadows exist of quartz and chlorite (RS55/99; parallel Nicols). B) St-Grt micaschist from the upper part of the Strieden Complex: Variscan staurolite porphyroblasts in a matrix of Ms + Bt + Qtz + Pl + Ilm (RS14/97; parallel Nicols). C) And-Bt schist of the Strieden Complex: Relics of Variscan staurolite within a Permian andalusite porphyroblast (RS25/99; parallel Nicols). D) And-Bt schist of the Strieden Complex: Permian andalusite and plagioclase overgrowing a pre-existing microfabric defined by graphitic pigment and ilmenite (RS13/97; parallel Nicols). E) St-Sil schist from the upper sillimanite-zone of the Strieden Complex: Variscan staurolite porphyroblasts and biotite-sillimanite aggregates within a matrix of Ms + Pl + Qtz + Ilm (RS27/99; parallel Nicols). F) Sil-Bt schist of the Deferegger Alps: Variscan garnet relic intergrown with quartz within an aggregate of sillimanite and biotite (RS14/00; parallel Nicols). G) Garnet-bearing pegmatite Deferegger Alps: magmatic garnet, unduloes plagioclase and orthoclase within deformed quartz (RS13/00; perpendicular Nicols). H) Grt-St-And-Bt schist of the Jenig Complex: euhedral garnet and staurolite overgrown by Permian andalusite and biotite (RS9/98; parallel Nicols).



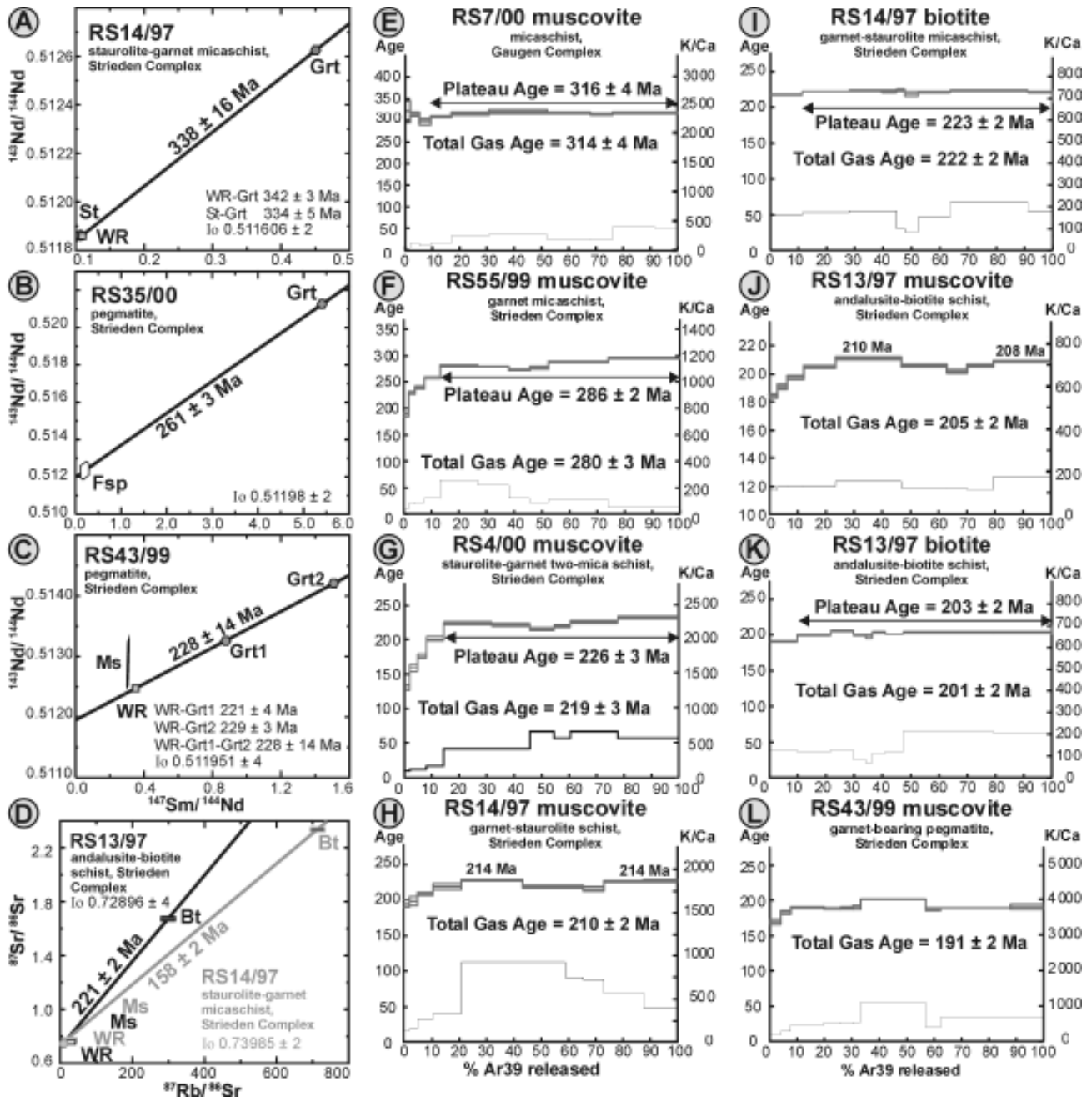


Fig. 4: Sm-Nd, Rb-Sr and Ar-Ar age diagrams on metamorphic rocks of the Strieden Complex. The ages reflect a Variscan metamorphic imprint overprinted by a medium to high-grade Permo-Triassic event.

peratures below 300 °C during the Alpine overprints (Fig. 4D)

In the **Deferegger Alps (2)** and in the **Uttenheim area** to the west two Austroalpine blocks can be distinguished (Stöckert 1987). The one south of the SAM (represented by the Oligocene Deferegger–Antholz–Vals Line) shows many similarities to the andalusite and sillimanite-zone of the Strieden Complex. The structurally deepest parts consist of sillimanite-bearing biotite schists and biotite-plagioclase gneisses with intercalations of pegmatites, amphibolites and marbles (Senarclens-Grancy 1972). In the metapelites sillimanite is intergrown with biotite and aligned to the dominant schistosity of the rocks. It also forms

millimetre-sized patchy pseudomorphs after garnet, indicative of prograde breakdown of garnet by the reaction  $\text{Grt} + \text{Ms} = \text{Sil} + \text{Bt} + \text{Qtz}$  (Fig. 3F). The pegmatites are mostly concordant and have a magmatic mineral assemblage of  $\text{Grt} + \text{Tur} + \text{Kfs} + \text{Pl} + \text{Qtz} + \text{Ms}$  (Fig. 3G). They exhibit ductile deformation of the feldspars at more than 500 °C. Above the sillimanite-zone, fine-grained biotite-plagioclase gneisses with intercalations of staurolite and/or garnet-rich micaschists occur (Schulz et al. 2001). Andalusite has been observed as porphyroblasts within the micaschists and within crosscutting andalusite-quartz veins. The upper part of the unit is formed by garnet-micaschists, orthogneisses and phyllitic micaschists.

The pegmatites from the Uttenheim area have been inter-

preted as partial anatectic melts from the residual sillimanite-biotite schists. They formed during a HT/LP event at  $650 \pm 30$  °C and  $0.6 \pm 0.1$  GPa (STÖCKHERT 1987). A Rb-Sr whole rock isochrone of  $262 \pm 7$  Ma (BORSI et al. 1980) and a Sm-Nd garnet isochrone age of  $253 \pm 7$  Ma (RS13/00; Fig. 5A) have been determined for pegmatites from the Uttenheim area and from the Deferegger Alps. These ages indicate a Permian age for the pegmatites and for the contemporaneous HT/LP event. Ar-Ar ages on muscovites from a pegmatite and the surrounding sillimanite-biotite schist yielded  $190 \pm 3$  Ma and  $193 \pm 2$  Ma (RS11/00) (Fig. 5B and 5C). These ages represent cooling of the sillimanite-bearing rocks below 400 °C. The Rb-Sr isochrone age of biotite from the metapelite sample is  $204 \pm 2$  Ma (Fig. 5D). As the closure temperature for the Rb-Sr isotopic system in biotite is expected to be c. 300 °C and as the age was not totally reset during the Alpine times Alpine temperatures did not exceed 300 °C.

Andalusite-bearing assemblages of the **Jenig Complex (3)** occur in a hundred metre wide tectonic lamella just north of the PAL (PHILLIPITSCH et al. 1986). The andalusite-bearing lithologies are graphitic, Al-rich metapelites with low XMg (0.20 – 0.23) and an assemblage of Grt + St + And + Bt +

Ms + Chl + Pl + Ilm. They are intercalated andalusite-quartz veins and occur as layers within quartz-rich micaschists composed of Ms + Qtz + Chl + Bt.

Andalusite is overgrowing euhedral garnet and staurolite of unknown age (Fig. 3H). It formed by the reactions  $\text{Chl} + \text{Ms} = \text{And} + \text{Bt} + \text{Qtz} + \text{H}_2\text{O}$  and  $\text{Pg} + \text{Qtz} = \text{Ab} + \text{And} + \text{H}_2\text{O}$  at upper greenschist facies conditions. Based on the NKF MASH grid (SPEAR 1993) the P-T conditions for the andalusite formation can be estimated to be c. 570 °C at less than 0.4 GPa (see chapter 5.1.3.). Ar-Ar cooling ages on white mica and biotite (Fig. 5E, 5F, 5H, 5I) are in the range of 206 to 181 Ma. Rb-Sr ages of biotite (corrected with the whole rock) are 190 and 169 Ma (Fig. 5G). These ages reflect Triassic to Jurassic cooling of the rocks and an Alpine thermal overprint below 300 °C.

To the west the Variscan part of the **Meran-Mauls Basement (4)** (SPIESS 1995) is located between the PAL to the southeast and the SAM to the west and north (represented by the Passeier Jaufen Line). The northern part is composed of paragneisses and micaschists whereas in the south biotite-rich sillimanite-bearing gneisses and pegmatites occur. Rb-Sr as well as K-Ar ages on mica are in the range of 66 to 326 Ma, those of biotites yielded 78 Ma to 251 Ma (SATIR

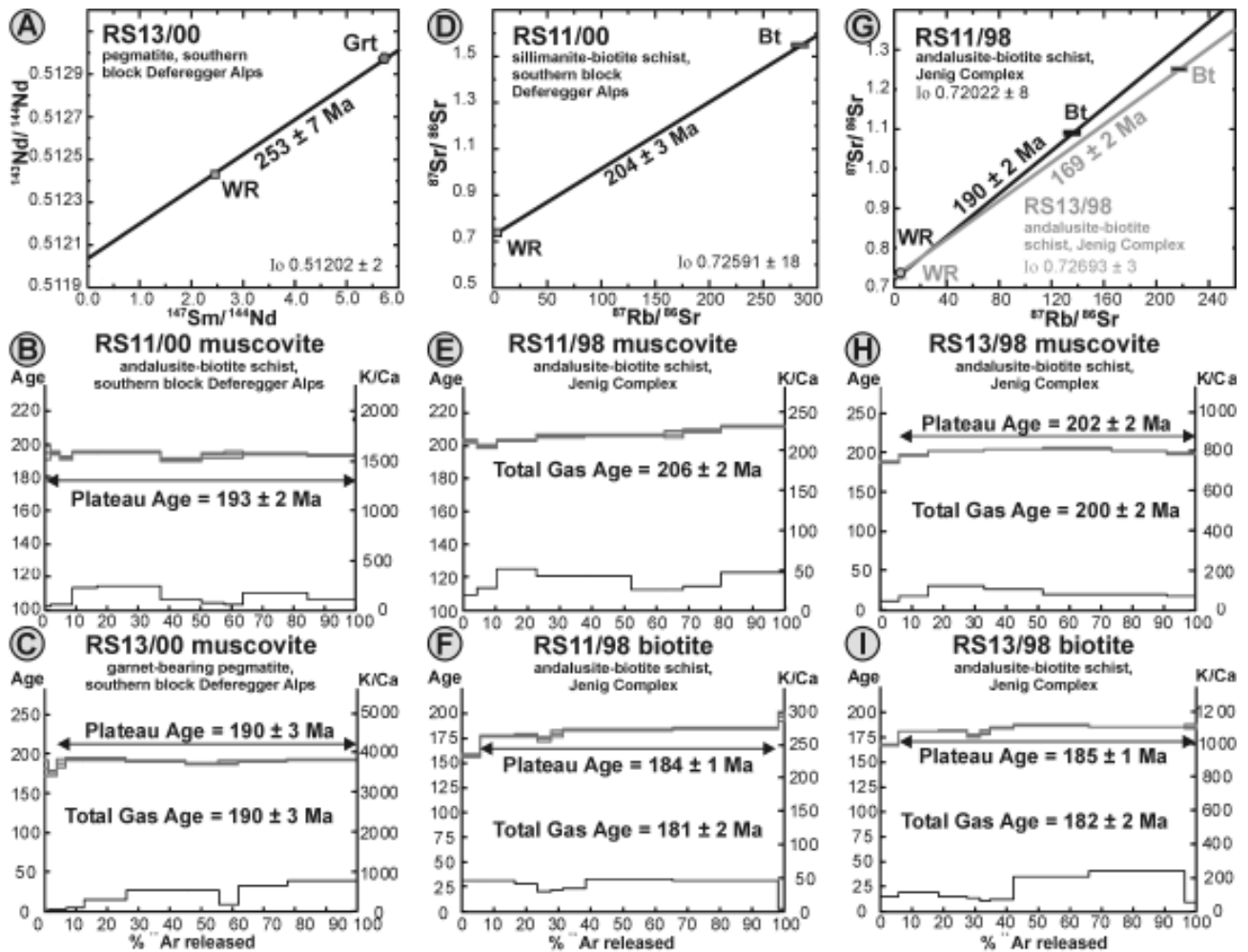


Fig. 5: Geochronological age data of metamorphic rocks from the Jenig Complex and the southern block of the Deferegger Alps.



1975, THÖNI 1983, SPIESS 1995). These ages have been interpreted as Variscan cooling ages partly reset during an Eo-Alpine overprint. However, facing the age zonation in the Strieden Complex an additional Permo-Triassic imprint seems to be likely. The only preserved Variscan ages of 305 and 326 Ma are Rb-Sr muscovite ages which represent cooling below c. 500 °C. Except one age of 66 Ma all Ar-Ar muscovite ages are in the range of 207 to 271 Ma and most of the biotite ages range from 140 to 251 Ma. As the latter are not totally reset during the Alpine overprint temperatures did not exceed 300 °C during this time. Therefore the Ar-Ar muscovite ages most probably represent Permo-Triassic cooling ages. Temperatures of the Permo-Triassic event caused a total reset of the K-Ar system but did not influence the Rb-Sr isotopic system of the muscovites. This indicates temperatures of 400 to 500 °C.

The **Eisenkappel intrusive Complex (5)** consists of gabbros, diorites, granodiorites and granites, which intruded into a Palaeozoic diabase and greenschist facies metamorphic metasediments (EXNER 1972, BOLE et al. 2001). A Permian age of  $260 \pm 19$  Ma was determined for a gabbro (THÖNI, 1999), whereas a U/Pb age on titanite from a diorite is  $230 \pm 5$  Ma (LIPPOLT & PIDGEON 1974). K-Ar cooling ages on hornblende are about 245 Ma, K-Ar and Rb-Sr data on biotite are in the range of 227 to 216 Ma (LIPPOLT & PIDGEON 1974, CLIFF et al. 1974, SCHARBERT 1975). From the existing data the Eisenkappel intrusive Complex can be interpreted as a Permo-Triassic intrusion, which cooled down during Triassic times within the upper crust.

The **Tonale Series (6)** forms a narrow zone between the SAM, represented by the Pejo and Mortirolo Lines to the north and the PAL (Insubric Line) to the south (WERNIG 1992). It is composed of high-grade sillimanite-bearing gneisses and micaschists, garnet and biotite-bearing amphibolites and marbles. As Permian granitoides, diorites and pegmatites are characteristic (DEL MORO et al. 1981) a contemporaneous Permo-Triassic age for the metamorphic imprint can be expected.

#### 4.2. Austroalpine Units north of the SAM and west of the Gurktal Nappe System (7)

The Austroalpine crystalline units north of the SAM show a different Eo-Alpine metamorphic overprint. In the area west of the Gurktal Nappe System the metamorphic grades are decreasing from bottom to the top within the units and the regional pattern shows a decrease to the west and north respectively (HOINKES et al. 1999).

The **Silvretta Nappe (8)** represents a thrust sheet composed of crystalline basement, which is locally transgressed by Carboniferous clastic sediments and by the widely developed Permo-Triassic sedimentary cover of the Ducan and Langwasser synclines (29) and the Northern Calcareous Alps (30). It holds a northern position in the western part of the Austroalpine.

Literature with important implications for this study and/or

geochronological cooling ages exist from HOERNES (1971), GRAUERT (1969), THÖNI (1981), KRECZY (1981), AMMAN (1985), FLISCH (1986) and SPIESS (1987). Based on the literature pegmatites postdating the Variscan structures occur along the eastern limit of the unit. They are embedded within sillimanite-bearing gneisses and micaschists. Sillimanite in this eastern part is younger than Variscan kyanite, postkinematic with respect to the Variscan deformation and growing by the breakdown of pre-existing garnet and staurolite (AMMAN 1985). For the southern part of the Silvretta Nappe BENCIOLETTI (1994) proposed a Permian metamorphic imprint at  $550 \pm 50$  °C and  $0.4 \pm 0.1$  GPa which is contemporaneous to the formation of andalusite-quartz veins and extensional structures. At present no reliable formation ages of the pegmatites are available. Ductile deformation of magmatic feldspars indicates deformation at temperatures of more than 500 °C. K-Ar cooling ages of muscovites from the pegmatites and the surrounding schists are 144, 160, 174, 184, 199 and 207 Ma. New Ar-Ar ages yielded  $191 \pm 2$  and  $189 \pm 2$  Ma. Towards tectonically higher levels in the north and west, no more pegmatites can be observed and the K-Ar and Ar-Ar cooling ages are increasing. For example northwest of Galtür an Ar-Ar plateau age of  $246 \pm 2$  Ma was determined on an orthogneiss muscovite. However data of this zone are scarce. Ar-Ar ages on muscovites and Rb-Sr ages on biotites from the crystalline basement below the transgressional contacts yield Variscan cooling ages of about  $310 \pm 5$  Ma respectively  $290 \pm 15$  Ma.

Until now geochronological ages below 280 Ma have been interpreted as Variscan ages partly reset by an Alpine overprint. Several arguments argue against this interpretation: If the muscovite K-Ar and Ar-Ar ages represent Alpine overprinted ages stepwise pattern with low-temperature ages close to the overprinting event would be expected. However even the Triassic and Jurassic Ar-Ar cooling ages exhibit plateau-type pattern without steps of Alpine ages (< 100 Ma). On the other hand if the Ar-Ar system of the muscovites were partially reset, temperatures close to 400 °C, would be indicated for the Alpine overprint. In this case totally or nearly totally reset Rb-Sr biotite ages would be expected because of the lower closure temperature of c. 300 °C for this isotopic system. However even the lowest ages are above 120 Ma.

Based on this data the Silvretta Nappe represents a crustal block with a prominent Variscan structural and metamorphic imprint (e.g. GRAUERT 1969, HOERNES 1971) which experienced a HT/LP overprint at an elevated geothermal gradient during Permo-Triassic times. At middle crustal levels sillimanite-bearing assemblages developed and pegmatites were emplaced. Subsequent cooling to the steady state geotherm produced a characteristic pattern of Ar-Ar muscovite ages. They are c. 190 Ma in the sillimanite-zone and increase up to 310 Ma below the Permo-Triassic sediments. The Alpine temperatures did not exceed 400 °C and were most probable just below 300 °C in the main parts of the Silvretta Nappe.

In the **Languard Campo Nappe (9)** granitoides, diorites, gabbros and pegmatites occur within low to medium grade muscovite-, biotite- and minor staurolite-bearing gneisses and micaschists with interlayered amphibolites, marbles and

quartzites (e.g. GAZZOLA et al. 2000). A Permian crystallisation age of c. 290 Ma was determined by Sm-Nd mineral isochrones for the Sondalo gabbroic complex (TRIBUZIO et al. 1999). Next, close to the gabbro complex there are many small granitic bodies, which yielded Rb-Sr muscovite ages ranging from 281 to 259 Ma. The country rocks are amphibolite facies sillimanite-bearing paragneisses with common amphibolite bands and rare marble layers. The Languard Campo Nappe was affected by an Eo-Alpine overprint of upper greenschist to amphibolite facies conditions (GAZZOLA et al. 2000).

The Marteller granite intrudes medium-grade metamorphic rocks of the **Ortler Campo Nappe (10)** (BOCKEMÜHL 1988). It is characterised by a magmatic mineral assemblage of Kfs + Pl + Qtz + Ms  $\pm$  Tur  $\pm$  Grt, whereas biotite is scarce. The inhomogeneous intrusive body consists of aplitic and pegmatitic rock types and is surrounded by an extensive swarm of deformed and undeformed dykes. Based on Rb-Sr data the age of the Marteller granite is  $271 \pm 3$  Ma (BOCKEMÜHL 1988).

The **Matsch Nappe (11)** consists of polyphase metamorphic gneisses, micaschists, amphibolites, marbles and frequent pegmatites. The micaschists are characterised by assemblages of And + fibrolitic Sil + Bt + Pl + Ms + Qtz in the western part. Andalusite developed at the expense of Variscan staurolite by the reaction  $St + Ms + Qtz = And + Bt + H_2O$ . Fibrolitic sillimanite is present within shear bands. In the eastern area sillimanite is the only aluminosilicate

phase (GREGNANIN 1980, HAAS 1985). There, garnets are only preserved as relics enclosed by quartz, within aggregates of sillimanite and biotite. These microfabrics indicate the breakdown of the Variscan garnet by the reaction  $Grt + Ms = Sil + Bt + Qtz$ . A Rb-Sr whole rock isochrone of  $290 \pm 17$  Ma was determined by HAAS (1985) for pegmatites of the Matsch Nappe. With respect to the observations in the Strieden Complex a contemporaneous, Permo-Triassic formation of the pegmatites and the HT/LP assemblages can be expected. The Eo-Alpine overprint reached lower greenschist facies conditions in the western part of the unit, whereas upper greenschist facies conditions are indicated by the formation of an Eo-Alpine garnet generation in the eastern segment.

The **Innsbruck Quartzphyllite Zone (12)** is located north of the Penninic Tauern Window. It consists of polymetamorphic greenschist facies phyllites and micaschists, which are intercalated by acidic subvolcanic orthogneisses. For the orthogneisses a Permian monazite U-Th-Pb-elektron micro probe (EMP)-age of  $280 \pm 25$  Ma was determined (ROCKENSCHAUB et al. 1999). Ar-Ar and Rb-Sr muscovite ages are in the range of 206 to 268 Ma. As several texturally and chemically different mica generations can be distinguished, the age scatter is explained by a little component of Eo-Alpine phengite in those mica concentrates that yielded the lower values. The older ages are interpreted to reflect a Permo-Triassic low-grade metamorphic imprint at about 270 Ma (ROCKENSCHAUB et al. 1999).

sample	mineral	Rb [ppm]	Sr [ppm]	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$	$2\sigma$
Wölz1	whole rock			2.15	0.7251	$\pm 1$
Wölz2	whole rock			3.33	0.7295	$\pm 1$
Wölz3	whole rock			11.7	0.7558	$\pm 1$
Wölz4	whole rock			23.6	0.8021	$\pm 1$
Wölz5	whole rock			32.8	0.8275	$\pm 1$
31/83	whole rock	91.6	12.9	20.79	0.799	$\pm 1$
32/83	whole rock	169	68.0	7.25	0.77004	$\pm 6$
33/83	whole rock	100.9	87.9	3.35	0.76076	$\pm 8$
34/83	whole rock	156	70.0	6.50	0.77283	$\pm 13$
35/83	whole rock	105	70.8	4.32	0.76327	$\pm 6$
	muscovite	1115	11.94	295	1.62446	$\pm 41$
	albite	4.78	93.8	0.148	0.75413	$\pm 10$
36/83	whole rock	231	9.30	74.0	0.97011	$\pm 10$
37/83	whole rock	102	57.2	5.18	0.75043	$\pm 10$
38/83	whole rock	115	14.8	22.79	0.83555	$\pm 10$
39/83	whole rock	96.0	9.56	29.52	0.84132	$\pm 10$
40/83	whole rock	150	13.6	32.34	0.85088	$\pm 10$
	albite	6.70	6.19	3.17	0.80248	$\pm 10$
	muscovite	1028	1.81	2805.0	7.869	$\pm 1$
41/83	whole rock	82.9	88.5	2.731	0.75247	$\pm 10$
	orthoclase	4.23	155	0.080	0.74430	$\pm 4$
	muscovite	716	20.5	105	1.06210	$\pm 7$
42/83	whole rock	55.3	19.9	8.12	0.76477	$\pm 10$
43/83	whole rock	139	22	18.40	0.795	$\pm 1$
	muscovite	700	26.9	77.92	1.0323	$\pm 1$
44/83	whole rock	49.9	36.5	3.99	0.74120	$\pm 10$
sample	mineral	Rb [ppm]	Sr [ppm]	$^{87}Rb/^{86}Sr$	$^{87}Sr/^{86}Sr$	$2\sigma$
45/83	whole rock	17.6	81.4	0.629	0.72920	$\pm 10$
46/83	whole rock	79.7	64.6	3.59	0.74428	$\pm 10$
47/83	biotite	103	80.0	3.76	0.73960	$\pm 10$
	muscovite fg.	243	197	3.59	0.73822	$\pm 25$
	muscovite cg.	240	186	3.75	0.73823	$\pm 19$
	biotite	575	6.19	275	0.92436	$\pm 16$
48/83	biotite	182	107.7	4.92	0.74387	$\pm 10$
49/83	whole rock	350	32.6	31.61	0.85831	$\pm 15$
	feldspar	816	31.5	77.45	0.98856	$\pm 14$
	muscovite	1475	4.01	1752.0	7.2084	$\pm 21$
50/83	whole rock	344	29.9	42.70	0.95351	$\pm 21$
51/83	whole rock	754	37.6	59.72	0.96503	$\pm 15$
52/83	whole rock	387	33.4	34.34	0.92264	$\pm 12$
53/83	whole rock	92.9	37.0	7.31	0.74123	$\pm 10$
54/83	whole rock	117	32.2	10.5	0.744	$\pm 1$
55/83	whole rock	101.4	31.0	9.53	0.74639	$\pm 10$
56/83	whole rock	81.2	31.8	7.48	0.73934	$\pm 10$
57/83	whole rock	172	52.4	9.58	0.75020	$\pm 10$
	feldspar	375	108	10.10	0.75143	$\pm 9$
	muscovite	583	11.9	145	0.96900	$\pm 38$
AB9	whole rock	360	38	28	0.82075	$\pm 14$
	muscovite	1036	3.7	1104	4.34490	$\pm 10$
AB10	whole rock	295	71	12.1	0.76416	$\pm 12$
	muscovite	702	9.22	239	1.54785	$\pm 10$
	biotite	1641	4.2	1267	1.94200	$\pm 10$

Table 3: Rb-Sr isotopic data from pegmatites of the Millstatt Complex (Millstätter Seenrücken, Carinthia).

sample	unit	lithology	mineral	Sm-Nd	Rb-Sr	Ar-Ar	Ar-Ar	inverse	correlation
				[Ma]	[Ma]	Plateau age [Ma]	Total gas age [Ma]	isochrone correl. age [Ma]	
RS13/97	Strieden C.	And-Bt schist	muscovite				205 ± 2		
			biotite		221 ± 3	203 ± 2	201 ± 2	205 ± 2	0.52
RS14/97	Strieden C.	Grt-St micaschist	garnet	342 ± 3					
			muscovite			211 ± 2	210 ± 2	212 ± 2	0.77
			biotite		158 ± 2	223 ± 2	222 ± 2	223 ± 2	0.91
RS43/99	Strieden C.	pegmatite	garnet	229 ± 3					
			muscovite				191 ± 2		
RS52/99	Strieden C.	Grt-Ms schist	muscovite			282 ± 3	280 ± 3		
RS55/99	Strieden C.	Grt-Ms schist	muscovite			286 ± 2	280 ± 3		
RS4/00	Strieden C.	Grt-St micaschist	muscovite			226 ± 3	219 ± 3		
RS35/00	Strieden C.	Grt pegmatite	garnet	261 ± 3					
			muscovite		159 ± 2				
RS69/00	Strieden C.	And-Qtz-Ms vein	muscovite			212 ± 2	211 ± 2		
RS7/00	Gaugen C.	micaschist	muscovite			316 ± 4	314 ± 4		
RS11/00	Deferegger A.	Sil-Bt schist	biotite		204 ± 3				
			muscovite			193 ± 2			
RS13/00	Deferegger A.	Grt pegmatite	garnet	253 ± 7					
			muscovite			190 ± 2			
RS11/98	Jenig C.	And-Bt schist	muscovite				206 ± 2		
			biotite		190 ± 2	184 ± 1	181 ± 2	185 ± 4	0.18
RS13/98	Jenig C.	And-Bt schist	muscovite		169 ± 2	202 ± 2	200 ± 2	206 ± 4	0.41
			biotite			185 ± 1	182 ± 1	187 ± 2	0.45
RS22/96	Millstatt C.	pegmatite	muscovite		292 ± 3				
36-40/83	Millstatt C.	pegmatite	whole rock		215 ± 59				
41-48/83	Millstatt C.	pegmatite	whole rock		260 ± 75				
31-57/83	Millstatt C.	pegmatite	whole rock		286 ± 35				
40/83	Millstatt C.	pegmatite	muscovite		178 ± 13				
41/83	Millstatt C.	pegmatite	muscovite		213 ± 13				
43/83	Millstatt C.	pegmatite	muscovite		280 ± 4				
49/83	Millstatt C.	pegmatite	muscovite		259 ± 6				
57/83	Millstatt C.	pegmatite	muscovite		114 ± 7				
Ab9	Strallegg C.	pegmatite	muscovite		230 ± 2				
Ab10	Strallegg C.	granite	muscovite		243 ± 3				
RS1/95	Rappold C.	Grt pegmatite	garnet	262 ± 2					
RS8/95	Rappold C.	Grt-St micaschist	garnet	286 ± 3					
RS10/95	Rappold C.	pegmatite	muscovite		241 ± 3				
RS15/96	Rappold C.	pegmatite	muscovite		205 ± 2				
RS16/96	Rappold C.	pegmatite	muscovite		232 ± 3				
RS64/00	Rappold C.	Grt pegmatite	garnet	288 ± 4					
Wölz 1-5	Rappold C.	pegmatite	whole rock		240 ± 23				
G63	Sau-Koralpe C.	Grt micaschist	garnet	267 ± 17					

Table 4: Geochronological age data from the samples presented in this paper.

For the Eo-Alpine eclogite and/or amphibolite facies metamorphic units along the SAM less informations on the pre-Alpine metamorphic history is available. However pegmatites of presumed Permian age are known from the Laas Serie, the northern unit of the Deferegger Alps, the Schober Mountains and the Polinik Complex in the Kreuzeck Mountains. Several Permian and Triassic Rb-Sr isotopic data of pegmatites, partly influenced by the Eo-Alpine overprint exist for the **Millstatt Complex (13)** (Fig. 6A - 6D, Table 4).

#### 4.3. Austroalpine Units north of the SAM and east of the Gurktal Nappe System

In the east of the Gurktal Nappe System the Austroalpine crystalline units form a nappe stack which formed during the exhumation of the Eo-Alpine high-pressure metamorphic rocks. In the northern part an increasing metamorphic imprint to structural higher units in the south can be observed (DALLMEYER et al. 1998, HOINKES et al. 1999, SCHUSTER & FRANK 2000). In this chapter two sections are described.

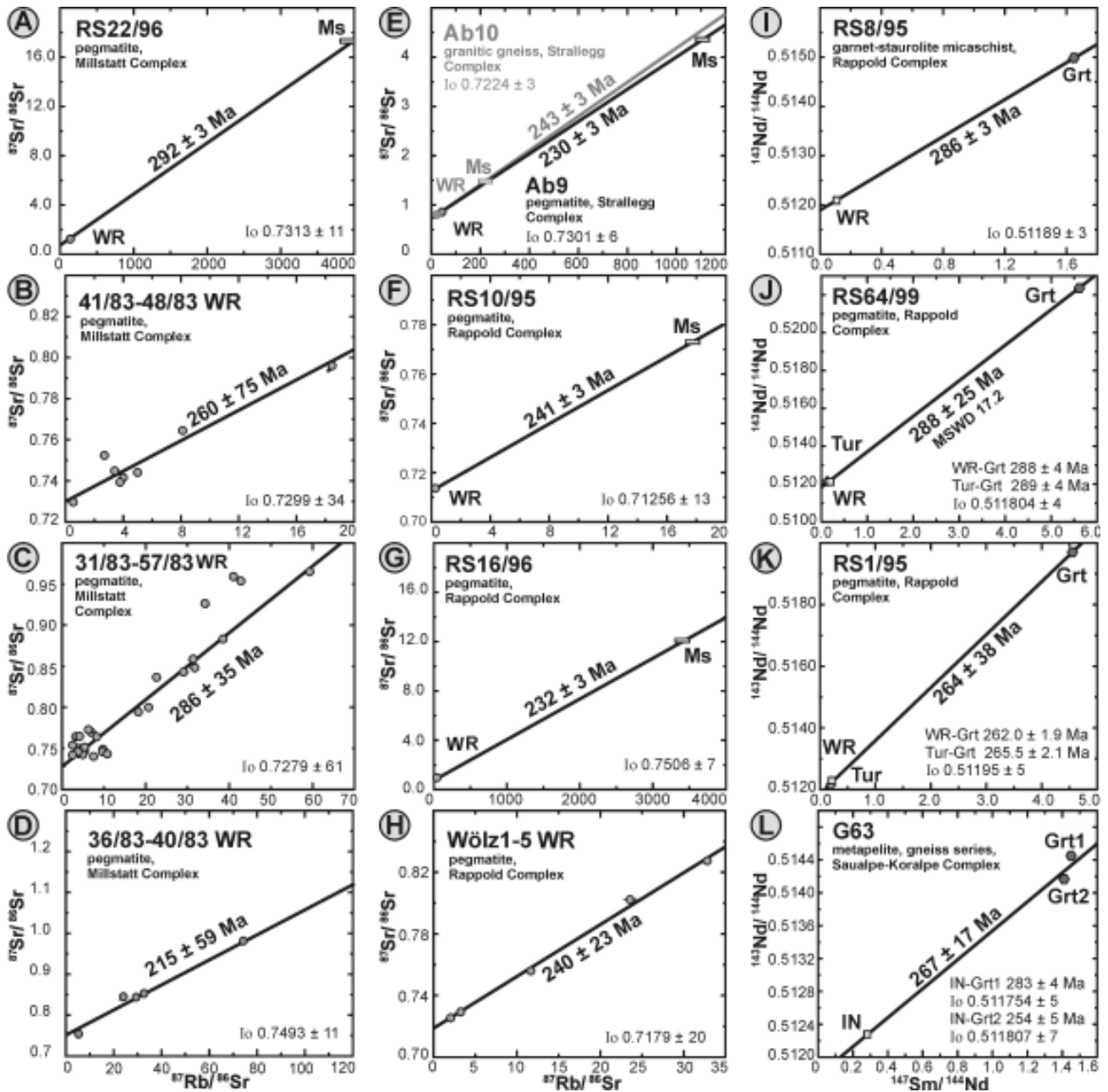


Fig. 6: Sm-Nd and Rb-Sr age data from the Strallegg, Wölz, Rappold and Saulpe-Koralpe Complexes.

The first section covers the easternmost part of the Eastern Alps and comprises from bottom to the top the Wechsel, Semmering, Strallegg and Siegraben Complexes. A detailed description of this succession is available in SCHUSTER et al. (2001a) and therefore only a brief summary is given here.

The **Wechsel Complex (14)** is mainly composed of gneisses and structurally overlying phyllitic micaschists. MÜLLER et al. (1999) published geochronological ages of paragonitic mica which yielded c. 245 Ma and interpreted them as indications for a Permo-Triassic lower greenschist facies metamorphic imprint.

The tectonically overlying **Semmering Complex (15)** exhibits a southward increase of the metamorphic grade which

might be due to internal thrusting. Permo-Triassic metasediments and Permian quartzporphyric volcanic rocks are overlying phyllitic rocks of the northernmost Semmering Complex (GAAL 1966). Lazulite-quartz veins crosscutting the phyllites are dated at  $246 \pm 23$  Ma by the U-Th-Pb EMP method on xenotime (BERNHARD et al. 1998). They argue for a hydrothermal event in the northernmost part of the unit. The main part of the Semmering Complex consists of polyphase metasediments with huge masses of porphyric orthogneisses. The latter are associated with small gabbro bodies. Recently a crystallisation age of  $264 \pm 7$  Ma was determined for a gabbro by the Sm-Nd method and zircon ages in the same range are reported for the orthogneisses from the same area (PUMHÖSL et al. submitted). As the gabbros and granites intruded at an original depth of c. 15 km a contemporaneous metamorphic imprint of the coun-

try rocks can be expected.

The **Strallegg Complex (16)** on top of the Semmering Complex is composed of polyphase metamorphic, biotite-rich micaschists and migmatic gneisses with scarce amphibolite intercalations. Typically granites, orthogneisses and pegmatites are intercalated. The Strallegg Complex is of special interest, because in the northernmost occurrences pre-Alpine andalusite and sillimanite-bearing lithologies are locally well preserved, whereas in the south their Eo-Alpine transformation into kyanite-rich gneisses can be studied. The microfabrics of the aluminosilicate-bearing lithologies are complex. The oldest relics are cores of polyphase garnets and resorbed staurolites within younger andalusite porphyroblasts (Fig. 7A). The garnet cores yielded a Sm-Nd crystallisation age of  $321 \pm 2$  Ma which indicates a Variscan medium-grade metamorphic imprint (BERKA 2000, SCHUSTER et al. 2001a).

During a HT/LP overprint medium to high-grade assemblages including Sil, Crd, And, Bt and Kfs developed (LELKES-FELVÁRI & SASSI 1984, DRAGANITS 1998, TÖRÖK 1999, BERKA 2000). Based on observations from TÖRÖK (1999) two sillimanite generations occur: the older developed by the breakdown of paragonitic mica by the reaction  $\text{Pg} + \text{Qtz} = \text{Sil} + \text{Ab} + \text{H}_2\text{O}$  at 550 - 600 °C and 0.32 - 0.48 GPa. This sillimanite is present as inclusions within andalusite. Andalusite formed by the reaction  $\text{St} + \text{Ms} + \text{Qtz} = \text{And} + \text{Bt} + \text{H}_2\text{O}$  at lower pressures. A younger sillimanite occurs within extensional shear bands and between boudinaged andalusite porphyroblasts (Fig. 7B). Metamorphic peak conditions reached 640 - 710 °C at 0.22 - 3.8 GPa (DRAGANITS 1998, TÖRÖK 1999, BERKA 2000). The granites and pegmatites represent synmetamorphic intrusions with respect to the HT/LP event. They are cross-cutting the schistosity defined by the HT/LP assemblages, but they are also deformed by synmetamorphic structures. The age of the HT/LP imprint is defined by Sm-Nd garnet isochrone ages of metasedimentary and magmatic rocks which yielded  $276 \pm 4$  Ma,  $263 \pm 3$  Ma,  $286 \pm 3$  Ma. Several Rb-Sr whole rock and muscovite isochrones (Fig. 6E) and U-Th-Pb EMP ages on monazites are in the same range (SCHARBERT 1990, BERNHARD et al. 2000, BERKA 2000, SCHUSTER et al. 2001a). These data prove a Permo-Triassic age for the HT/LP imprint.

The Eo-Alpine metamorphic event reached conditions of 450 - 550 °C at 0.8 - 1.3 GPa in the northern part of the

Strallegg Complex (MOINE 1989, DRAGANITS 1998, TÖRÖK 1999). This overprint caused the formation of complex pseudomorphs after andalusite and sillimanite composed of Ky, Cld, Crn, St, Pg and Mrg. In the south conditions of 530 - 600 °C at 1.2 - 1.5 GPa have been determined by TROPPEL et al. (2001). There the aluminosilicates were transformed into kyanite aggregates (Fig. 7C and 7D) (DRAGANITS 1998, TÖRÖK 1999, BERKA 2000). These kyanite pseudomorphs exhibit fine-grained internal textures reminding of ice crystals on window glasses (Fig. 7E). Affected by deformation they form irregular patches, sometimes surrounded by fine-grained muscovite (Fig. 7F).

#### Sieggraben Complex (17)

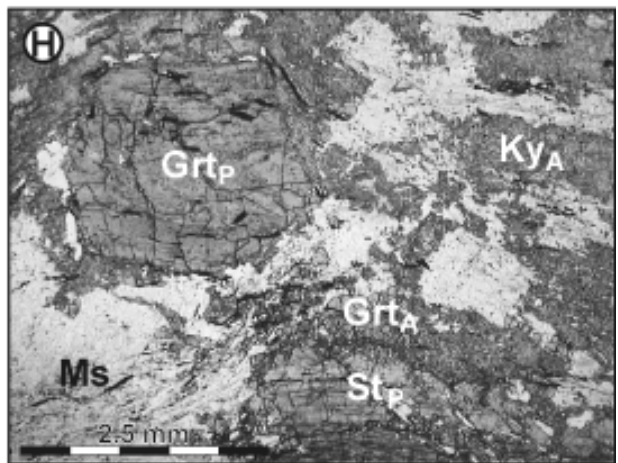
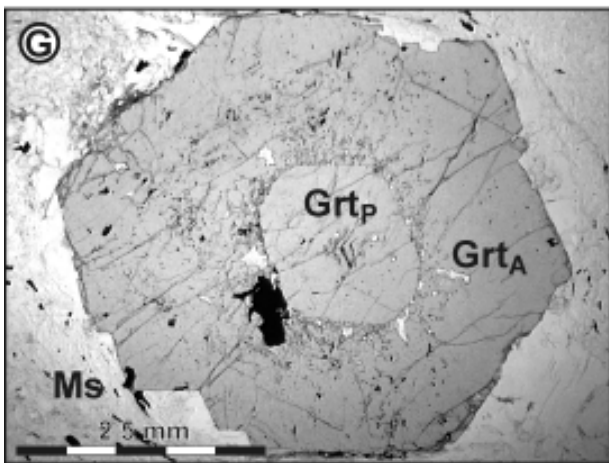
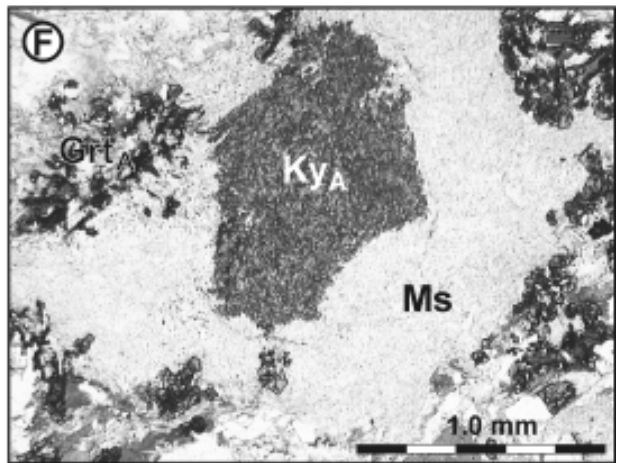
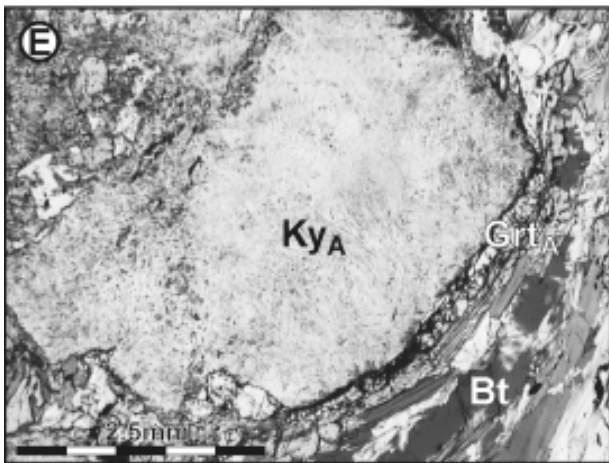
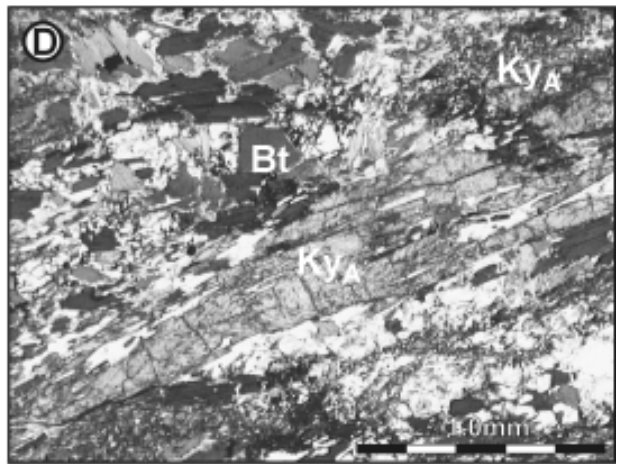
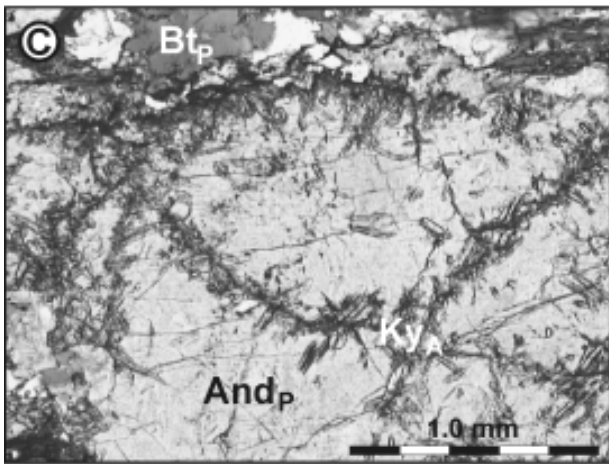
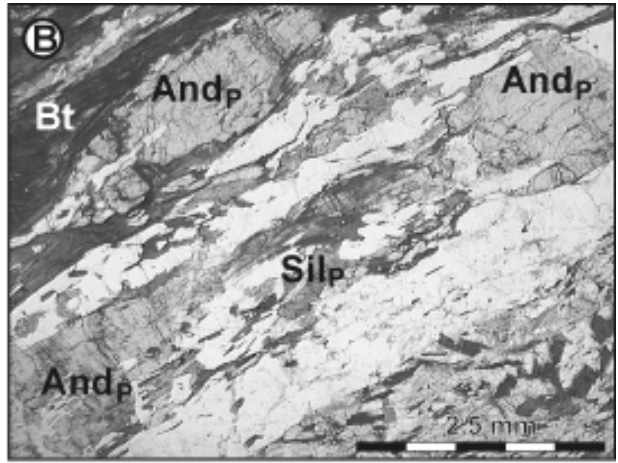
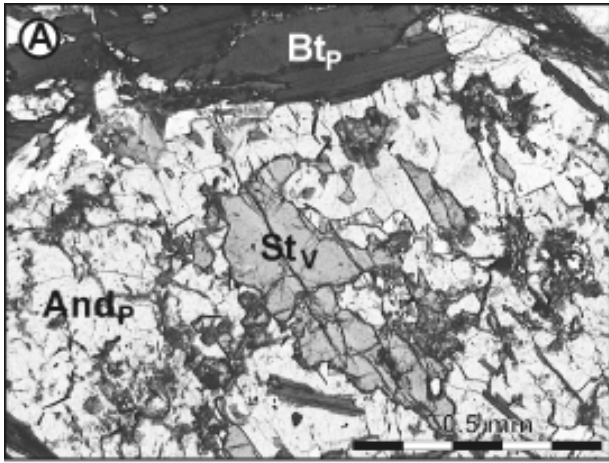
The Sieggraben Complex holds the uppermost tectonic position in the southeastern part of the nappe stack. It is composed of biotite-rich kyanite-bearing gneisses, metagabbros, eclogite-amphibolites, orthogneisses, pegmatite gneisses, marbles and serpentinites (KÜMEL 1935, MILOTA 1983). Due to an Eo-Alpine eclogite facies and subsequent amphibolite facies metamorphic imprint (NEUBAUER et al. 1999a, PUTIS et al. 2000) the pre-Alpine structures and assemblages are mostly destroyed. However, the presence of pegmatites and the kyanite pseudomorphs after andalusite and sillimanite indicate a Permo-Triassic metamorphic imprint.

The second section is located directly east of the Gurktal Nappe System. From bottom to the top it comprises the Wölz, Rappold, Saualpe-Koralpe and Plankogel Complexes.

The **Wölz Complex (18)** forms a thrust sheet composed of partly graphitic, garnet-bearing micaschists with intercalations of paragonite-amphibolites and scarce marble and quartzite layers. Microtextures in the major part of the unit indicate one prograde metamorphic imprint at upper greenschist in the north and epidote-amphibolite facies conditions in the south (SCHUSTER & FRANK 2000). However in several localities garnet porphyroblasts (Fig. 7G) with optically and chemically distinct cores ( $\text{Grt}_p$ ) and younger rims ( $\text{Grt}_A$ ) occur. The cores are idiomorphic, have a pinkish colour and contain monomineralic inclusions of Mrg, Pg, Ms, Ep, Qtz, Ilm and Tur. The core of one garnet yielded a well defined Sm-Nd crystallisation age of  $269 \pm 4$  Ma (SCHUSTER & THÖNI 1996, SCHUSTER & FRANK 2000) and hence a Permian age of formation. The chemical zoning patterns and the mineral inclusions of the garnet cores indi-

---

Fig. 7: Lithologies of Austroalpine units north of the SAM. Indices of the minerals correspond to the time of their formation: V...Variscan, P...Permian, A...Alpine. A) And-Bt schist from the northern Strallegg Complex: relics of Variscan staurolite within a Permian andalusite porphyroblast (RS7/96; parallel Nicols). B) same sample: sillimanite growing between boudinaged andalusite porphyroblasts (RS7/96, parallel Nicols). C) same sample: replacement of Permian andalusite by fine-grained Eo-Alpine kyanite along the edges and within cracks of the andalusite (RS7/96, parallel Nicols). D) Ky-bearing gneiss from the Strallegg Complex: Eo-Alpine kyanite pseudomorph after Permian sillimanite within a matrix of biotite, plagioclase and quartz (RS10/97; parallel Nicols). E) Ky-bearing gneiss from the Saualpe-Koralpe Complex: Kyanite pseudomorph after chiascolitic andalusite. (RS3/96; parallel Nicols). F) Ky-bearing micaschist from the southern Strallegg Complex: Eo-Alpine, fine-grained kyanite pseudomorph after Permian andalusite. The kyanite is partly replaced by muscovite (RS9/97; parallel Nicols). G) Garnet micaschist from the Wölz Complex: polyphase garnet with a Permian core and an Eo-Alpine rim (RS44/97; parallel Nicols). H) Grt-St-Ky micaschist from the Rappold Complex: Permian assemblage including garnet, staurolite and andalusite overprinted by the Eo-Alpine event. Andalusite is replaced by Eo-Alpine, fine-grained kyanite. Eo-Alpine garnet and staurolite are present (RS51/97; parallel Nicols).



cate upper greenschist facies conditions and low pressures during their growth. An Eo-Alpine age of the dominating metamorphic event of the Wölz Complex is proved by numerous geochronological age data (SCHUSTER & FRANK 2000).

In the tectonically overlying **Rappold Complex (19)** graphitic garnet and staurolite-bearing micaschists with complex polymetamorphic mineral assemblages are dominating. In contrast to the Wölz Complex amphibolites are scarce, whereas marbles and pegmatites are typical. From the microfabrics two amphibolite facies assemblages can be distinguished: (1) The older one is defined by a mineral association including large staurolite ( $St_p$ ) and garnet ( $Grt_p$ ) porphyroblasts (Fig. 7H) and a mineral phase which has been transformed into fine-grained kyanite later on. With respect to the Strallegg Complex these aggregates are interpreted as former andalusite crystals. (2) The second assemblage consists of  $St_A + Grt_A + Ky + Ms + Bt + Pl + Qtz$ .  $St_A$  and  $Grt_A$  are present as tiny euhedral crystals in the matrix.  $Grt_2$  forms rims around  $Grt_1$ , and together with kyanite also around  $St_p$ . The latter developed by the prograde breakdown of  $St_p$  by the reaction  $St_p + Ms + Qtz = Ky + Grt + H_2O$ . Kyanite is also present as larger porphyroblasts. A Sm-Nd garnet isochrone of a garnet core ( $Grt_p$ ) calculated with the whole rock yielded a well defined Permian age of  $286 \pm 3$  Ma (RS8/95; Fig. 6I). Sm-Nd ages of intercalated pegmatite veins, calculated from magmatic garnet, tourmaline and the whole rock yielded  $288 \pm 4$  Ma (RS64/99; Fig. 6J) and  $262 \pm 2$  Ma (RS1/95; Fig. 6K). Rb-Sr muscovites ages of pegmatites corrected with the whole rocks scatter between 205 Ma and 240 Ma (Fig. 6F - 6H). These data indicate a Permian formation of the older amphibolite facies imprint, which occurred at low pressures in the andalusite stability field and during the emplacement of the pegmatites. The overprinting event is Eo-Alpine in age (HOINKES et al. 1999, THÖNI 1999) and reached temperatures up to  $650^\circ\text{C}$  (LICHEM et al. 1996).

The **Saualpe-Koralpe Complex (20)** is a polymetamorphic unit with a complex internal structure. It consists of various micaschists and kyanite-bearing paragneisses with intercalated marbles, eclogites and amphibolites. Rocks of magmatic origin are metagabbros, pegmatite gneisses and the Wolfsberg granite-gneiss. The present day metamorphic and structural behaviour of the unit is the result of the Eo-Alpine tectonothermal event, which reached eclogite and subsequent amphibolite facies conditions (FRANK et al. 1983, THÖNI & JAGOUTZ 1992, MILLER & THÖNI 1997). Indications for the former geodynamic evolution of the unit have been determined by the magmatic rocks and locally preserved mineral relics from the metasedimentary rocks. Such mineral relics are pre-Alpine garnet cores or frequent kyanite pseudomorphs after andalusite like in the Strallegg Complex. The most impressive relics of a pre-eclogite facies HT/LP event are up to half a metre long kyanite pseudomorphs after chistolithic andalusite within metapelites (Fig. 7E) (BECK-MANNAGETTA 1970) and idiomorphic kyanite pseudomorphs after andalusite from pre-existing andalusite-quartz veins. They occur in the southern part of the Koralpe.

Geochronological age data yielded Permian and Triassic crystallisation ages for the Wolfsberg granite-gneiss (MORAUF 1980), gabbroic rocks (MILLER & THÖNI 1997), metabasalts (HEEDE 1997) and for pegmatite gneisses (THÖNI & MILLER 2001). From the Saualpe HÄBLER & THÖNI (1998) calculated metamorphic conditions of  $590 \pm 20^\circ\text{C}$  at  $0.38 \pm 0.1$  GPa for a contemporaneous HT/LP imprint. They used relic assemblages preserved within garnet cores from metapelites. A Sm-Nd isochrone from such a garnet core from the northernmost Saualpe yielded  $267 \pm 17$  Ma (G63; Fig. 6L).

The **Plankogel Complex (21)** is overlying the Saualpe-Koralpe Complex in the south and the west with a normal fault contact (FRANK et al. 1983, HÄBLER 1999). It consists of graphitic garnet micaschists with minor marbles, Mn-quartzites and serpentinites. As in the Wölz Complex the centimetre-sized garnet porphyroblasts are characterised by distinct cores ( $Grt_1$ ) and younger rims ( $Grt_2$ ) (GREGUREK 1995). The garnet rims are part of an amphibolite facies mineral assemblage of  $Grt_2 + St + Cld + Ky + Ms + Pg + Chl + Qtz$ . A Permian Sm-Nd isochrone age of c. 285 Ma has been determined for the cores of the garnets (LICHEM et al. 1997). The overprinting event in the kyanite stability field is Eo-Alpine in age (HOINKES et al. 1999).

The presented data document a Permo-Triassic metamorphic imprint in most of the Austroalpine units, from the easternmost outcrops near Sopron in Hungary to the Tonale Series in Italy over a distance of c. 500 km. It is characterised by HT/LP conditions that reached up to high amphibolite and granulite facies conditions. The best preserved successions, e.g. in the Drauzug-Goldeck-Kreuzeck or Silvretta areas, represent more or less continuous sections through the Permo-Triassic middle and upper crust. They show typical zonations of mineral assemblages, magmatic rocks and cooling ages. The same features can be found in truncated tectonic elements, which are segments of the complete sections. For example in the Matsch Nappe only the andalusite-zone and sillimanite-zone are preserved, representing a middle crustal level.

Crystalline units which show no indications of this imprint, e.g. the Ötztal (22), Gailtal, Schladming, Seckau-Rennfeld-Mugel-Troiseck (23) or Bundschuh Complexes (24) are transgressed by Permo-Triassic sedimentary piles. Therefore they stayed in a high tectonic position and the temperatures were too low to influence the isotopic systems we use to detect the thermal event. At a geothermal field gradient of  $60^\circ\text{C}/\text{km}$  the blocking temperature of biotite ( $300^\circ\text{C}$ ) was reached at 5 km depth. It can be concluded that the whole Austroalpine realm was affected by the Permo-Triassic thermal event.

## 5. Discussion

In the following discussion we try to give an interpretation on the geodynamic processes, which are responsible for the Permo-Triassic thermal event. The discussion comprises the following items: (1) At first the data from the Austroalpine

units are summarised to define typical features of the event. (2) The results are compared to existing data from the Southalpine realm and surrounding areas, which exhibit indications for a similar Permo-Triassic geodynamic evolution. (3) Based on the whole data set the thermal history and the geotectonic settings for the HT/LP metamorphism are deduced. (4) At last the plate tectonic environment is discussed in a wider palaeogeographic framework.

## 5.1. Typical features

In this chapter the field relations of the Permian and Triassic magmatic rocks to their metamorphic country rocks, the available P/T data and geochronological age data of the different units are compared, to find out if the same geodynamic processes were acting in the whole Austroalpine area.

### 5.1.1. Relations of magmatic and metamorphic rocks

Permo-Triassic magmatic rocks comprise pegmatites, gabbros, diorites, granites, and volcanic rocks. They are common but volumetrically subordinate with respect to the country rocks.

At least two types of pegmatites occur: (1) the majority is characterised by mineral assemblages of Or + Pl + Qtz + Ms + Tur ± Grt, (2) scarce spodumene-bearing pegmatites occur in the same areas, e.g. in the Deferegger Alps (SCHUSTER et al. 2001b), as well as in the Strieden (MARSCH 1983), Rappold and Saualpe-Koralpe Complexes (THÖNI & MILLER 2001). The spodumene-free pegmatites have strongly negative initial  $\epsilon Nd$  (-5.7 - -16.3) values and high initial  $^{86}Sr/^{87}Sr$  ratios (0.718-0.749), arguing for a crustal origin. They are interpreted as in-situ melts by partial mobilisation of the metasedimentary country rocks (STÖCKHERT 1987, THÖNI & MILLER 2001).

Important field relations can be determined in the units south of the SAM. Pegmatites are frequent in the sillimanite-zones, and occur up to the andalusite-zone in the Strieden Complex. This indicates amphibolite facies conditions at minimum temperatures of more than 550 °C during their emplacement. They exhibit ductile deformation and recrystallisation of the magmatic feldspars at more than 500 °C. As the Alpine metamorphic conditions reached lowermost greenschist facies in the areas south of the SAM the feldspars indicating synintrusive deformation.

Based on the distribution of the pegmatites south of the SAM, a Permo-Triassic metamorphism in the stability field of sillimanite or andalusite can be expected for those of the highly overprinted units north of the SAM, which contain pegmatites. Indeed in many places, e.g. the southern Strallegg, Saualpe-Koralpe or Siegraben Complex they are associated with kyanite-bearing, biotite-rich gneisses, which are interpreted as former andalusite and/or sillimanite-bearing rocks.

The gabbros derived from different mantle sources. For example those from the Semmering Complex were generated from an enriched subcontinental mantle source (PUMHÖSL et al. submitted), whereas the Bärenfen gabbro in

the Saualpe-Koralpe Complex exhibits N-MORB characteristics (MILLER & THÖNI 1997). In several localities they are associated with diorites and/or granites, e.g. in the Languard Campo Nappe (TRIBUZIO et al. 1999), the Eisenkappel intrusive Complex (EXNER 1972) or the Semmering Complex (PUMHÖSL et al. submitted).

The granites intruded into Permo-Triassic medium-grade crustal levels but they also occur in low-grade areas, e.g. the Eisenkappel intrusive Complex (EXNER 1972) or the subvolcanic orthogneisses in the Innsbruck Quartzphyllite Zone (ROCKENSCHAUB et al. 1999). Lower Permian quartzporphyries reach the surface in the westernmost part of the Northern Calcareous Alps (HADITSCH et al. 1979) on top of the Silvretta Complex, in the Drauzug on the Goldeck, Gaugen and Strieden Complexes as well as on the Semmering Complex (GAAL 1966) in the east.

Basic tuffs and volcanogenic sediments occur as thin layers within the sedimentary piles of the Northern Calcareous Alps, in the Engadin Dolomites and in the Drau Range. From the latter area scarce lava flows are known. The volcanic activity is Anisian to Ladinian ( $227 \pm 5$  to  $242 \pm 5$ ) in age and define a distinct magmatic event (TOLLMANN 1977, OBENHOLZNER 1991).

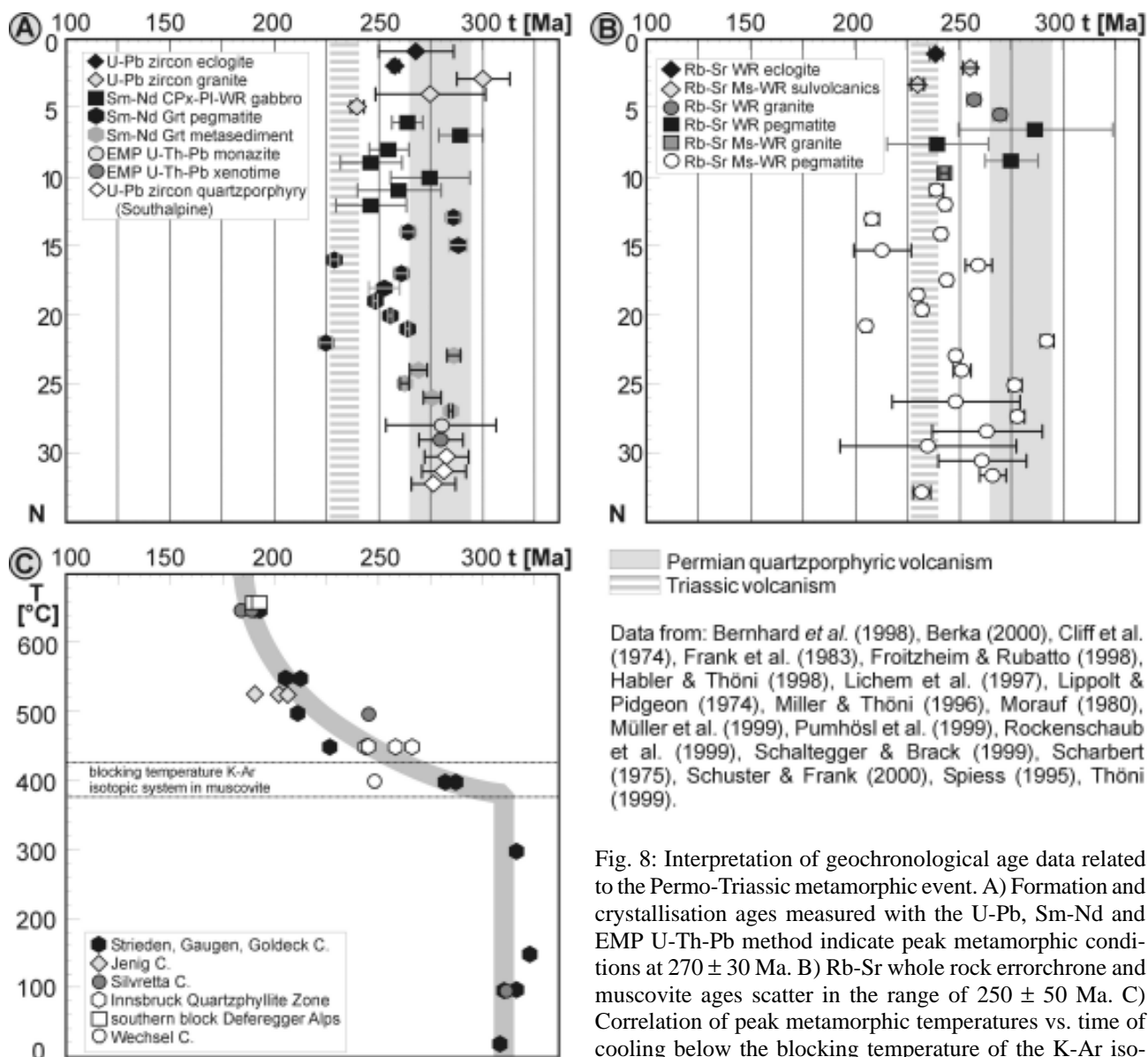
### 5.1.2. Peak metamorphism and cooling history

About 200 geochronological age data establish the Permo-Triassic metamorphic event. They scatter in a wide range, from 300 to 190 Ma, because they were measured by different methods representing magmatic or metamorphic crystallisation ages, as well as cooling ages through different blocking temperatures.

However, magmatic and metamorphic crystallisation ages argue for a peak of the thermal event at  $270 \pm 30$  Ma (Fig. 8A). The still large scatter of the data might be explained by a slightly different time of the thermal peak at different crustal levels and different localities. The available Rb-Sr data are in a range of  $250 \pm 50$  Ma (Fig. 8B). As they include whole rock errorchrones and muscovite data and since the Rb-Sr isotopic system might be influenced by the Eo-Alpine event in some areas, the younger mean value and a broader scatter is understandable.

Of great interest is the zonation in the K-Ar and Ar-Ar muscovite ages, which show a correlation between the peak temperature and the time of cooling (Fig. 8C). In the best preserved sections the Ar-Ar ages yield Variscan cooling ages of c. 310 Ma in the uppermost kilometres below the Mesozoic cover series. Below age values of 260 to 280 Ma can be found. Going downward to structural deeper levels the ages are decreasing to c. 225 Ma just above the andalusite-zone, c. 210 Ma within the andalusite-zone and about 190 Ma in the sillimanite-zone. Taking into account the concept of closure temperature and the timing of the thermal peak at about 270 Ma, the following interpretation seems likely: within the uppermost kilometres below the transgressive surface the temperatures were below the closure temperature and the Variscan cooling ages of c. 310 Ma survived. At structural deeper levels c. 400 °C were reached during the temperature peak at about 270 Ma. The micas were reset, but closed immediately when the tem-





Data from: Bernhard *et al.* (1998), Berka (2000), Cliff *et al.* (1974), Frank *et al.* (1983), Froitzheim & Rubatto (1998), Habler & Thöni (1998), Lichem *et al.* (1997), Lippolt & Pidgeon (1974), Miller & Thöni (1996), Morauf (1980), Müller *et al.* (1999), Pumhösl *et al.* (1999), Rockenschaub *et al.* (1999), Schaltegger & Brack (1999), Scharbert (1975), Schuster & Frank (2000), Spiess (1995), Thöni (1999).

Fig. 8: Interpretation of geochronological age data related to the Permo-Triassic metamorphic event. A) Formation and crystallisation ages measured with the U-Pb, Sm-Nd and EMP U-Th-Pb method indicate peak metamorphic conditions at  $270 \pm 30$  Ma. B) Rb-Sr whole rock errorochrone and muscovite ages scatter in the range of  $250 \pm 50$  Ma. C) Correlation of peak metamorphic temperatures vs. time of cooling below the blocking temperature of the K-Ar isotopic system in muscovite (400 °C). The grey line shows the theoretically expected distribution of the age data.

peratures were decreasing. Going downward in the section the time gap between peak of metamorphism and the closure of the K-Ar isotopic system increased, because it took more time to cool rocks down from higher peak temperatures to the closure temperatures. Surprisingly very similar cooling ages can be found in many places. Andalusite-bearing rocks from the Strieden ( $205 \pm 2$  Ma,  $212 \pm 2$  Ma) and Jenig Complexes ( $202 \pm 2$  Ma,  $206 \pm 2$  Ma) yielded ages in a narrow range of about 205 Ma. Rocks from the sillimanite-zone of the Strieden Complex ( $193 \pm 2$  Ma), the Deferegger Alps ( $190 \pm 2$  Ma,  $193 \pm 2$  Ma) and the Silvretta Complex ( $189 \pm 2$  Ma,  $190 \pm 2$  Ma) cooled down at about 190 Ma. Most of the K-Ar, Ar-Ar and Rb-Sr data of biotites are lower than those of the muscovites from the same samples. They are scattering due to the involvement of excess-Ar or the incomplete reset of the isotopic systems during the Alpine thermal overprints.

### 5.1.3. Metamorphic conditions

The Permo-Triassic metamorphic rock series show typical mineral assemblages and metamorphic reactions, which define a low-pressure trend from greenschist to granulite facies conditions (Fig. 9).

Greenschist facies rocks can be identified by the occurrence of Permian magmatic rocks and geochronological means (e.g. Innsbruck Quartzphyllite Zone, Wechsel Complex, Meran-Mauls Basement). The upper greenschist facies micaschists of the Wölz and Plankogel Complexes are characterised by their typical Permian garnet porphyroblasts. Due to Alpine overprints or insignificant mineral assemblages no quantitative P-T determinations are available for the low-grade metamorphic rocks at present.

Medium- and high-grade assemblages contain andalusite and/or sillimanite and are intercalated by pegmatites in most cases. Until now no Permo-Triassic garnet generation has been identified within the aluminosilicate-bearing assem-

blages. For the andalusite formation the reactions  $\text{Chl} + \text{Ms} = \text{And} + \text{Bt} + \text{Qtz} + \text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{Pg} + \text{Qtz} = \text{And} + \text{Ab} + \text{H}_2\text{O}$  and  $\text{St} + \text{Ms} + \text{Qtz} = \text{And} + \text{Bt} + \text{H}_2\text{O}$  have been observed. In the Jenig Complex only the breakdown of chlorite and paragonite is visible. Based on the P-T grids metamorphic conditions of more than 570 °C at less than 0.4 GPa can be expected. The staurolite consuming reaction is typical for the Strieden and Strallegg Complexes and the Matsch Nappe. This reaction limits the pressure to less than 0.3 GPa at more than 600 °C and indicates a geothermal field gradient of more than 45 °C/km.

Sillimanite formed by the reactions  $\text{Pg} + \text{Qtz} = \text{Sil} + \text{Ab} + \text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{Grt} + \text{Ms} = \text{Sil} + \text{Bt} + \text{Qtz}$  and  $\text{Ms} + \text{Qtz} = \text{Sil} + \text{Kfs} + \text{H}_2\text{O}$ . The paragonite breakdown has been described from the Strallegg Complex (TÖRÖK 1999). Sillimanite produced by this reaction developed at 550 - 600 °C and 0.32 - 0.48 GPa and pre-dates the andalusite, because sillimanite is present as inclusions within andalusite. Also the plagioclase porphyroblasts, which are overgrowing the sillimanite-biotite schists of the lower sillimanite-zone of the Strieden Complex can be explained by this reaction. The consumption of garnet is observed in the Strieden and Silvretta Complexes, the Deferegger Alps and the Matsch Nappe. It occurs at pressures below 0.65 GPa and temperatures of more than 650 °C. The muscovite breakdown accompanies the formation of pegmatites and/or neosom layers in the

Strieden, Silvretta and Strallegg Complexes. In the Strallegg Complex this sillimanite is younger than andalusite because it occurs within extensional shear bands and between boudinaged andalusite porphyroblasts (Fig. 7B). Except in the Strallegg Complex no relics of cordierite have been found. Based on the P-T grids peak metamorphic conditions occurred at more than 640 - 710 °C and 0.22 - 3.8 GPa. The observed pressures indicate that the sillimanite-bearing lithologies have been situated at middle crustal depths of c. 15 km.

Conclusive is the occurrence of different sillimanite generations in the sillimanite-andalusite-biotite schists of the Strallegg Complex. The observed crystallisation sequence sillimanite-andalusite-sillimanite indicates a more or less isothermal decompression, followed by isobaric heating. The first part of this path has to be due to extension, the second part reflects advective heating.

Additional information on the thermal regime of the Austroalpine has been observed by thermal modelling of illite crystallinity and vitrinite reflection data for the sedimentary series in the north-westernmost part of the Austroalpine (FERREIRO MÄHLMANN & PETSCHICK 1996). The data argue for a geothermal field gradient of 55 to 70 °C/km for rocks close to the surface.

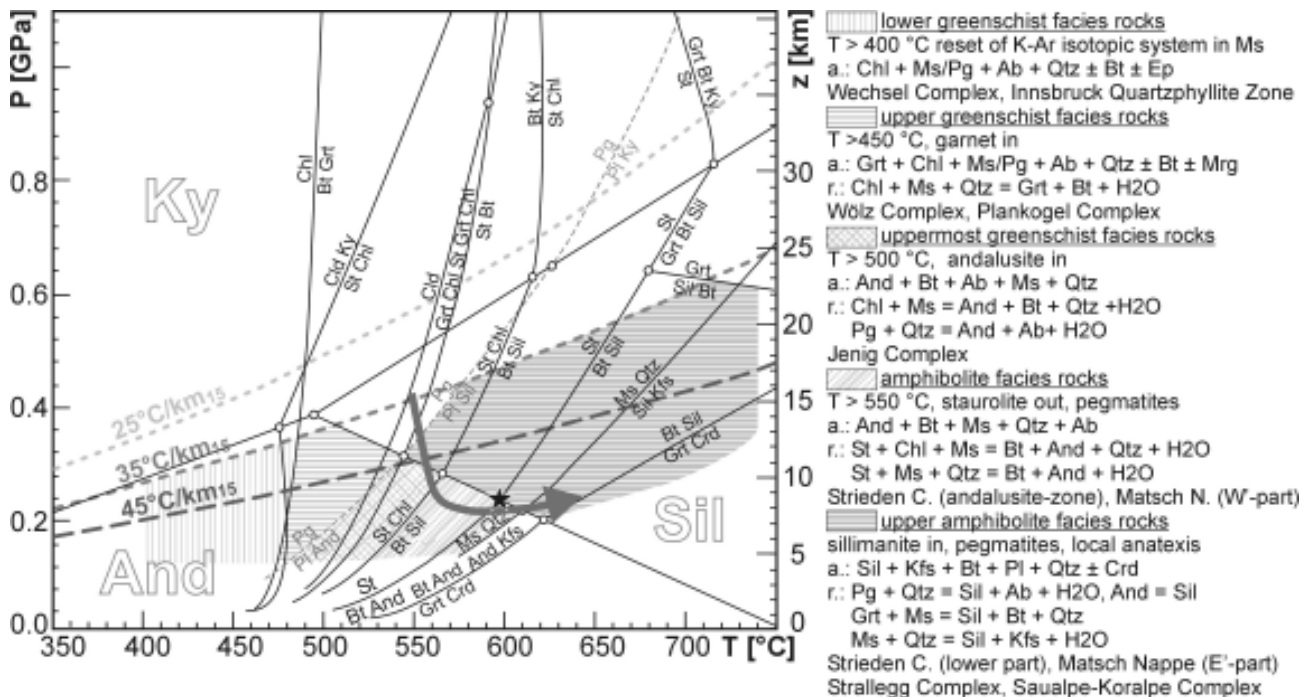


Fig. 9: Simplified P-T diagram showing metamorphic reactions in the KFMASH system and the paragonite breakdown reaction, assuming presence of quartz and mica in excess and water saturation (SPEAR 1993). Only curves identified from textural evidence and curves that limit the stability field of diagnostic mineral assemblages are shown. In the diagram geotherms for geothermal field gradients of 25, 35 and 45 °C/km (at 15 km depth) are shown. The P-T conditions for the various metamorphic units are based on observed index minerals and diagnostic assemblages (a.) and reactions (r.). The prograde breakdown of Variscan staurolite by the reaction  $\text{St} + \text{Ms} + \text{Qtz} = \text{And} + \text{Bt} + \text{H}_2\text{O}$  could be repeatedly identified. It implies, that the P-T path has to cross the andalusite = sillimanite univariant curve below the invariant point marked by the asterisk, indicating a geothermal field gradient of more than 45 °C/km. The arrow shows the P-T path of the andalusite and sillimanite-bearing assemblages in the northern Strallegg Complex (TÖRÖK 1999).

Nr. unit	T		P	g	P*	mineral assemblage or index minerals	observed reaction/ method	reference
	[°C]	[GPa]						
1 Striden C.	> 400					reset of K-Ar in muscovite		
	andalusite-zone	500 - 570	0.25 - 0.4	47 ± 13	P	And + Bt + Ms + Pl + Qtz	St + Ms + Qtz = And + Bt + H <sub>2</sub> O	Hoke (1990)
	sillimanite-zone	600 - 750	0.3 - 0.5	46 ± 18	P	Sil + Bt + Pl + Qtz, anatexis	Grt + Ms = Sil + Bt + Qtz + H <sub>2</sub> O	Hoke (1990)
2 Jenig Complex		450 - 550	0.2 - 0.4	46 ± 16	P	And + Bt + Ms + Pl + Qtz	Chl + Ms + Qtz = And + Bt + H <sub>2</sub> O	
3 Deferegger A.	andalusite-zone				P	And + Bt + Ms + Pl + Qtz		
	sillimanite-zone				P	Sil + Bt + Pl + Qtz	Grt + Ms = Sil + Bt + Qtz + H <sub>2</sub> O	
4 Meran-Mauls Basement		400-500	?		P	reset of K-Ar but not of Rb-Sr in muscovite		Spiess (1995)
6 Tonale Series					P	Sil + Bt + Pl + Qtz		Del Moro (1981)
8 Silvretta C.	E-part				P	Sil + Bt + Pl + Qtz		
	S-part	550 ± 50	0.4 ± 0.1	38 ± 11		And, Sil	Pl-Hb, Plyusnina (1982)	Benciolini (1994)
9 Languard-Campo Nappe		610 - 750	0.5 ± 0.1	37 ± 10		Sil + Opx + Kfs + Bt + Qtz		Giacomini et al. (1999)
10 Ortler-Campo Nappe		610 - 750	0.5 ± 0.1	37 ± 10		Sil + Opx + Kfs + Bt + Qtz		Giacomini et al. (1999)
11 Matsch Nappe	W-part	c. 640	0.35 - 0.55	43 ± 10	P	And + Sil + Bt + Ms + Pl + Qtz	St + Ms + Qtz = And + Bt + H <sub>2</sub> O	Haas (1984)
	E-part	570 - 600	0.3 - 0.45	39 ± 11	P	Sil + Bt + Ms + Pl + Qtz	Grt + Ms = Sil + Bt + Qtz	Haas (1984)
12 Innsbruck Quartzphyllite		300 - 450	?		P	Ms + Chl + Ab + Qtz		Rockenschaub et al. (1999)
13 Millstatt C.								Müller et al. (1999)
14 Wechsel C.	N-part	300 - 450	?			Pg + Chl + Ab + Qtz lazulite-quartz veins		Bernhard et al. (1998)
15 Semmering C.	S-part					gabbros, granites		Punhösl et al. (submitted)
16 Strallegg C.	NW-part	c. 620	c. 0.35	49 ± 11	P	And + Sil + Bt + Ms + Pl + Qtz	St + Ms + Qtz = And + Bt + H <sub>2</sub> O	Berka (2000)
	NE-part	c. 600	c. 0.35	51 ± 11	P	And + Sil + Bt + Ms + Pl + Qtz	St + Ms + Qtz = And + Bt + H <sub>2</sub> O	Draganits (1998)
	NE-part	575 ± 50	0.4 ± 0.1	45 ± 10	P	And + Sil + Bt + Ms + Pl + Qtz	Pg + Qtz = Sil + Ab + H <sub>2</sub> O	Török (1999)
	NE-part	650 ± 50	0.3 ± 0.1	60 ± 15	P	And + Sil + Bt + Ms + Pl + Qtz	Ms + Qtz = Sil + Kfs + H <sub>2</sub> O	Török (1999)
	S-part	600 - 750	?		P	And + Sil + Bt + Ms + Pl + Qtz	anatexis	
17 Siegraben C.					P	And, Sil		
18 Wölz Complex		440 - 520	0.2 - 0.4	48 ± 15		Grt, Mrg, Pg, Ep, Qtz		Schuster & Frank (2000)
19 Rappold Complex					P	And?, Grt		
20 Saualpe-Koralpe C.		590 ± 20	0.38 ± 0.1	43 ± 11	P	Grt + Sil + Bt + Pl + Ms + Qtz	Berman (1988), Hoisch (1991)	Habler & Thöni (1998)
21 Plankogel C.		> 450	?			Grt		Lichem et al. (1996)
25 Dervio-Oligasco Zone		640 - 750	0.4 - 0.55	43 ± 8	P	And + Sil + Bt + Ms + Pl + Qtz	Grt + Ms = Sil + Bt + Qtz + H <sub>2</sub> O	Diella et al. (1992)
26 Strona-Ceneri Z.					P	Sil, And, Crd		Borani & Bufirini (1995)
27 Ivrea Zone		730 ± 50	0.55 ± 0.1	27 ± 5	P	Sil + Bt + Grt + Kfs + Pl	Bt + Sil + Qtz = Grt + Kfs + H <sub>2</sub> O	Colombo & Tunesi (1999)
	granulite facies	850 + 100	0.85 ± 0.05	36 ± 9		Pl + CPx ± OPx ± Grt + Ilm ± Kfs		Colombo & Tunesi (1999)
	granulite facies	875 + 25	0.8 ± 0.02	31 ± 3		Pl + CPx ± OPx ± Grt + Ilm ± Kfs		Colombo & Tunesi (1999)
30 Northern Calcareous Alps		?	?	67 ± 12			vitrinite reflexion, illite crystallinity	Ferreiro Mähmann & Petschick (1996)

P\* ... occurrence of pegmatites

Table 5: Permo-Triassic P-T data of rock series from the Austroalpine-Southalpine realm. Numbers refer to those in Fig. 1 and in the text. The errors on the average geothermal gradient (g) are calculated from maximum error on the temperature and pressure value.

## 5.2. Extension of the Permo-Triassic metamorphic event

As the Permo-Triassic event affected the whole Austroalpine unit, it can be expected also in those crustal blocks, which were neighbouring to the Austroalpine during this time. Based on palaeogeographic reconstructions (e.g. HAAS et al. 1994, STAMPFLI et al. 1998) these are the Southalpine realm, the Transdanubian Range, the Tisza Superunit, the Carpathian realm and the Helvetic and Penninic units respectively.

### 5.2.1. Southalpine

As mentioned in the introduction Permo-Triassic extension, metamorphism and magmatism has been recognised in the Southalpine earlier than in the Austroalpine realm. Permo-Mesozoic to Cenozoic sedimentary sequences form the larger part of the surface in the Southalpine realm (Fig. 1). The horst and graben structured basement, is outcropping along the PAL and shows successively deeper crustal levels from east to the west, as indicated by the increasing metamorphic grade of the basement rock series (VAI & COCOZZA 1986). All together a crustal section through the Permo-Triassic crust from the sediments down to the crust mantle boundary can be studied.

Based on the sedimentary record and the horst and graben structures an extensional environment is proved for the Southalpine unit during Permo-Triassic times. For the time between c. 225 and 160 Ma, BERTOTTI et al. (1993) was able to reconstruct the extension history of the Lombardian basin suggesting a total extension of  $\delta = 1.22$ .

In Anisian to Ladinian times the Southalpine domain was affected by explosive volcanism with regional scale tuff layers (Pietra verde) (OBENHOLZNER 1991). Magmatism culminated in the emplacement of several hundred metres thick volcanic deposits and the Monzoni intrusive Complex (c. 230 Ma; BORSI et al. 1968) in the central part of the unit (Dolomiten). Based on the chemical characteristics the volcanic event might be linked to regional transcurrent and/or transpressive tectonics (CASTELLARIN et al. 1987). Lower Permian quartzporphyric volcanic rocks are typical in the Southalpine unit. They form ignimbrit layers within the clastic sediments of the graben structures and an up to 3000 m thick caldera structure in the area around Bozen. Based on U-Pb zircon data the quartzporphyries extruded in a narrow range at about 280 Ma (SCHALTEGGER & BRACK 1999). Lower Permian S-Type granitoides intruded into low and medium-grade metamorphic units below the volcanic rocks (e.g. Brixen, Iffinger, Monte Croce and Baveno intrusives) (ROTTURA et al. 1997, STÄHLE et al. 2001).

In the **Dervio-Olgiasca Zone (25)** medium to high-grade HT/LP assemblages are overprinting Variscan amphibolite facies rocks (DIELLA et al. 1992, SANDERS et al. 1996, BERTOTTI et al. 1999, DI PAOLA & SPALLA 2000). The Variscan assemblages include  $\text{Grt} + \text{Bt} + \text{Qtz} + \text{St} + \text{Ky} \pm \text{Pl} + \text{Ms} \pm \text{Rt} \pm \text{Ilm} \pm \text{Tur}$ . The overprinting event causes the breakdown of garnet by the reaction  $\text{Grt} + \text{Ms} = \text{Sil} + \text{Bt} + \text{Qtz}$  in the structurally lower part. Within the sillimanite-biotite schists anatectic pegmatites developed during the HT/LP imprint (SANDERS et al. 1996). In the structurally upper part

(near to Corenno Plinio) andalusite is present as large porphyroblasts with inclusions of Qtz, Pl, Grt, St, Ky, Bt and Kfs (DIELLA et al. 1992). Metamorphic conditions (Fig. 10, Tab. 5) of 640 - 750 °C at 0.4 - 0.55 GPa have been determined for the HT/LP event for metapelites (DIELLA et al. 1992) as well as for amphibolites (DI PAOLA & SPALLA 2000). The timing of the metamorphic peak is not known at present, because no formation ages are available. A Permian age ( $\geq 240$  Ma) was proposed by DIELLA et al. (1992), whereas a Triassic age (220 to 240 Ma) was favoured by BERTOTTI et al. (1999). The latter interpretation is based on Rb-Sr muscovite ages of the pegmatites (SANDERS et al. 1996), but the knowledge from the Austroalpine unit shows that these ages are too young in many cases. However, after the metamorphic peak isobaric cooling of the rocks can be recognised. Ar-Ar cooling ages on muscovites are 195 to 200 Ma (BERTOTTI et al. 1999).

A similar evolution is documented for the **Strona-Ceneri Zone (26)** (COLOMBO & TUNESI 1999). In its westernmost part rocks with sillimanite, andalusite and cordierite are associated with pegmatites and Permian mafic to intermediate intrusives (BORIANI & BURLINI 1995).

The **Ivrea Zone (27)** at the western end of the Southalpine contains mantle peridotites and an igneous complex, which intruded into lower crustal rocks in Permian times (COLOMBO & TUNESI 1999). The igneous complex is composed of predominantly gabbros and lesser amounts of dioritic and granitic rocks. It is up to 10 km thick and exhibits widespread deformation under hypersolidus conditions. The structures indicate emplacement and flow of crystal mush in a dynamic, and possibly extensional, tectonic environment (QUICK et al. 1992). Peak metamorphic conditions of the crustal rocks reached amphibolite ( $730 \pm 50$  °C at  $0.55 \pm 0.10$  GPa) and granulite facies conditions ( $850 \pm 100$  °C at  $0.85 \pm 0.05$  GPa) in the time span between 296 and 273 Ma (VAVRA et al. 1996, HENK et al. 1997). The sequence is interpreted to represent the intrusion of underplating mantle melts near to the interface between the continental crust and mantle during Permian time (QUICK et al. 1992).

### 5.2.2. Extension of the event to the east and north

The extension of the Permo-Triassic event to the east and to the north is traced by Permian quartzporphyries and granites. Data of metamorphic rocks are scarce.

Based on the sedimentary record the Transdanubian Central Range Unit (Hungary; part of the Pelso Superunit) has been located between the Austroalpine and Southalpine (Fig. 12) (HAAS et al. 1994). Permian S-type and A-type granites occur in the deepest structural levels at the southern margin of the unit (BUDA et al. 1999).

The palaeogeographic position of the Tisza Superunit is still under discussion. Most authors (HAAS et al. 1994) argue for a localisation west of the ALCAPA terrane (Alpine – Carpathian – Pannonian region), whereas in the reconstruction of STAMPFLI et al. (1999), the Tisza Superunit is adjacent to the western part of the Austroalpine and Southalpine unit. Lower Permian metarhyolites are common in the cover series of the Tisza Superunit on top of a Variscan metamorphic basement (FAZEKAS et al. 1987). In the southeastern

part (Bèkès-Kodru structural unit) similar lithologies as in the Austroalpine Saualpe-Koralpe Complex are known from a basement high below the Tertiary sediments. Biotite-rich lithologies contain polyphase garnets with Permian cores ( $273 \pm 7$  Ma) and fine-grained kyanite pseudomorphs after andalusite (LELKES-FELVÁRI et al. 2001).

In the Penninic Tasna Nappe foliated Permian gabbros occur. They are interpreted as lower to middle crustal intrusions (FROITZHEIM & RUBATTO 1998). Lower Permian (c. 270 Ma) S-type and A-type granites are documented from the Gemic Unit in the Western Carpathians (Slovakia) (FINGER & BROSKA 1999), the Helvetic massifs of the Western Alps (DESMONS et al. 1999b) and the Tauern Window in the Eastern Alps (VON QUADT et al. 1999). An extensional regime is likely, but at present no consistent interpretation regarding the Permo-Triassic thermal history of these units exists.

### 5.3. Thermal evolution and geotectonic setting

In the Austroalpine and Southalpine realm the Permo-Triassic event shows obvious similarities with respect to the observed magmatic rocks, the timing of magmatism and metamorphism, the P-T conditions and the metamorphic assemblages. Further, in both units an extensional environment can be recognised. These facts indicate that the same geodynamic processes are responsible for the Permo-Triassic event in the whole area. The processes were acting more or less simultaneously and were affecting the whole crustal sequences. The available data allow to determine a generalised P-T-t path for the Variscan to Permo-Triassic

metamorphic history and give indications for the geotectonic environment.

#### 5.3.1. P-T-t evolution

Typical Variscan metamorphic areas e.g. the northern Ötztal Complex, reached peak metamorphic temperatures at about 340 Ma at a geothermal field gradient of approximately  $25^\circ\text{C}/\text{km}$  (DIELLA et al. 1992, TROPPEL & HOINKES 1996, THÖNI 1999) (Fig. 10). Subsequent exhumation of the rock pile rose the isotherms condensing them closer to the surface and produced an elevated geothermal field gradient. According to DIELLA et al. (1992) and TROPPEL & HOINKES (1996) the value for the geothermal field gradient on the retrograde part of the Variscan P-T path is about  $35^\circ\text{C}/\text{km}$ . This is a common value, established by exhumation of thickened crust (ENGLAND & HOUSEMAN 1984). At about 310 Ma and 295 Ma the rocks forming the surface for the middle Permian transgressive sediments, cooled down below the closure temperatures of the K-Ar isotopic system in muscovite and the Rb-Sr isotopic system in biotite respectively (THÖNI 1999). Some time later the rocks reached the surface and were partly eroded. Average cooling rates of such exhumation processes are c.  $20^\circ\text{C}/\text{Ma}$  (Fig. 11A). Parts of the Permo-Triassic metamorphic rocks also experienced the first part of this P-T-t path. However, they stayed within the crust and after 290 Ma they underwent decompression and following heating. These processes caused a HT/LP imprint at a geothermal field gradient of about  $45^\circ\text{C}/\text{km}$  (Fig. 11B). Metamorphic peak conditions were reached at about 270 Ma. Subsequently the rock pile was

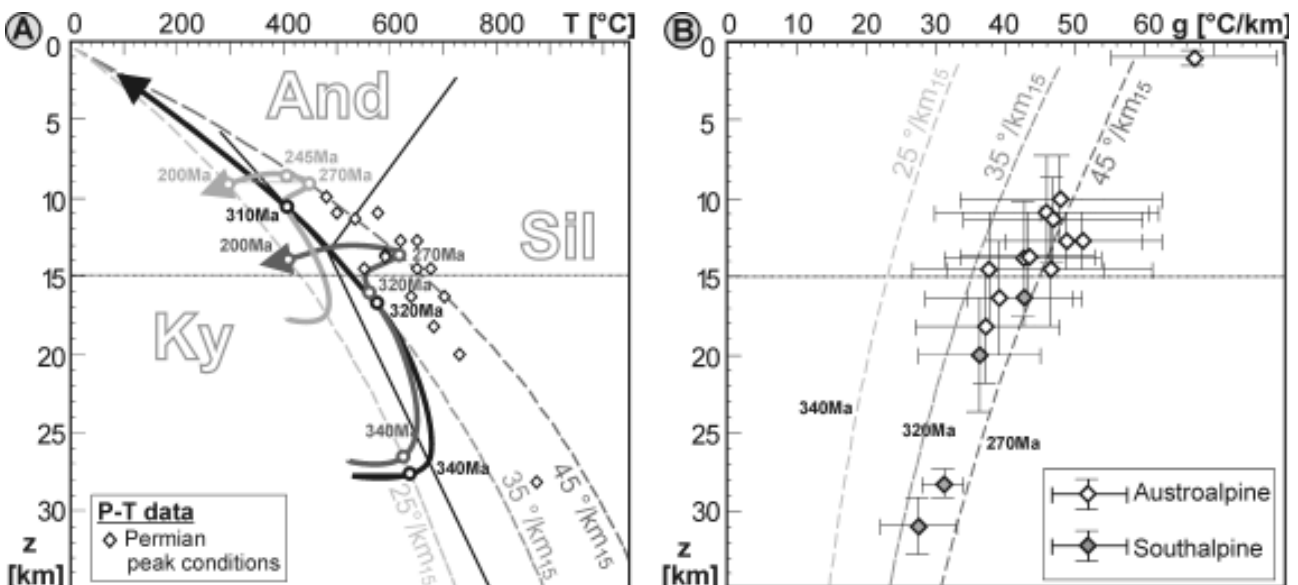


Fig. 10: Interpretation of P-T and geochronological age data from the Austroalpine-Southalpine realm. In both diagrams the geotherms for geothermal field gradients of 25, 35 and  $45^\circ\text{C}/\text{km}$  (at 15 km depth) are shown. They correspond to different events in the P-T-t path of the rocks (340 Ma Variscan peak temperature, 320 Ma Variscan exhumation, 270 Ma Permian peak metamorphic conditions). A) P-T-t path for Variscan and Permo-Triassic metamorphic rocks. The black arrow represents exhumation of Variscan metamorphic rocks. The dark gray and the gray arrow show the P-T-t paths for amphibolite and greenschist metamorphic Permo-Triassic rocks respectively. P-T data shown in the diagrams refer to Table 5. B) geothermal gradient (g) vs. depth (z) values of Permo-Triassic metamorphic units. The geothermal field gradients define a geotherm with c.  $45^\circ\text{C}/\text{km}$  at 15 km depth.

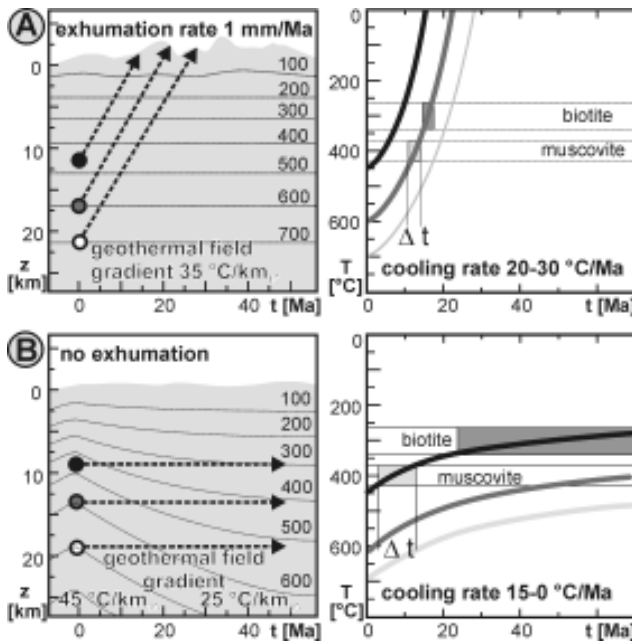


Fig. 11: Comparison of the cooling history in different geotectonic environments. Shown are the blocking temperature ranges of the Ar-Ar and Rb-Sr isotopic systems in biotite and the Ar-Ar isotopic system in muscovite A) During exhumation of thickened crust the cooling rate is increasing with time. The minerals pass through the range of the blocking temperatures within a short time span. B) Cooling in a constant crustal depth by thermal relaxation is characterised by decreasing cooling rates. Minerals remain within the range of their blocking temperature for a long time. Surprisingly Ar-Ar muscovite ages yield similar ages in most of the units south of the SAM. The Rb-Sr and Ar-Ar biotite ages scatter due to grain size effects, fluid activity and excess-Ar respectively.

not exhumed to the surface, but cooled down to the steady state geotherm (c. 25 °C/km), induced by relaxation of the isotherms. Cooling was more or less isobaric, but sedimentation of the Permo-Triassic sedimentary piles and ongoing (maybe localised) extension would have influenced the P-T-t path. However, lower greenschist metamorphic rocks cooled down to below the 400 - 300 °C temperature range at about 270 Ma, whereas andalusite and sillimanite-bearing amphibolite facies rocks passed these temperatures at c. 205 Ma and 190 Ma respectively (see also BERTOTTI et al. 1999). Cooling rates were about 15 °C/Ma at the beginning of the process and were decreasing in the following 70 Ma (Fig. 11B).

### 5.3.2. Geotectonic setting

HT/LP metamorphism can be caused by (1) exhumation of thickened crust (ENGLAND & HOUSEMAN 1984), (2) contact metamorphism (BARTON & HANSON 1989, STÜWE & POWELL 1989) or (3) lithospheric thinning, especially thinning of the lithospheric mantle (ENGLAND & HOUSEMAN 1984, HARLEY 1989).

In the first case high exhumation rates should have been sustained in the Austroalpine-Southalpine realm until late Permian time. This is not in agreement with the observed extensional regime (e.g. BERTOTTI et al. 1993), the record of marine transgressions and the fine-grained clastic, evaporitic and carbonatic sedimentation at this time (e.g. TOLLMANN 1977, 1985, BERTOTTI et al. 1993). The far extension of the Permo-Triassic thermal event, the homogeneous geothermal field gradient and the volumetrically insignificant amount of plutonic rocks argue against contact metamorphism. Thinning of the lithosphere is due to extension and causes melting in the lithospheric mantle. If these melts reach the crust mantle boundary magmatic underplating, anatectic melting in the crust and a contemporaneous HT/LP metamorphic imprint will be the result. This scenario describes the observed features of the Permo-Triassic metamorphic event. In fact, the Permian phase in the Alpine realm has already been interpreted as due to underplating of the lower crust by extensive gabbroic intrusions and associated (failed) rifting in the Permian (QUICK et al. 1992, BENCIOLETTI 1994, THÖNI 1999).

### 5.3.3. Sedimentary cover

Basement units with the observed thermal characteristics show subsidence over a long time period. During extension subsidence is induced by the isostatic relaxation of the area. Subsequent cooling of the lithosphere to the relaxed geotherm will lead to a rise in density and thickening of the lithosphere. The result is thermal subsidence.

In the Southalpine realm Permo-Triassic sedimentary piles up to 4 km in thickness (BERTOTTI et al. 1993) are in contact with their basement. Also in the Austroalpine domain the Permo-Triassic sedimentary piles are more than 3 km in thickness. In some places their transgressive contacts to the upper and middle crustal basement is preserved, e.g. Drauzug-Goldeck-Kreuzeck or Silvretta area. The huge masses of the Northern Calcareous Alps are partly overlying low-grade metamorphic rocks of the Greywacke Zone but the middle crustal basement below is truncated. Based on the observed characteristics parts of the Permo-Triassic medium to high-grade metamorphic crystalline units will have been the missing middle crustal basement of the Northern Calcareous Alps.

### 5.4. Plate tectonic environment and palaeogeographic framework

The Permo-Triassic event is a result of plate tectonic processes. However, it has to be considered that the plate tectonic interpretation is depending on the used palinspastic model. The following discussion is based on the Triassic palinspastic map of HAAS et al. (1995) and the reconstructions of STAMPFLI (1996) and STAMPFLI & MOSAR (1999). Plotting all areas with indications of a Permo-Triassic extensional event in the Early Permian palaeogeographic map (STAMPFLI 1996) (Fig. 12) they form an east-west orientated zone. To the north a belt of medium- to high-grade

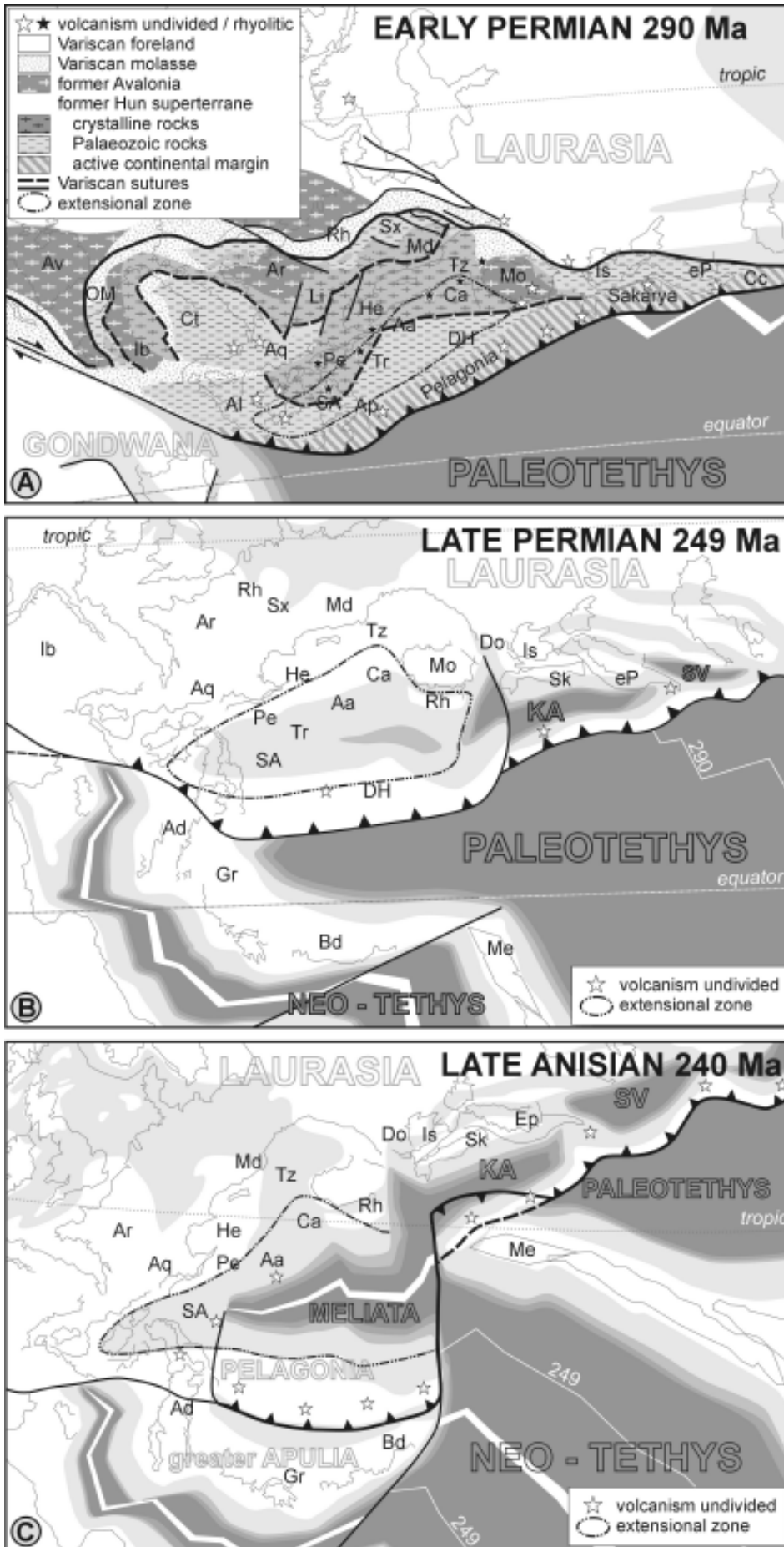


Fig. 12: Paleogeographic framework for the Permo-Triassic extension event based on the palinspastic reconstructions of STAMPFLI (1996), STAMPFLI & MOSAR (1998) and HAAS et al. (1995). A) Reconstruction for the Perm-Carboniferous boundary at 290 Ma. The extensional zone is located at the southeastern margin of the Variscan orogene.

B) Extension in late Permian time at c. 250 Ma. caused the formation of an area with thinned continental crust. Marine incursions led to the deposition of evaporitic sediments and bituminous carbonates in a restricted basin.

C) Ongoing extension causes rifting and the opening of the Meliata Ocean.

metamorphic rocks, exhumed to the surface during the Variscan orogeny (e.g. Aquitaine Massif, Helvetic Zone, Moldanubic Zone) is located. The southern margin was probably formed by parts of Adria, the Hellenides and Dinarides.

The Austroalpine and Southalpine have been part of the Hun superterrane which separated from the northern margin of Gondwana in Early Paleozoic times (c. 435 Ma). During the Variscan collisional event (380 - 300 Ma) this superterrane was squeezed between former accreted Baltica, Laurentia and Avalonia in the north and the Gondwana continent in the south. According to STAMPFLI (1996) the south-eastern border of the Variscan orogen was an active continental margin below which the westernmost part of the Palaeotethyan ocean was subducted (Fig. 12A). In Permian time (290 - 249 Ma) the Paleotethys mid-ocean ridge was moving eastward and slab roll back of the western Paleotethys induced extension on the southern margin of Laurasia. In the Variscan foreland in the east, small oceanic back arc basins were formed (Fig. 12B). More to the west, extension affected the southern part of the Variscan orogen, which was highly ductile due to the increased geothermal gradient (c. 35 °C/km). However, the extension of the Palaeotethys to the west and the proposed subduction zone is not well constrained yet. On the other hand palaeomagnetic data indicate a clockwise rotation of Adria and Gondwana with respect to the Variscan consolidated part of Europe during Permian time (MAURITSCH 1992). Alternatively this rotation could have caused stretching within the extensional zone.

Stretching resulted in thinning of the lithosphere, magmatic underplating and a HT/LP metamorphic event with a geothermal gradient of more than 45° C/km in Permian time. Isostatic relaxation of the area caused the formation of a non-oceanic basin separated from the Paleotethys ocean. Restricted water exchange with the ocean was responsible for the sedimentation of evaporites and bituminous carbonates. Ongoing extension within the thinned and cooling crust caused rifting and opening of the Meliata ocean in late Anisian time (240 Ma) (Fig. 12C). This process is accompanied by the magmatic pulse in Anisian and Ladinian time. The opening of this oceanic realm was responsible for a first cycle of facies differentiation in the Austroalpine-Southalpine realm.

### Acknowledgements

The authors thank M. Jelenc and M. Thöni for their help with the Rb-Sr and Sm-Nd isotope analyses; K. Schuster, Ch. Miller, K. Stüwe, F. Neubauer and D. Robinson for their critical review of the manuscript. This work has been supported by the *Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung* (Project No. S47-GEO and P12277-GEO).

### References

AMMAN, A. (1985): Zur Metamorphose des nördlichen Silvretta-

kristallins. - Unpubl. Diss. Naturwiss. Fak Univ. Innsbruck, 1-114, Innsbruck.

BARTH, S., OBERLI, F. & MEIER, M. (1994): Th-Pb versus U-Pb isotope systematics in allanite from co-genetic rhyolite and granodiorite: implications for geochronology. - *Earth Plan. Sci. Lett.*, **124**: 149-159, Amsterdam.

BARTON, M.D. & HANSON, R.B. (1989): Magmatism and the development of low pressure metamorphic belts: Implications from the western United States and thermal modelling. - *GSA Bulletin*, **101**: 1051-1065, Boulder.

BECK-MANNAGETTA, P. (1970): Über den geologischen Aufbau der Korallepe. - *Verh. Geol. B.-A.*, **1970**: 491-496, Wien.

BENCIOLINI, L. (1994): Metamorphic evolution of the Silvretta gabbro and related rocks (Upper Austroalpine, Central Alps). Its bearing on the pre-Mesozoic history of the alpine area basement. - *Mem. Sci. Geol.*, **46**: 353-371, Padova.

BERMAN, R.G. (1988): Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system Na<sub>2</sub>O - K<sub>2</sub>O - CaO - MgO - FeO - Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> - Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> - SiO<sub>2</sub> - TiO<sub>2</sub> - H<sub>2</sub>O - CO<sub>2</sub>. - *J. Petrol.*, **29/2**: 445-522, Oxford.

BERNHARD, F., SCHITTER, F. & FINGER, F. (1998): Zur Altersstellung der Lazulith Quarz-Gänge im unterostalpinen Grobgneiskomplex der Nordoststeiermark und des südlichen Niederösterreich. - *Mitt. naturwiss. Vereins Stmk*, **128**: 43-56, Graz.

BERNHARD, F., FINGER, F. & SCHITTER, F. (2000): Timing of metamorphic, magmatic, hydrothermal and deformational events revealed by EMP total Pb dating of monazite and xenotime in the polymetamorphic Austroalpine Grobgneis complex, Eastern Alps, Styria, Austria. - Abstracts Vol. 31st Internat. Geol. Congress, Rio de Janeiro, Brazil. Session 18-3, Rio de Janeiro.

BERKA, R. (2000): Die Stellung der Traibachschiefer im Semmering-Wechsel System. - Unpub. Diploma Thesis Formal-Natwiss. Fak. Univ. Wien, 1-133, Wien.

BERTOTTI, G., PICOTTI, V., BERNOULLI, D. & CASTELLARIN, A. (1993): From rifting to drifting: tectonic evolution of the South-Alpine upper crust from the Triassic to the Early Cretaceous. - *Sedimentary Geology*, **86**: 53-76, Amsterdam.

BERTOTTI, G., SEWARD, D., WUBRANS, J., TER VOORDE, M. & HURFORD, A.J. (1999): Crustal thermal regime prior to, during, and after rifting: A geochronological and modelling study of the Mesozoic South Alpine rifted margin. - *Tectonics*, **18/2**: 185-200, Washington.

BOCKEMÜHL, C. (1988): Der Marteller Granit (Südtirol Italien). - PhD Thesis Phil.-Naturwiss. Fak. Univ. Basel, 1-143, Basel.

BOLE, M., DOLENEC, T., ZUPANCIC, N. & CINIC-JUHANT, B. (2001): The Karavanke Granitic Belt (Slovenia) - a bimodal Triassic alkaline plutonic complex. - *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **81**: 23-38, Zürich.

BONIN, B., BRÄNDLEIN, P., BUSSY, F., DESMONS, J., EGGENBERGER, U., FINGER, F., GRAF, K., MARPO, CH., MERCOLLI, I., OBERHÄNSLI, R., PLOQUIN, A., VON QUADT, A., VON RAUMER, J., SCHALTEGGER, U., STEYRER, H.P., VISONÀ, D. & VIVIER, G. (1993): Late Variscan Magmatic Evolution of the Alpine Basement. - (In: NEUBAUER, F. & VON RAUMER, J.F. (Eds.): *The pre-Mesozoic Geology of the Alps*), 172-201, Springer, Berlin-Heidelberg-New York.

BORIANI, A. & BURLINI, L. (1995): Carta geologica della Valle Cannobina. Scala 1:25000. - Comunità Montana Valle Cannobina, Dipartimento di Scienza della Terra dell' Università degli Studi di Milano, Centro di Studio per la Geodinamica Alpina e Quarternaria del CNR-Milano. Grafiche Diodoro, Milano.

BORSI, S., DEL MORO, A. & FERRARA, G. (1972): Età radiometriche delle rocce intrusive del massiccio di Bressanone-Ivigna-Monte Croce (Alto Adige). - *Bollettino della Società Geologica Italiana*, **91/2**: 387-406, Roma.

BORSI, S., DEL MORO, A., SASSI, F.P., VISONA, D. & ZIRPOLI, G. (1980): On the existence of Hercynian aplites and pegmatites in the lower Aurina valley (Ahrntal, Austrides, Eastern Alps). - *N.*



- Jb. Miner. Mh., **1980/11**: 501-514, Stuttgart.
- BORSI, S., FERRARA, G., PAGGANELLI, L. & SIMBOLI, G. (1968): Isotopic age measurements of the M. Monzoni intrusive Complex. - *Miner. Petrogr. Acta*, **14**: 171-183.
- BREWER, M.S. (1970): K-Ar Age Studies in the Eastern Alps: the Oberostalpindecke of Kärnten. - *Phil. Diss. Univ. Oxford*: 1-213, Oxford.
- BRODIE, K.H., REX, D. & RUTTER, E.H. (1989): On the age of deep crustal extensional faulting in the Ivrea zone, northern Italy. - (In: COWARD, M.P. et al. (Eds.): *Alpine tectonics*. - *Geol. Soc. London Special Publications*, **45**: 203-210, London.
- BUDA, G., LOVAS, G., KLÖTZLI, U. & COUSSENS, B.L. (1999): Variscan granitoids of the Mörågy Hills (Southern Hungary). - *Berichte der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft, Beih. z. Eur. J. Mineral.*, **11/2**: 21-34, Stuttgart.
- BURGHELE, A. (1987): Propagation of error and choice of standard in the  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  technique. - *Chem. Geol.*, **66**: 17-19, Amsterdam.
- BÜRGI, A. & KLÖTZLI, U. (1987): New Data on the Evolutionary History of the Ivrea Zone (Northern Italy). - *Bull. Swiss Assoc. Petrol. Geologists and -Engineers*, **56/130**: 49-70, Zürich.
- CASTELLARIN, A., LUCCHINI, F., ROSSI, L.P., SELLI, L. & SIMBOLI, G. (1988): The middle Triassic magmatic-tectonic arc development in the Southern Alps. - *Tectonophysics*, **146**: 79-89, Amsterdam.
- CLIFF, R.A., HOLZER, H.F. & REX, D.C. (1974): The age of the Eisenkappel Granite, Carinthia and the History of the Periadriatic Lineament. - *Verh. Geol. B.-A.*, **2-3**: 347-350, Wien.
- COLOMBO, A. & TUNESI, A. (1999): Pre-Alpine metamorphism of the Southern Alps west of the Giudicarie Line. - *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **79**: 63-77, Zürich.
- DALLMEYER, R. D., HANDLER, R., NEUBAUER, F. & FRITZ, H. (1998): Sequence of thrusting within a thick-skinned tectonic wedge: evidence from  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  and Rb-Sr ages from the Austroalpine nappe complex of the Eastern Alps. - *J. Geol.*, **106**: 71-86, Chicago.
- DALRYMPLE, G. B., ALEXANDER, E. C., LANPHERE, M.A. & KRAKER, G.P. (1984): Irradiation of samples for  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating using the Geological Survey TRIGA reactor. U. S. Geological Survey Professional Papers, **1176**: 1-55, U.S. Geological Survey, Reston.
- DEL MORO, A., NOTARPIETRO, A. & POTENZA, R. (1981): Revisione del significato strutturale delle masse intrusive minori dell'alta Valtellina: risultati preliminari. - *Rend. Soc. It. Miner. Petr.*, **38(1)**: 89-96, Pavia.
- DESMONS, J., COMPAGNONI, R. & CORTESOGNO, L. with the collaboration of FREY, M., GAGGERO, L., DALLAGIOVANNA, G., SENO, S. AND RADELLI, L. (1999b): Alpine metamorphism of the Western Alps: II. High-P/T and related pre-greenschist metamorphism. - *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **79/1**: 111-134, Zürich.
- DESMONS, J., COMPAGNONI, R., CORTESOGNO, L., FREY, M. & GAGGERO, L. (1999a): Pre-Alpine metamorphism of the Internal zones of the Western Alps. - *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **79/1**: 23-39, Zürich.
- DIELLA, V., SPALLA, M.I. & TUNESI, A. (1992): Contrasting thermomechanical evolutions in the Southalpine metamorphic basement of the Orobic Alps (Central Alps, Italy). - *J. metamorphic Geol.*, **10**: 203-219, Oxford.
- DI PAOLA, S. & SPALLA, M.I. (2000): Contrasting tectonic records in the pre-Alpine metabasites of the Southern Alps (Lake Como, Italy). - *J. Geodynamics, Oxford*, (in press).
- DRAGANITS, E. (1998): Seriengliederung im Kristallin des südlichen Ödenburger Gebirges (Burgenland) und deren Stellung zum Unterostalpin am Alpenstrand. - *Jb. Geol. B.-A.*, **141**: 113-146, Wien.
- ENGLAND, P. & HOUSEMAN, A.B. (1984): Pressure-Temperature-Time Paths of Regional Metamorphism I. Heat Transfer during the Evolution of Regions of Thickened Continental Crust. - *J. Petrol.*, **25/4**: 894-928, Oxford.
- EXNER, CH. (1972): Geologie der Karawankenplutone östlich von Eisenkappel (Kärnten). - *Mitt. Österr. Geol. Ges.*, **64**: 1-108, Wien.
- FAZEKAS, V., MAJOROS, G. & SZEDERKÉNYI, T. (1987): Lower Permian volcanic sequences of Hungary. - *Acta Geol. Hung.*, **30/1-2**: 21-34, Budapest.
- FERRARA, G. & INNOCENTI, F. (1974): Radiometric age evidence of a Triassic thermal event in the Southern Alps. - *Geol. Rdschau*, **63**: 572-581, Stuttgart.
- FERREIRO MÁHLMANN, R. & PETSCHICK, R. (1996): The coalification map of the Alps between the rivers Inn, Isar and Rhein (Austria, Switzerland). - *Mitt. Österr. Miner. Ges.*, **141**, 85-86, Wien.
- FINGER, F. & BROSKA, I. (1999): The Gemic S-type granites in southeastern Slovakia: Late Palaeozoic or Alpine intrusions? Evidence from electron-microprobe dating of monazite. - *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **79**: 439-443, Zürich.
- FLISCH, M. (1986): Die Hebungsgeschichte der oberostalpinen Silvretta-Decke seit der mittleren Kreide. - *Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol. u. Ing.*, **53/123**: 23-49, Zürich.
- FRANK, W., ESTERLUS, E., FREY, I., JUNG, G., KROHE, A. & WEBER, J. (1983): Die Entwicklungsgeschichte von Stub- und Koralmkristallin und die Beziehung zum Grazer Paläozoikum. - *Jber. 1982 Hochschulschwerpkt. S15*, (1982): 263-293, Graz.
- FROITZHEIM, N. & RUBATTO, D. (1998): Continental breakup by detachment faulting: field evidence and geochronological constraints (Tasna Nappe, Switzerland). - *Terra Nova*, **10**: 171-176, Oxford.
- FROITZHEIM, N., SCHMIDT, S.M. & FREY, M. (1996): Mesozoic paleogeography and the timing of eclogite facies metamorphism in the Alps: A working hypothesis. - *Eclogae geol. Helv.*, **89/1**: 81-110, Basel.
- GAAL, G. (1966): Geologie des Roßkogelgebietes W Müzzuschlag (Steiermark). - *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud.*, **16**: 105-148, Wien.
- GAZZOLA, D., GOSSO, G., PULCRANO, E. & SPALLA, M.I. (2000): Eo-Alpine HP metamorphism in the Permian intrusives from the steep belt of the central Alps (Languard-Campo nappe and Tonale Series). - *Geodynamica Acta*, **13**: 149-167.
- GENSER, J. & NEUBAUER, F. (1989): Architektur und Kinematik der östlichen Zentralalpen - eine Übersicht. - *Mitt. Naturwiss. Ver. Steiermark*, **120**: 203-219, Graz.
- GRAUERT, B. (1969): Die Entwicklungsgeschichte des Silvretta-Kristallins auf Grund radiometrischer Altersbestimmungen. - *Inauguraldiss. Phil.-naturwiss. Fak. Univ. Bern*, 1-166, Bern.
- GREGNANIN, A. (1980): Metamorphism and magmatism in the western Italian Tyrol. - *Rend. Soc. It. Miner. Petr.*, **36(1)**: 49-64, Pavia.
- GREGUREK, D. (1995): Geothermobarometrische Untersuchungen an den Gesteinen der südlichen Koralpe. - *Unpub. Diploma Thesis Naturwiss. Fak. Karl-Franzens-Universität Graz*, 1-224, Graz.
- HAAS, R. (1985): Zur Metamorphose des südlichen Ötztalkristallins unter besonderer Berücksichtigung der Matscher Einheit (Vintschgau/Südtirol). - *Unpub. Thesis Naturwiss. Fak. Univ. Innsbruck*, 1-118, Innsbruck.
- HAAS, J., KOVÁCS, S., KRYSZTYN, L. & LEIN, R. (1994): Significance of Late Permian-Triassic facies zones in terrane reconstructions in the Alpine-North Pannonian domain. - *Tectonophysics*, **242**: 19-40, Amsterdam.
- HABLER, G. & THÖNI, M. (1998): Die prämesozoische Niederdruck-metamorphose in der polymetamorphen Gneisgruppe der NW Saualpe (Arbeitsgebiet N Knappenberg/Kärnten). - *Mitt. Österr. Miner. Ges.*, **143**: 291-293.
- HABLER, G. (1999): Die polyphase Metamorphose- und Strukturprägung der Eklogit-führenden ostalpinen Kristallineinheiten im Raum Knappenberg (NW Saualpe, Kärnten). - *Unpub. Diploma Thesis Formal- Naturwiss. Fak. Univ. Wien*, 1-150, Wien.
- HADITSCH, J.G., LEICHTFRIED, W. & MOSTLER, H. (1979): Über ein stratiformes Schwespatvorkommen in unterpermischen Schich-

- ten des Montafons (Vorarlberg). - Geol.-Paläont. Mitt. Innsbruck, **7/6**: 1-14, Innsbruck.
- HARLEY, S.L. (1989): The origin of Granulites: a metamorphic perspective. - Geol. Mag., **126**: 215-247, Cambridge University Press, Cambridge.
- HEEDE, H.-U. (1997): Isotopengeologische Untersuchungen an Gesteinen des ostalpinen Saualpenkristallins, Kärnten. - Österreich. Münster. Forsch. Geol. Paläont., **81**: 1-168, Münster.
- HENK, A., FRANZ, L., TEUFEL, S. & ONCKEN, O. (1997): Magmatic underplating, extension, and crustal reequilibration: insights from a cross-section through the Ivrea Zone and Strona-Ceneri Zone, Northern Italy. - J. Geol., **105**: 367-377, Chicago.
- HOERNES, S. (1971): Petrographische Untersuchungen an Paragneisen des polymetamorphen Silvrettakristallins. - Tscherms Min. Petr. Mitt., **15**: 56-70, Wien.
- HOINKES, G., KOLLER, F., HÖCK, V., NEUBAUER, F., RANTITSCH, G. & SCHUSTER, R. (1999): Alpine metamorphism of the Eastern Alps. - Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **79**: 155-181, Zürich.
- HOISCH, T.D. (1991): Equilibria within the mineral assemblage quartz + muscovite + biotite + garnet + plagioclase, and implications for the mixing properties of octahedrally coordinated cations in muscovite and biotite. - Contrib. Mineral. Petrol., **108**: 43-54, Heidelberg-New York.
- HOKE, L. (1990): The Altkristallin of the Kreuzeck Mountains, SE-Tauern Window, Eastern Alps - Basement Crust in a convergent plate Boundary Zone. - Jb. Geol. B.-A., **133**: 5-87, Wien.
- JÄGER, E. (1979): Introduction to Geochronology. - (In: JÄGER, E. & HUNZIGER, J.C. (Eds): Lectures in Isotopegeology), 1-12, Springer, Berlin Heidelberg New York.
- KREJCZY, L. (1981): Seriengliederung, Metamorphose und Altersbestimmung in der Region der Thials Spitze SW Landeck, Tirol. - Unpub. Diss. Formal.-Naturwiss. Fak. Univ. Wien, 1-125, Wien.
- KÜMEL, F. (1935): Die Siegraben Deckscholle im Rosaliengebirge (Niederösterreich-Burgenland). - Miner. Petrogr. Mitt., **47**: 141-184, Wien.
- LARDEAUX, J.M. & SPALLA M.I. (1991): From granulites to eclogites in the Sesia zone (Italian Western Alps): a record of the opening and closure of the Piedmont ocean. - J. metamorphic Geol., **9**: 35-59, Oxford.
- LELKES-FELVÁRI, GY., FRANK, W. & SCHUSTER, R. (2001): Basement evolution of the Great Hungarian Plain: Variscan, Permo-Triassic and Alpine (Cretaceous and Tertiary) metamorphism. - PANCARDI 2001, (in press).
- LELKES-FELVÁRI, GY. & SASSI, F.P. (1984): Pre-alpine and alpine developments of the austriac basement in the Sopron area (Eastern Alps, Hungary). - Rend. Soc. It. Miner. Pet., **39**: 593-612, Milano.
- LICHEM, CH., GREGUREK, D. & HOINKES G. (1996): Alpidische Metamorphosegradienten im Koralmkristallin. 6. Symposium Tektonik – Strukturgeologie – Kristallineologie, erweiterte Kurzfassungen, 253-254. Facultas-Universitätsverlag, Wien.
- LICHEM, CH., HOINKES, G. & GREGUREK, D. (1997): Polymetamorphism of the Austroalpine Koralm basement: New evidence for a Permian event. - Abstract Supplement No.1, Terra Nova, **9**: 489, Oxford.
- LIPPOLT, H.T. & PIDGEON, R. (1974): Isotopic Mineral Ages of a Diorite from the Eisenkappel Intrusion, Austria. - Zeitschrift für Naturforschung Wiesbaden, **29a**: 966-968, Wiesbaden.
- MANDL, G. & ONDREJICKOVA, A. (1993): Radiolarien und Conodonten aus dem Meliaticum im Ostabschnitt der NKA (A). - Jb. Geol. B.-A., **136/4**: 841-871, Wien.
- MARSCH, F.W. (1983): Spodumenkristalle in einem Pegmatit der Kreuzeckgruppe. - Mitt. Österr. Miner. Ges., **129**: 13-18, Wien.
- MAURITSCH H.J. (1992): Palaeomagnetic Data from the Palaeozoic Basement of the Alps. - (In: NEUBAUER, F. & VON RAUMER, J.F. (Eds.): The pre-Mesozoic Geology of the Alps), 41-51. Springer, Berlin-Heidelberg-New York.
- MICHARD, A., GURRIET, P., SOUDANT, M. & ALBAREDE, F. (1985): Nd isotopes in French Phanerozoic shales: external vs. internal aspects of crustal evolution. - Geochim. Cosmochim. Acta, **49**: 601-610, Oxford.
- MILLER, CH. & THÖNI, M. (1997): Eo-Alpine eclogitisation of Permian MORB-type gabbros in the Koralpe (Eastern Alps, Austria): new geochronological, geochemical and petrological data. - Chem. Geol., **137**: 283-310, Amsterdam.
- MILOTA, CH. (1983): Die Siegraben Deckscholle im südlichen Rosaliengebirge (Niederösterreich/ Burgenland). - Unpub. Vorarbeit Inst. Geol. Univ. Wien, 1-92, Wien.
- MOINE, B., FORTUNE, J.P., MOREAU, P. & VIGUIER, F. (1989): Comparative mineralogy, geochemistry, and conditions of formation of two metasomatic talc and chlorite deposits: Trimouns (Pyrenees, France) and Rabenwald (Eastern Alps, Austria). - Economic Geology, **84**: 1398-1416, Lancaster.
- MORAU, W. (1980): Die permische Differentiation und die alpidische Metamorphose des Granitgneises von Wolfsberg, Koralpe, SE-Ostalpen, mit Rb/Sr- und K/Ar-Isotopenbestimmungen. - Tscherms Mineral. Petrogr. Mitt. **27**: 169-185, Wien.
- MÜLLER, W., DALLMEYER, D., NEUBAUER, F. & THÖNI, M. (1999): Deformation-induced resetting of Rb/Sr and 40Ar/39Ar mineral systems in a low-grade, polymetamorphic terrane (Eastern Alps, Austria). - J. Geol. Soc. London, **156**: 261-278, London.
- NEUBAUER, F., DALLMEYER, R.D. & TAKASU, A. (1999a): Conditions of eclogite formation and age of retrogression within the Siegraben unit, Eastern Alps: implications for Alpine-Carpathian tectonics. - Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **79/2**: 297-307, Zürich.
- NEUBAUER, F., HOINKES, G., SASSI, F.P., HANDLER, R., HÖCK, V., KOLLER, F. & FRANK, W. (1999b): Pre-Alpine metamorphism in the Eastern Alps. - Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **79**: 41-62, Zürich.
- OBENHOLZNER, J.H. (1991): Triassic volcanogenic sediments from the Southern Alps (Italy, Austria, Yugoslavia) - a contribution to the „Pietra verde“ problem. - Sedimentary Geology, **74**: 157-171, Amsterdam.
- PHILIPPITSCH, R., MALECKI, G. & HEINZ H. (1986): Andalusit-Granat-Stauroolith-Glimmerschiefer im Gailtalkristallin (Kärnten). - Jb. Geol.-B. A., **129/1**: 93-98, Wien.
- PIN, C. (1986): Datation U-Pb sur zircons à 285 M.a. du complexe gabbro-diorique du Val Sesia - Val Mastallone et âge tardi-hercynien du métamorphisme granulitique de la zone Ivrea-Verbano (Italie). - C.R. Acad. Sc. Paris, **303 (II)**: 827-829, Paris.
- PLYUSNINA, L.P. (1982): Geothermometry and Geobarometry of Plagioclase-Hornblende Bearing Assemblages. - Contrib. Mineral. Petrol., **80**, 10-146, Heidelberg-New York.
- PUMHÖSL, H., KOLLER, F., EL DALOK, A., SEIFERT-FALKNER, C., THÖNI, M. & FRANK, W. (1999): Origin and evolution of gabbroic intrusions within the Grobgnais-Unit, Lower Austroalpine Unit (Eastern Alps). - Berichte der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft, Beih. z. Europ. J. Mineral., **11**: 185, Stuttgart.
- PUMHÖSL, H., KOLLER, F., FARYAD, S.W., SEIFERT-FALKNER, C., FRANK, W., MILLER, C. & SATIR, M. (submitted): Origin and evolution of Permian gabbroic intrusions within the Lower Austroalpine Grobgnais Unit (Eastern Alps). - Chem. Geol., Amsterdam.
- PUTIS, M., KORIKOVSKY, S.P. & PUSHKAREV, Y.D. (2000): Petrotectonics of an Austroalpine Eclogite-Bearing Complex (Siegraben, Eastern Alps) and U-Pb Dating of Exhumation. - Jb. Geol. B.-A., **142**: 73-93, Wien.
- VON QUADT, A., HAUNSCHMID, B. & FINGER, F. (1999): Mid-Permian A-Type plutonism in the eastern Tauern-Window. - Berichte der Deutschen Mineralogischen Gesellschaft, Beih. z. Europ. J. Mineral., **11**: 185, Stuttgart.
- QUICK, J., SINIGOI, S., NEGRINI, L., DEMARCHI, G. & MAYER, A.

- (1992): Synmagmatic deformation in the underplated igneous complex of the Ivrea-Verbano zone. - *Geology*, **20**: 613-616, Boulder.
- RATSCHBACHER, L. (1986): Kinematics of Austro-Alpine cover nappes: changing translation path due to transpression. - *Tectonophysics*, **125**: 335-356, Amsterdam.
- ROCKENSCHAUB, M., KOLENPRAT, B. & FRANK, W. (1999): The tectonometamorphic evolution of Austroalpine Units in the Brenner Area (Tirol, Austria) New geochronological implications. - *Tübinger Geowissenschaftliche Arbeiten, Serie A*, **52**: 118-119, Tübingen.
- ROTTURA, A., DEL MORO, A., CAGGIANELLI, A., BARGOSSO, G.M. & GASPAROTTO, G. (1997): Petrogenesis of the Monte Croce granitoids in the context of Permian magmatism in the Southern Alps, Italy. - *Eur. J. Mineral.*, **9**: 1293-1310, Stuttgart.
- SAMSON, S.D. & ALEXANDER, E.C. (1987): Calibration of the interlaboratory  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating standard, Mmhb-1. - *Chemical Geology*, **66**: 27-34, Amsterdam.
- SANDERS, C.A.E., BERTOTTI, G., TOMASINI, S., DAVIS, G.R. & WIJBRANS, J.R. (1996): Triassic pegmatites in the Mesozoic middle crust of the Southern Alps (Italy): Fluid inclusions, radiometric dating and tectonic implications. - *Eclogae geol. Helv.*, **89/1**: 505-525, Basel.
- SATIR, M. (1975): Die Entwicklungsgeschichte der westlichen Hohen Tauern und der südlichen Ötztalmasse auf Grund radiometrischer Altersbestimmungen. - *Mem. Ist. Geol. Miner. Univ. Padova*, **30**: 82, Padova.
- SCHALTEGGER, U. & BRACK, P. (1999): Short-Lived Events of Extension and Volcanism in the Lower Permian of the Southern Alps (Northern Italy, Southern Switzerland). - *EUG10 Strasbourg, J. Conf. Abs.* **4/1**: 296-297, Cambridge.
- SCHARBERT, S. (1975): Radiometrische Altersdaten von Intrusivgesteinen im Raum Eisenkappel (Karawanken, Kärnten). - *Verh. Geol. B.-A.*, **1975/4**: 301-304, Wien.
- SCHARBERT, S. (1990): Rb-Sr Daten aus dem Raabalpenkristallin. (In: PEINDL, P., NEUBAUER, F. MOYSCHEWITZ, G., REINDL, H. & WALLBRECHER, E. (Eds.): Die geologische Entwicklung des südlichen Raabalpen- und Wechselkristallins, Excursion guide TSK III Excursion „Raabalpen- und Wechselkristallin“), 22-25. - *Geologisches Institut der Universität Graz, Graz*.
- SCHMIDT, R. & WOOD, B.J. (1976): Phase relationships in granulitic metapelites from the Ivrea-Verbano zone (Northern Italy). - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **54**: 255-279, Heidelberg-New York.
- SCHULZ, B., SIEGESMUND, S., STEENKEN, A., SCHÖNHOFER, R. & HEINRICHS, T. (2001): Geologie des ostalpinen Kristallins südlich des Tauernfensters zwischen Virgental und Pustertal. - *Z. dt. geol. Ges.*, **152** (in print).
- SCHUSTER, K., BERKA, R., DRAGANITS, E., FRANK, W. & SCHUSTER, R. (2001a): Lithologien, Metamorphosegeschichte und tektonischer Bau der kristallinen Einheiten am Alpenostrand. - *Arbeitstagung Geol. B.-A. 2001 - Neuberg an der Mürz*, 29-56 Wien
- SCHUSTER, R. & FAUPL, P. (2001): Permo-Triassic sedimentary record and contemporaneous thermal basement evolution in the Drauzug-Goldeck-Kreuzeck area (Eastern Alps/Austria). - *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **25**: 192-194, Innsbruck.
- SCHUSTER, R. & FRANK, W. (2000): Metamorphic evolution of the Austroalpine units east of the Tauern Window: indications for Jurassic strike slip tectonics. - *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österreich*, **42** (1999): 37-58, Wien.
- SCHUSTER, R., PROYER, A., HOINKES, G. & SCHULZ, B. (2001b): Indications for a Permo-Triassic metamorphic imprint in the Austroalpine crystalline rocks of the Deferegggen Alps (Eastern Tyrol). - *Mitt. Österr. Miner. Ges.*, **146**: 275-277 Wien.
- SCHUSTER, R. & SCHUSTER, K. (2001): Permo-Triassic ductile deformation in the Austroalpine Strieden Complex (Kreuzeck Mountains / Austria). - *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **25**: 197-198, Innsbruck.
- SCHUSTER, R. & THÖNI, M. (1996): Permian Garnet: Indications for a regional Permian metamorphism in the southern part of the Austroalpine basement units. - *Mitt. Österr. Miner. Ges.*, **141**: 219-221, Wien.
- SENARCLENS-GRANCY, W. (1972): Geologische Karte der westlichen Deferegggen Alpen 1:25 000. - *Geol. B.-A. Österreich*, Wien.
- SILLETTO, G.B., SPALLA, M.I., TUNESI, A., LARDEAUX, J.M. & COLOMBO, A. (1993): Pre-Alpine structural and metamorphic histories in the Orobic Southern Alps, Italy. - (In: NEUBAUER, F. & VON RAUMER, J.F. (Eds.): *Pre-Alpine basement in the Alps*, 583-596, Springer Verlag (Heidelberg).
- SILLS, J.D. (1984): Granulite facies metamorphism in the Ivrea zone, N.W. Italy. - *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **64**: 169-191, Zürich.
- SPEAR, F.S. (1993): *Metamorphic Phase Equilibria and Pressure-Temperature-Time Paths*. - *Mineralogical Society of America Monograph*, 799pp. (Washington).
- SPIESS, R. (1987): The Early Alpine overprint in the northern Silvrettakristallin and the western "Phyllitgneiszone" (Vorarlberg-Tirol, Austria): radiometric evidence. - *Rend. Soc. It. Miner. Pet.*, **42**: 193-202, Milano.
- SPIESS, R. (1995): The Passeier-Jaufen Line: a tectonic boundary between Variscan and eo-Alpine Merane Mauls basement. - *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **75**: 413-425, Zürich.
- STÄHLE, V., FRENZEL, G., HESS, J.C., SAUPE, F., SCHMIDT, S.Th. & SCHNEIDER, W. (2001): Permian metabasalt and Triassic alkaline dykes in the northern Ivrea zone: clues to the post-Variscan geodynamic evolution of the Southern Alps. - *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **81**: 1-21, Basel.
- STAMPELI, G.M. (1996): The Intra-Alpine terrain: a Paleotethyan remnant in the Alpine Variscides. - *Eclogae geol. Helv.*, **89**: 13-42, Basel.
- STAMPELI, G.M. & MOSAR, J. (1999): The making and becoming of Apulia. - *Memorie di Scienze Geologiche*, **51/1**: 141-154, Padova.
- STÖCKHERT, B. (1987): Das Uttenheimer Pegmatitfeld (Ostalpinen Altkristallin, Südtirol) Genese und alpine Überprägung. - *Erlanger geol. Abh.*, **114**: 83-106, Erlangen.
- STÜWE, K. & POWELL, R. (1989): Low pressure granulite facies metamorphism in the Larsemann Hills area, East Antarctica; petrology and tectonic implications for the evolution of the Prydz Bay area. - *J. metamorphic Geol.*, **7**: 465-483, Oxford.
- THÖNI, M. (1981): Degree and evolution of the Alpine Metamorphism in the light of K/Ar and Rb/Sr age determinations on micas. - *Jb. Geol. B.-A.*, **124/1**: 111-174, Wien.
- THÖNI, M. (1983): The Climax of the Early Alpine Metamorphism in the Austroalpine Thrust Sheet. - *Mem. Sci. Geol.*, **36**: 211-238, Padova.
- THÖNI, M. (1999): A review of geochronological data from the Eastern Alps. - *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **79/1**: 209-230, Zürich.
- THÖNI, M. & JAGOUTZ, E. (1992): Some new aspects of dating eclogites in orogenic belts: Sm-Nd, Rb-Sr, and Pb-Pb isotopic results from the Austroalpine Saualpe and Koralpe type-locality (Carinthia/Styria, southern Austria). - *Geochim. Cosmochim. Acta*, **56**: 347-368, Oxford.
- THÖNI, M. & MILLER, CH. (2001): Permo-Triassic pegmatites in the eo-Alpine eclogite-facies Koralpe complex, Austria: age and magma source constraints from mineral chemical, Rb-Sr and Sm-Nd isotopic data. - *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.*, **80**: 169-186, Zürich.
- TOLLMANN, A. (1977): *Geologie von Österreich. Band 1. Die Zentralalpen*. - 1-766, (Deuticke) Wien.
- TOLLMANN, A. (1985): *Geologie von Österreich. Band 2. Außer-zentralalpiner Anteil*. - 1-710, (Deuticke) Wien.
- TÖRÖK, K. (1999): Pre-Alpine development of the andalusite-sillimanite-biotite-schist from the Sopron Mountains (Eastern Alps, Western Hungary). - *Acta Geol. Hung.*, **42/2**: 127-160,

Budapest.

- TRIBUZIO, R., THIRLWALL, M.F. & MESSIGA, B. (1999): Petrology, mineral and isotope geochemistry of the Sondalo gabbroic complex (Central Alps, Northern Italy): implications for the origin of post-Variscan magmatism. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **136**: 48-62, Heidelberg-New York.
- TROPPER, P., BERNHARD, F. & KONZETT, J. (2001): Trace Element Mobility in Contact Metamorphic Rocks: Baddeleyite-Zirconolite-(Zircon) Veins in Olivine-Bearing Marbles from the Stubenberg Granite Contact Aureole (Styria, Austria). - *EUG11, J. Conf. Abs.* **6/1**: 278, Strasbourg.
- TROPPER, P. & HOINKES, G., (1996): Geothermobarometry of Al<sub>2</sub>SiO<sub>5</sub>-bearing metapelites in the western Austroalpine Ötztal basement. *Mineral. Petrol.*, **58**: 145-170, (Springer) Wien-New York.
- VAI, G.B., COCOZZA, T. (1986): Tentative schematic zonation of the Hercynian chain in Italy. - *Bull. Soc. Gèol France*, **8/II**: 95-114, Paris.
- VAVRA, G., GEBAUER, D., SCHMID, R. & COMPSTON, W. (1996): Multiple zircon growth and recrystallization during polyphase Late Carboniferous to Triassic metamorphism in granulites of the Ivrea Zone (Southern Alps): an ion microprobe (SHRIMP) study. - *Contrib. Mineral. Petrol.*, **122**: 337-358, Heidelberg-New York.
- WEISSENBACH, N. (1975): Gesteinsinhalt und Seriengliederung des Hochkristallins in der Saualpe. - *Clausthaler geologische Abhandlungen*, **Sbd. 1**: 61-114, Clausthal-Zellerfeld.
- WERNIG, E. (1992): Tonale-, Pejo- and Judicarien-Linie: Kinematik, Mikrostrukturen und Metamorphose von Tektoniten aus räumlich interferierenden, aber verschiedenartigen Verwerfungszonen. - PhD thesis ETH Zürich, Zürich.
- WOPFNER, H. (1984): Permian deposits of the Southern Alps as product of initial alpidic taphrogenesis. - *Geol. Rundschau*, **73**: 259-277, Stuttgart.
- ZIEGLER, P.A. (1993): Late Palaeozoic-Early Mesozoic Plate Reorganisation: Evolution and Demise of the Variscan Fold Belt. - (In:) NEUBAUER, F. & VON RAUMER, J.F. (Eds.): *The pre-Mesozoic Geology of the Alps*: 203-216, Springer, Berlin-Heidelberg-New York.



***Noetlingites strombecki* (GRIEPENKERL 1860) und die stratigraphische Stellung der Großreiflinger Ammonitenfaunen (Anis, Steiermark/Österreich)**

***Noetlingites strombecki* (GRIEPENKERL, 1860) and the stratigraphical position of the ammonite-faunas of Großreifling (Anisian, Styria/Austria)**

Von

Franz TATZREITER

mit 10 Abbildungen  
with 10 figures

Schlüsselwörter:

*Trias*  
*Anis*  
*Großreifling*  
*Großstanglau*  
*Germanischer Muschelkalk*  
*Noetlingites*

Keywords:

*Trias*  
*Anis*  
*Großreifling*  
*Großstanglau*  
*Germanischer Muschelkalk*  
*Noetlingites*

Adresse des Autors/address of the author:

FRANZ TATZREITER  
Rosenstraße 1  
3032 Eichgraben  
Austria

Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.

45

S. 143-162

Wien 2001

## Inhalt

Zusammenfassung/Summary.....	144
1. Einleitung.....	147
2. Geschichtliches.....	147
3. Stratigraphische Ergebnisse.....	148
3.1. Rahnbauerkogel.....	148
3.2. Tiefengraben.....	150
3.3. Großstanglau.....	153
4. Ergebnisse.....	158
5. Systematische Beschreibung.....	159
Dank.....	161
Literatur.....	161

## Contents

Zusammenfassung/Summary.....	144
1. Introduction.....	147
2. History.....	147
3. Stratigraphy.....	148
3.1. Rahnbauerkogel.....	148
3.2. Tiefengraben.....	150
3.3. Großstanglau.....	153
4. Results.....	158
5. Systematics.....	159
Acknowledgement.....	161
References.....	161

## Zusammenfassung

Durch detaillierte Profilaufnahmen an den klassischen Fundstellen Rahnbauerkogel und Tiefengraben in Großreifling und dem Nachweis von *Noetlingites strombecki* am Rahnbauerkogel muß die stratigraphische Position und Reichweite der Reiflinger Ammonitenfaunen neu überdacht werden. Die jüngsten Geländebefunde beweisen, daß das "Rahnbauer-kogelniveau" das "Tiefengrabenniveau" etwa 110 Meter unterlagert. Von Niveaus sollte an diesen beiden Fundorten ab jetzt allerdings nicht mehr gesprochen werden, da es sich jeweils um ein mehr oder weniger umfangreiches, fossilführendes Profil handelt.

Verwandtschaftliche Beziehungen des auf den Rahnbauerkogel beschränkten *Balatonites egregius* weisen auf die hoch-unteranisische Balatonitenfauna aus dem schlesischen Muschelkalk (RASSMUSS 1915) hin, wengleich diese Fauna als selbständige Gruppe zu unterscheiden ist. Durch diese Beziehung, wegen der Funde von *Noetlingites strombecki* und *Neospathodus germanicus*, am Rahnbauerkogel und der tiefen Lage im Profil, muß geschlossen werden, daß die Ammonitenfauna des Rahnbauerkogels ins höchste Unteranis (Ober-Bithynium, Ismidicum-Zone) zu stellen ist.

## Summary

Detailed bed by bed measurement of profiles at both the classical localities of Rahnbauerkogel and Tiefengraben and

the first finding of *Noetlingites strombecki* at the locality of Rahnbauerkogel lead to a new approach in the interpretation of the stratigraphical position and range of the ammonite-faunas of Großreifling. The new field investigations prove that the „Rahnbauer-level“ underlies the „Tiefengraben-level“ by about 110 metres. The use of „level“ or “Niveau” for both localities should be avoided from now on because sections with several ammonoid bearing horizons are represented.

*Balatonites egregius* from the Rahnbauerkogel, which does not occur at the Tiefengraben, is closely related to the High Lower Anisian *Balatonites*-fauna of the Muschelkalk of Silesia (RASSMUSS 1915) nevertheless that fauna is considered as an independent group. On the other hand it also has close connections to *Balatonites balatonicus* from Hungary. If the fauna from Lower Silesia is not represented by only one species, then it might be possible to distinguish two species. One large group based on *Balatonites „egregius“* in the sense of RASSMUSS (1915) and the other one on *Balatonites ottonis*.

The latter relationship and the presence of *Noetlingites strombecki*, which has only been found to date in the uppermost Lower Anisian ( $\mu_1$ ,  $\beta$ ) of the Germanic Basin, and *Neospathodus germanicus* at Rahnbauerkogel together with their very low position in the profile indicates that the stratigraphical position of the ammonite fauna of the Rahnbauerkogel should be placed in the highest Lower Anisian (Upper-Bithynian, Ismidicum zone).

During field work carried out over the last ten years localities at Rahnbauerkogel, Tiefengraben and Großstanglau, an

old quarry about 23 km to the NE of Großreifling, have been investigated carefully and measured in detail. The description of these three localities is as follows.

### 1. Rahnbauerkogel (fig. 1, 2, 3, 8)

A profile of about 120 cm which consists of six layers all containing ammonites is now exposed at this locality. As the excavation of this profile could be continued in the future use of the term ammonite-level (Niveau) in connection with the Rahnbauerkogel fauna should now be avoided because the complete stratigraphic range of that locality is still unknown.

The main source for our collection was bed A. These beds, similar to „Gutenstein Limestone“ type, are underlain by about 150 cm of so called „Knollenkalk“ (Nodular Limestone) which can be compared with a „Knollenkalk“ layer found within cherty limestone horizons situated in a very low position within the „Gutenstein Limestone“. This bed is situated at about 110 metres below the Upper „Binodosus fauna“ of the Tiefengraben published by SUMMESBERGER & WAGNER (1972, profile). It was found that at the Rahnbauerkogel locality ammonites, in contrast to the findings of other authors (WAGNER 1970, 19; SUMMESBERGER & WAGNER 1972, 526; KRYSZYN 1991, 40), do not occur strictly parallel to the bedding but rather in a vertical position.

During my fieldwork I found the fossiliferous Rahnbauerkogel „level“ at three different localities at Tiefengraben where it underlies the main fossiliferous bed (TG 8, fig. 8) by about 110 metres ( $\pm$  10 metres). The situation there is similar because the beds with the typical Rahnbauer fauna are underlain by 150 to 250 cm of the so called „Knollenkalk“ together with cherty limestone. But the „Knollenkalk“ can become much thicker at Tiefengraben and can even form small cliffs up to 5 to 6 metres. The continuation of the „Rahnbauerkogel level“ into the Tiefengraben had been already noticed by ARTHABER (1896, 194) and was excellently mapped by GESSNER (1963).

The *Noellingites strombecki* described below, the first evidence of the species in the Tethys to date, was collected from a loose block by a private collector (Mr. L. SCHÜSSLER) near to the top of the Rahnbauerkogel. It is clear from the circumstances of the find and the lithology of the block that it came from one of the layers or layers close to where I had made my own collection.

### 2. Tiefengraben (fig. 1, 4)

In 1989 only a small outcrop at a road cut existed at Tiefengraben but this layer (TG1) had already produced a lot of ammonites, mainly *Bulogites* and *Acrochordiceras*. These findings convinced me to start a trench for detailed investigations. A 25 metre profile was cleared of soil and debris and an undisturbed section with several fossiliferous horizons was exposed. Continued excavation of the section, even if not fully exposed, indicated that an unconformity was not present. About 110 metres below the „main ammonite horizon“ (TG 8), the „Knollenkalk“ layer, as was seen at Rahnbauerkogel, was discovered and about 1,5 to 2,5 metres above this layer ammonite-rich beds with typical Rahnbauerkogel fauna appear.

The section at Tiefengraben is inverted, which means while

one ascends the slope the beds become older. The hanging wall (TG 3/7) is formed of typical Lower Reifling Nodular Limestone which contains ?Ptychitides and Brachiopods. The „Gutenstein Limestone“, with a slight unconformity parallel to the bedding, follows a 40 cm sequence of fine, pale-brown to violet marls. This „Gutenstein Limestone“ is brownish to dark-grey and slightly bituminous. The first 2 metres consists of  $\pm$  horizontally bedded to slightly undulating layers with intercalations of marls to marly-limestone. The beds TG 3/4 and TG 1 are rich in ammonites. Approximately the next 3 metres are partly tectonized, partly undulating, non ammonite bearing „Gutenstein Limestone“ with thin marl-intercalations. The underlying 180 cm is from a paleontological viewpoint probably the most interesting part of the whole section. It is formed of nearly horizontally bedded „Gutenstein Limestone“ which is generally quite bituminous or even with thin bituminous layers. The 25 to 30 cm thick, mainly hard calcareous marls or marly schists are impressive. The „ammonite-bonanza“ was found in bed TG 8, but beds TG 13/1 and 13/3 are also fossiliferous. TG 13/1 is rich in Brachiopods [*Piarorhynchella trinodosi* (BITTNER 1890)] therefore I have called it the „Brachiopodenbank“. The last 5 metres at the bottom of the section are of nodular to very undulating, greyish-brown to grey, hard „Gutenstein-Limestone“. This is rich in chert nodules of a remarkable size (up to 15 cm in bed TG 27) where as the bitumen content has decreased. Marly intercalations and macrofossils are rare, only a few nautilids were found. In the next 12 metres of the section no continuous trench was made only a few test holes. At the locality TG/L 2 horizontally-bedded, thin, dark brown, bituminous „Gutenstein Limestone“ rich in Calcite-veins was found which contained *Balatonites hystrix* and *B.* of the group of *balatonicus*. 12 metres farther down at TG/L 3 the „Gutenstein Limestone“ is still horizontally-bedded but the colour is now grey to brown with scarce calcite and it is less bituminous. The thickness of the beds can reach 25 cm. No fossils were found.

### 3. Großstanglau (fig. 1, 5, 6, 7, 8)

Großstanglau is the name of a farmhouse near Göstling in Lower Austria. Two quarries were opened near by there during the construction of the second watersupply for Vienna from 1900 to 1910. The smaller quarry contains Lower Reifling Limestone while a sequence directly comparable with the Rahnbauerkogel „level“ is exposed in the larger one just opposite the farmhouse. In general the thickness of the beds and the dimensions of the chert-concretions are greater.

In this undisturbed sequence of „Gutenstein Limestone“ a profile of 31 metres containing 2 ammonoid bearing levels above the „Knollenkalk“, which is here 7,5 metres thick, could be measured. The first horizon is located about 3 metres and the second about 9,5 metres above the highest „Knollenkalk“ layer.

The sequence starts with about 7 metres of slightly nodular to undulating bedded or even horizontally bedded, greyish-brown, slightly bituminous limestone with bed-thickness ranging between 5 and 100 cm. The beds of 40 cm thickness or more show a smaller scale internal bedding. Some beds have chert-nodules and some a higher content of bitumen



which can be seen as liquid bitumen in fissures. The next 4 metres are formed of horizontally-bedded, greyish-brown, non-bituminous "Gutenstein Limestone". The "Knollenkalk" starts above that having a total thickness of about 7 metres (fig. 6). The thickness of the beds varies between 4 and 110 centimetres. The "Knollenkalk" is topped by 40 cm thick bed (STA 30) consisting of a middle-greyish, slightly bituminous, splintery, nodular limestone with calcite veins.

The last 15 metres of this sequence is horizontally to undulating bedded,  $\pm$  bituminous "Gutenstein Limestone" similar to that at the Tiefengraben-profile. In the first two metres above the Knollenkalk chert-nodules are very common. The 10 mm high ball-shaped aggregations can cover whole surfaces of some beds. But chert-nodules appear also above this section. Towards the top of the 15 metre section described here marly and/or schisty intercalations become more frequent and these can reach a thickness of 8 cm.

The first ammonoid-bearing horizon, with *Balatonites*, was discovered in bed STA 56 which is located about 3 metres above the Knollenkalk. The richest ammonoid-bearing beds are nevertheless STA 98 to STA 101, located about 9,5 metres above the last bed of the Knollenkalk (Fig. 7).

The profile ends at bed STA 103 in the north-west corner of the quarry due to debris cover.

As the situation at Tiefengraben is known it is possible also here to reconstruct the profile up to the Lower Reifling Limestone. By climbing up the meadow to the north of bed STA 103 a

forest road can be reached along which, first parallel to the slope than slowly descending to the north-east, typical Upper "Gutenstein Limestones" with their very characteristic marl and calcareous-schist intercalations are exposed. Following that road to the north-east the Lower Reifling Limestone may be seen after a point in the section with an increased number of schist-intercalations. The thicknesses, as has been already mentioned, are in general greater than at Tiefengraben.

New collections were made in 2000 and about 70 ammonites were found. *Balatonites* of the *egrius*-group are prevailing but some specimens show the „*ottonis*“-type with coarse, distantly ribbed forms as they are represented in the TRAUTH collection (1948, 74). A large Ceratitid was found for the first time at the locality. *Acrochordiceras* which is not very common at Rahnbauerkogel is even rarer here and *Enteropleura bittneri* KITTIL 1912 is extremely rare.

## 概要

ラーンバウアーコーゲルにおける *Noetlingites strombecki* の最初の発見と、共によく知られた発生地であるラーンバウアーコーゲルとティーフェングラーベンにおいて地層から地層へと綿密に測定された断層は、地質年代位置とグロースライフリングのアンモナイト-ファウナの範囲についての解釈の、ニューアプローチを導く。この新しい分野の研究は、ラーンバウアー-レベルがティーフェングラーベン-レベルのおよそ 110m の根底にあることを証明する。両発生地への "レベル" の使用は今後避けられるべきである。なぜならいくつかのアンモナイト含有範囲に代表される断層があるからである。

ティーフェングラーベンにおいては生じない、ラーンバウアーコーゲルからの *Balatonites egregius* には、若いロウアー アニシアンにおいてシレジアのムッセルカルクの *Balatonites*-ファウナ (ラスムス, 1915) という近しい親類があるが、それにもかかわらず、そのファウナは独立したグループとしてみなされ、その反面また、ハンガリーからの *Balatonites balaticus* とも深いつながりがある。もし、ロウアー シレジアからのファウナがただ一つの種を代表するのでなければ、二つの種が識別されるかもしれない。ラスムス (1915) のいうところの *Balatonites "egregius"* を取り巻くひとつの大きなグループと、もうひとつ *Balatonites ottonis* を取り巻くものである。

その関係からのみではなく、現在までにジャーマニック ベイシンの最も若いロウアー アニシアン ( $\mu_1, \beta$ ) からのみ証明された *Noetlingites strombecki* の発見や、ラーンバウアーコーゲルにおける *Neospathodus germanicus*, 断層の非常に深い位置からもまた、ラーンバウアーコーゲルのアンモナイト ファウナの地質年代位置を、最も若いロウアー アニシアン (アッパー-ビティニア, イスミディウム ゾーン) に固定するという結論を下されるにちがいない。

## 1. Einleitung

Durch die Arbeiten von GESSNER (1963), WAGNER (1970), ASSERETO (1971), SUMMESBERGER & WAGNER (1972) und KOZUR (1974), schien die Frage über die stratigraphische Stellung der Ammonitenfaunen des Rahnbauerkogel und des Tiefengraben und die Beziehung zueinander geklärt. Im Zuge einer noch nicht abgeschlossenen monographischen Revision dieser Faunen durch den Autor, kam es zu intensiven Neuaufsammlungen verbunden mit exakten Profilaufnahmen. Diese wurden erst durch großangelegte Aufgrabungen, besonders im Tiefengraben, ermöglicht. Erste, vorläufige stratigraphische Ergebnisse darüber wurden 1991 (TATZREITER & VÖRÖS 1991) und die Revision der Balatoniten des Rahnbauerkogel 1992 (HOHENEGGER & TATZREITER 1992) publiziert.

## 2. Geschichtliches

STUR gibt bereits 1865 (S. 247) an, daß man in dem Schichtkomplex zwischen dem Werfener Schiefer im Liegenden und dem Wengener Schiefer im Hangenden vorläufig zwei Horizonte unterscheiden kann. Einen tieferen von Rocoaro (sic!) und einen höheren von Reifling.

BITTNER unterscheidet (1884, 261) in dem von STUR als Reiflinger Kalk bezeichnetem Komplex zwei trennbare Schichtfolgen. Eine untere dünnbankige, wenig hornsteinführende und eine obere von hornsteinführenden Knollenkalken, die er mit den südalpinen Buchensteiner Kalken direkt vergleicht.

Ursprünglich wurde für die Fundschichten des Rahnbauerkogel die Bezeichnung "Untere Reiflinger" Kalke und für den Tiefengraben "Obere Reiflinger Kalke" verwendet, obwohl es sich dabei um  $\pm$  ebenflächige, oft plattige, bituminöse Kalke handelt. WAGNER (1970) vergleicht diese Schichten lithologisch mit den Gutensteiner Kalken. Obwohl dieses Gesteinspaket auch nicht typische Gutensteiner Kalke vertritt, wird der Begriff in vorstehender Arbeit noch beibehalten, weil die zur Zeit im Gange befindliche Diskussion über eine neue Namengebung abgewartet werden muß.

Seit der Erstbeschreibung durch ARTHABER (1896) wird die Tiefengrabenfauna jünger als die Rahnbauerkogelfauna angesehen (vgl. ARTHABER 1896c, 121; PIA 1930, 102f.; GASCHÉ 1938, 215f; ROSENBERG 1952, 245; ASSERETO, 1971; SUMMESBERGER & WAGNER 1972, 515, 530; KOZUR 1973a, 1974).

Außer GESSNER (1963, 30f., 82; 1964, 707), der dezidiert von Altersgleichheit der Rahnbauer- und Tiefengrabenfauna spricht, findet es auch WAGNER (1970, 22) "sehr unwahrscheinlich, daß innerhalb dieser etwa 1 Meter mächtigen Schichtserie noch zwei ammonitenführende Niveaus vorliegen." Es ist erstaunlich, daß diese Autoren bei sonst akribischer Kartierung die große Mächtigkeit die diese beiden Niveaus trennt, gleichwohl wie die Faziesunterschiede der beiden "Horizonte" nicht erkannten.

Bemerkenswert ist auch die Äußerung WAGNER's (1970, 182), daß sich die Mächtigkeit der *Trinodosus* Zone auf wenige Meter beschränkt und alle Fundstellen bei Großreifling, inklusive Rahnbauerkogel, Tiefengraben und

Scheiblinggraben, sowie Burgstallgraben und Saalfelden im selben Niveau befinden. Was die stratigraphische Position betrifft stimmt das für Saalfelden und die Kapelle bei der Salzabrücke, für den Burgstallberg ist es zweifelhaft und für die restlichen Fundpunkte ist dies nach meinen Ergebnissen sicher falsch.

ARTHABER (1896a, 195) berichtet bei Vorlage seiner Arbeit über den Rahnbauerkogel, daß WAAGEN für diesen Fundort „die tiefste Zone des europäischen Muschelkalkes“ vermutete, die durch das Massenvorkommen von *Balatonites* und *Enteropleura bittneri* KITTL 1912 gut charakterisiert wäre. Auf den Vorschlag WAAGEN's, dafür die Zone des *Balatonites egregius* einzuführen, geht ARTHABER jedoch leider nicht ein. Für diesen Zeitabschnitt wurde dann von ASSERETO (1974, 35) die *Anagymmotoceras ismidicus* Zone vorgeschlagen.

Bereits 1900 (S. 226) räumt ARTHABER die Möglichkeit ein, daß seine ursprüngliche (1896) Bewertung des Begriffes Reiflinger Kalke fälschlich und seine Auffassung von einer Äquivalenz der Reiflinger Kalke mit einem tieferen südalpinen Muschelkalkniveau nicht zutreffend war. Meint aber vorsichtig, daß wenn sie (die Reiflingerkalke) ...“ auch nicht das tiefere *Binodosus*-Niveau repräsentieren, so ist doch der Einschlag alter Formen in der höheren *Trinodosus*-Fauna hier außerordentlich groß ist“. Ein Umstand den er durch das Vorliegen eher einer Misch- als einer Einzelfauna erklärt. 1903 (S. 4f.) bezweifelte ARTHABER die Trennbarkeit von *C. binodosus* und *C. trinodosus* und meint deshalb, daß sein vom Tiefengraben ursprünglich als *C. binodosus* beschriebenes Exemplar strenggenommen zu *C. trinodosus* zu stellen sei. ARTHABER folgert daher: "da *C. trinodosus* nicht in der Zone des *C. binodosus* auftreten kann, gehört die ganze Fauna (er meinte dabei die gesamte Reiflinger Fauna) in das höhere Niveau versetzt". Daß *P. trinodosus* nicht schon in der *Binodosus*-Zone auftritt, ist bis heute unbewiesen, worauf auch schon GASCHÉ (1938, 216) hinwies. 1906 (S. 271) behandelt ARTHABER nochmals das Problem der Alterstellung der Reiflingerfaunen und betrachtet sie als bezeichnend für die "nordalpinen *Trinodosus*-Kalke". Ein weiteres Mal setzt sich ARTHABER 1911 (b, S. 4) mit dem *Bi*- und *Trinodosus*-Problem und den daraus resultierenden stratigraphischen Konsequenzen auseinander und betont nochmals, daß damit zu rechnen sein wird "das die Cephalopodenfauna von Gross-Reifling dem oberen Muschelkalke (im alten Sinne) der Alpen, oder der Zone des *Ceratites trinodosus* angehört".

Auch PIA (1930, 102f.) war sich der Wichtigkeit der Stellung der "Rahnbauerkogel-Fauna" voll bewußt und tendierte gleichfalls zu einer Einstufung in das "Hydasp" aufgrund ihrer tiefen Lage im Profil, meinte aber, daß bis dahin ...“ aus sicher hydaspischen Schichten der Alpen überhaupt keine ... Zephalopoden“ bekannt sind. Er läßt es daher vorerst unentschieden ob die "untere Fauna von Großreifling (Rahnbauerkogel) "hydaspisch" oder pelsonisch und die obere (Tiefengraben) pelsonisch oder illyrisch ist. In seinem Vergleich (S. 160ff.) der alpinen Faunen mit dem germanischen Wellengebirge meint PIA aber, daß die Ammoniten der Wellenkalkgruppe mit keiner alpinen Fauna außer der unteren von Großreifling, eine solche Übereinstimmung zeigen, daß man auf Gleichzeitigkeit schließen könnte (S. 165f.) und es daher am einfachsten

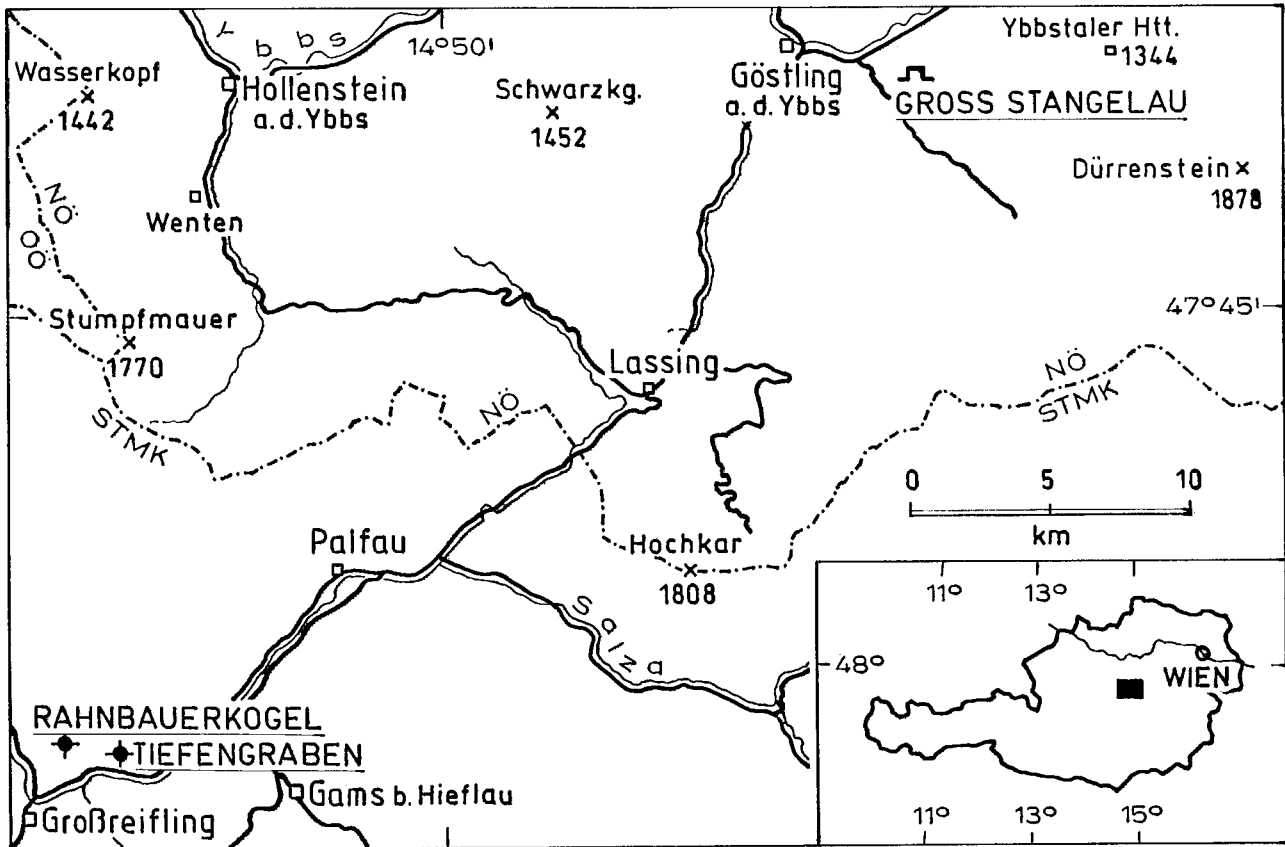


Abb. 1: Lageskizze der Fundpunkte.

Fig. 1: Sketch map of localities.

wäre (vom Standpunkte des Vergleichs) die Fauna des Rahnbauerkogels als "hydaspisch" anzusehen. Wie noch gezeigt werden wird hatte PIA mit seinem "Gefühl" vollkommen recht.

In seinem Vorschlag über die stratigraphische Neugliederung der tethyalen Mitteltrias wird von MIETTO & MANFRIN (1995) eine neue Zonierung auch für das Anis entworfen, wobei *Noetlingites* im Mittel-Pelson (*Balatonicus* Subzone) auftreten soll. Dies stützt sich auf Literaturangaben (VÖRÖS 1987 und GU, HE & WANG 1980) und einen leider nicht abgebildeten Fund eines *Noetlingites* vom Monte Rite. Die Exemplare aus Aszófö (pers. Mittlg. von Dr. A. VÖRÖS) und *Doilungdegen* [sub *Hungarites* sp.] haben zwar eine große Ähnlichkeit in der Gehäuseform mit *Noetlingites*, zeigen aber keine Lobenlinie, eine sichere Zuordnung ist damit nicht gewährleistet. Ihre stratigraphische Position entspricht der jüngeren Tiefengrabenfauna.

### 3. Stratigraphische Ergebnisse

#### 3.1. Rahnbauerkogel

GASCHE (1938, 216) nimmt für die Fauna des Rahnbauerkogels "pelsonisches, vielleicht auch noch unterillyrisches Alter" an. Von KOZUR (1972, 376, 378, 1973a, 8; 1974, 16; und ASSERETO 1974, 34) wird die Untergrenze des Pelson,

das er der Balatonischen Unterstufe gleichsetzt, mit der Cephalopodenfauna des Rahnbauerkogel definiert. In Übereinstimmung mit ASSERETO (1971, 40) werden von ihm die Balatoniten dieses Fundpunktes Großteils der *Balatonicus*-Gruppe zugeteilt. Statistische Untersuchungen (HOHENEGGER & TATZREITER 1992) haben nun gezeigt, daß es sich bei den Rahnbauerkogel-Balatoniten um eine völlig selbständige Gruppe handelt, die nur vereinzelt Anklänge



Abb. 2: Der Rahnbauerkogel von Süden, RK markiert die ungefähre Lage des Fundpunktes.

Fig. 2: The Rahnbauerkogel, view from the south, RK marks the approximate site of the outcrop.

an *B. balatonicus* zeigt. Die Behauptung mancher Autoren (ASSERETO 1971 p. 48, KOZUR 1974a, 170), daß sich in der Ammonitenfauna des Rahnbauerkogels reichlich Balatoniten der *balatonicus*-Gruppe fänden hat sich somit als irrig herausgestellt. Was sich jetzt auch leicht aus der stratigraphischen Stellung der beiden Fundpunkte erklären läßt.

*Noetlingites strombecki* wird von KOZUR bereits 1973 (b, 11) zusammen mit *Acrochordiceras* und *Beneckeia* aus dem Bithynium des germanischen Beckens beschrieben. Vom selben Autor (KOZUR 1974, 169) werden aus dem germanischen Becken, aus "Schichten, die nach ihren Conodontenfaunen eindeutig älter sind als die Rahnbauerkogelfauna" *Balatonites*-Arten erwähnt, die mit der Rahnbauerkogelfauna übereinstimmen. Gleichzeitig damit kommt in diesen Schichten unter anderem aber auch *Noetlingites* vor (KOZUR 1972, 378).

Als Unterscheidung zum Unteranis wird für den Rahnbauerkogel vom selben Autor (1974a, 170) gerade aber das Fehlen von *Noetlingites* angeführt. Ein Jahr später (1975, 60) fand es KOZUR ganz zu recht bedeutsam, daß "... schon ein Teil der *Balatonites*-Arten des Rahnbauerkogels im oberen  $\mu$ , beta (oberstes Unteranis) vorkommt ..." und es wird wieder auf das Auftreten typisch unteranisischer Ammoniten wie *Beneckeia buchi* und *Noetlingites strombecki* in diesem Bereich hingewiesen.

Auch ULRICH & HUNDLOS (1985, 224) stufen *Noetlingites*

*strombecki* in das höchste Unteranis ein.

In Rahmen der Revisionsarbeiten wurde nun in der Privatsammlung SCHÜSSLER ein aus einem losen Block aufgesammeltes Exemplar von *Noetlingites strombecki* vom Fundpunkt Rahnbauerkogel entdeckt. Wie sich die Aufschlußverhältnisse am Rahnbauerkogel heute darstellen, kommen als Fundschicht nur einige wenige Bänke in Frage die von den mir besammelten nicht weit getrennt sein können. Es stellte sich somit die Frage, ob nicht doch zumindest ein Teil der "Fauna des Rahnbauerkogel" unteranisisch, oder der stratigraphische Umfang des "Rahnbauerkogelniveaus" größer als bisher angenommen ist, oder ob *Noetlingites* auch noch im Pelson vorkommt.

Durch die Neuaufsammlungen verbunden mit einer Profilaufnahme im Tiefengraben (Abb. 2) kann es nun als gesichert gelten, daß die fossilführenden Schichten des Rahnbauerkogels etwa 110 Meter ( $\pm 10$  Meter) unter der „Hauptfossilbank“ (TG 8) des Tiefengrabens liegen. Damit kann auch die von KOZUR (1974a, 169) erwähnte Altersdiskrepanz zwischen Conodonten- und Ammonitenfauna erklärt werden (siehe oben). Mein Kartierungsergebnis korrespondiert überdies ausgezeichnet mit den Angaben bei SUMMESBERGER & WAGNER (1972, Profil) wo die Distanz zwischen einer Knollenkalklage, verbunden mit hornsteinführenden Bänken im Liegenden des Gutensteiner Kalkes und der Oberen "Binodosus" - Fauna des Tiefengrabens mit etwa 100 bis 110 Metern angegeben ist. Auch in der tektonischen "Mikroscholle" in der das Profil im Tiefengraben aufgenommen wurde konnte nach mehrjährigen, intensivsten Geländebegehungen, das "Rahnbauerniveau" fossilführend, sowie die es direkt unterlagernde typische Knollenkalklage (vgl. GESSNER 1963, 27; SUMMESBERGER & WAGNER 1972, 525) in Verbindung mit den hornsteinführenden Bänken (kugelförmige Ausscheidungen von mehreren Millimeter Durchmesser auf den Schichtflächen) aufgefunden werden. Auch in der westlich bzw. östlich anschließenden Scholle konnten die "Rahnbauerschichten" fossilreich und mit der typischen Ammonitenvergesellschaftung (*Balatonites egregius*, *Schreyerites*, *Acrochordiceras*, *Norites*, *Enteropleura* etc.) festgestellt werden. Die Bänke mit der Hauptfossilführung überlagern dabei die Knollenkalklage, die wandbildend auftreten kann, um etwa 1,5 bis 2,5 Meter. Bemerkenswert dabei ist die Übereinstimmung mit der leider in Vergessenheit geratenen hervorragenden Kartierung zur Dissertation GESSNER's.

Bei eigenen Aufsammlungen am Rahnbauerkogel wurde ein aus sechs fossilführenden Bänken bestehendes ungefähr 120 cm mächtiges Profil freigelegt. Es ließe sich durch Aufgraben gegen Liegend beträchtlich und gegen Hangend wahrscheinlich verlängern. Somit sollte die Verwendung des Ausdruckes Ammonitenhorizont (KOZUR 1972, 378, 1973a, 8, 1974b, 16) im Zusammenhang mit der Rahnbauerkogelfauna vermieden werden, da der gesamte stratigraphische Umfang dieses Fundpunktes noch nicht geklärt ist. Die Angaben GESSNER's (1963, 29) über die Größe der Fossilinseln am Rahnbauerkogel sind insofern unrichtig, da im günstigsten Falle ihre flächenmäßige Ausdehnung mindestens doppelt bis dreimal so groß ist. Die Mächtigkeitsangabe von einem Meter ist unzulässig, da bei einer so gut gebankten Schichtfolge (Bankmächtigkeit 15-30 cm) sicher nicht mehrere Bänke zu einer Linse zusammengefaßt wer-

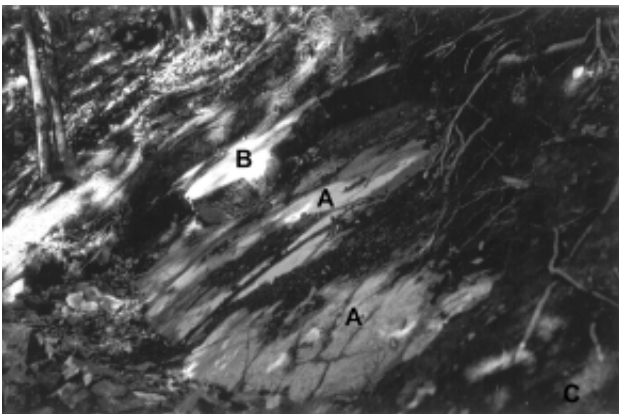


Abb. 3: Der neue Aufschluß am Rahnbauerkogel. a: Gesamtansicht, b: Schichtoberfläche der Bank C mit *Balatonites* sp.

Fig. 3: The new outcrop at the Rahnbauerkogel. a: general view, b: Surface of the bed C with *Balatonites* sp.

den dürfen. Es muß hier auch besonders darauf hingewiesen werden, daß die Ammoniten, nicht wie öfters berichtet (WAGNER 1970, 19; SUMMESBERGER & WAGNER 1972, 526; KRYSZYN 1991, 40), generell nur schichtparallel auftreten, sondern sehr wohl auch quer zur Bankung.

In der Sammlung des NHMW befindet sich eine Lade mit einer typischen Rahnbauerkogel-Ammonitenfauna, als Fundpunkt wird der Tiefengraben angegeben. Als Legat scheint Prof. TOULA 1896 auf den Etiketten auf.

In dieser Fossilsuite befinden sich *Balatonites egregius* in grobgerippten Formen, mit quadratischem Windungsquerschnitt, Rippenstümpfen im oberen Flankendrittel und einzelnen besonders langen Stacheln, sowie große Fragmente vom *Corvini*-Typus. Exakt solche Varietäten finden sich auch häufig in der ARTHABER'schen Typenserie. Es könnte sich dabei um eine schon sehr früh erfolgte Ausbeutung eines Fundpunktes des „Rahnbauerniveaus“ im Tiefengraben sein, wie sie ARTHABER in seiner Monographie erwänte. GESSNER (1963) kartierte zwar dieses Niveau großräumig im Tiefengraben (Kienaspitze und Kerzenmandl Südwestflanke) aus und sammelte auch entsprechende Fossilien zog aber leider nicht den entscheidenden Schluß daraus.

Meiner Meinung nach muß jetzt für den „Ammonitenhorizont des Rahnbauerkogels“ ein größeres Alter als bisher immer angenommen, veranschlagt werden. Wenn *Noetlingites* im germanischen Muschelkalk im höchsten Unteranis auftritt, müßte dasselbe Alter auch für den Rahnbauerkogel angenommen werden. Wodurch er als Basis für das Pelson nicht verwendet werden kann (vgl. auch ASSERETO 1974, 34).

BUCHER (1992, 429) schreibt, daß der untere und mittlere Teil der Shoshonensis-Zone (Rieberi-, Ransomei- und Wallacei-Subzonen) [der oberste Teil, Fergusoni-Subzone kann eindeutig mit dem Tiefengraben korreliert werden] keine exakte Korrelation mit der Rahnbauerkogel-Fauna erlaubt, trotzdem wird in der Textabbildung 3 der Rahnbauerkogel mit der Ransomei-Subzone parallelisiert. Nach meinen jüngsten Geländebefunden kann eine Parallelisierung des Rahnbauerkogels mit der Shoshonensis-Zone nicht vorgenommen werden, da durch das Vorkommens von *Noetlingites* und *Neospathodus germanicus* für den Rahnbauerkogel unteranisches Alter veranschlagt werden muß (siehe auch Kapitel über den Tiefengraben).

Nach ARTHABER wurden Fossilaufsammlungen am Rahnbauerkogel nur in geringem Umfang vorgenommen. So von BLASCHKE (vgl. ROSENBERG 1953, 233), die jedoch unpubliziert geblieben ist, sieht man von den Erwähnungen im paläontologischen Teil der Dissertation von GESSNER (1963) und von SUMMESBERGER & WAGNER (1972) ab.

Die im Zusammenhang mit dem Rahnbauerkogel immer wieder zitierte niederschlesische Ammonitenfauna (RASSMUS 1915) wurde im Rahmen dieser Arbeit untersucht. Es ist nur mehr das Material zu folgenden abgebildeten Balatoniten vorhanden: *B. nov. sp. indet. T. 2/2*, *B. constrictus T. 2/3,4*, *B. zimmeri T. 3/1,3*, *B. zimmermani T. 3/2*, *B. aff. trinodosus T. 3/4*, *B. cf. lineatus T. 4/1*, *B. stenodiscus T. 4/2*, *B. doris T. 4/3* und *B. egregius T. 4/4*. Eine Revision wurde aus Mangel an horizontalen Neuaufsammlungen nicht durchgeführt. Obwohl die Endauswertung der statisti-

schen Bearbeitung dieser niederschlesischen Fauna noch nicht vorliegt, müssen trotzdem einige Feststellungen dazu gemacht werden. Die gattungsmäßige Zugehörigkeit des *Balatonites n. sp. indet. T. 2/2* ist unsicher. Abgesehen von *B. zimmeri* zeigen alle beschriebenen Arten eine Venterentwicklung wie bei *B. balatonicus*: firstartig mit breiten Rippen und Intercostalfurchen von den mittleren Windungen bis inklusive der Wohnkammer. Die Flankenskulptur ist auf den mittleren und der vorletzten Windung  $\pm$  *balatonicus*-artig, während sie auf der Wohnkammer *egregius*-artig wird. Zusammenfassend kann gesagt werden, daß die Nieder-Groß-Hartmannsdorfer Balatoniten die Skulpturenentwicklung von *B. egregius* und *B. balatonicus* kombinieren, wobei der Phragmokone *balatonicus*-artig ist. *Balatonites constrictus* (RASSMUS 1915, T. 2, Fig. 4), dem die Wohnkammer fehlt, wurde von dem Computerprogramm HOHENEGGER & TATZREITER (1992) deshalb auch dem *B. balatonicus* zugeordnet. Auch hier zeigt sich wieder, daß die Bestimmung inkompletter Stücke (Phragmokone) oft problematisch ist. *Balatonites zimmeri* fällt wegen seiner extrem derben und einfachen Berippung aus der Faune etwas heraus, die Venterentwicklung ist aber auch *balatonicus*-artig.

### 3.2. Tiefengraben

Ist schon für die Rahnbauerkogelfauna der stratigraphische Umfang zwar nicht gänzlich geklärt aber größer als bisher angenommen, so gilt das ganz besonders für das stratigraphische Intervall der Lokalität Tiefengraben.

Die Ansichten GESSNER's (1963 und 1964) über den Fundpunkt Tiefengraben können in keiner Hinsicht geteilt werden. ARTHABER's Aufsammlung muß nicht aus losen, dislozierten Blöcken stammen (GESSNER 1963, 73), sondern kann, wie die eigenen Aufsammlungen lehren, sehr wohl aus dem Anstehenden entnommen worden sein. Von einer Altersgleichheit mit der klassischen Rahnbauerkogelfauna kann ebenfalls nicht gesprochen werden, wie das neue Profil beweist.

Die Reiflingiten des Tiefengraben können nicht mit den *Reiflingites*-führenden Schichten der Südalpen (KOVÁCS et al. 1990) korreliert werden, da es sich bei jenen Ammoniten nicht um angehörige des Genus *Reiflingites* handelt.

ASSERETO (1971, 43) stellt fest, daß in Großreifling drei übereinandergelagerte Ammoniten führende Niveaus vorhanden sind. Bei den laufenden Untersuchungen entpuppte sich der „Ammonitenhorizont“ (= Ammonitenfauna) des Tiefengraben (KOZUR 1972, 380, 1974a, 170) als ein durchgehendes Profil mit mehreren, gut dokumentierten Fossilhorizonten. Ähnliches, wenn auch in viel geringerem Ausmaß, gilt auch für den Rahnbauerkogel. Im Tiefengraben wurde ein Profil von ca. 25 Metern aufgegraben, besammelt und genau vermessen. Es erstreckt sich von den Unteren Reiflinger Kalken bis in den oberen „Gutensteiner“ Kalk. Weiters wurden noch etwa 110 Meter bis zur der das „Rahnbauerniveau“ unterlagernden Knollenkalklage (sensu SUMMESBERGER & WAGNER 1971) aufgenommen (Abb. 2). Ungefähr 25 bis 30 Meter unter den „Schichten mit der Rahnbauerkogel Fauna“ trifft man im Profil auf „Steinalmkalk“. Eine ganz exakte Aufnahme ist wegen stellenweiser

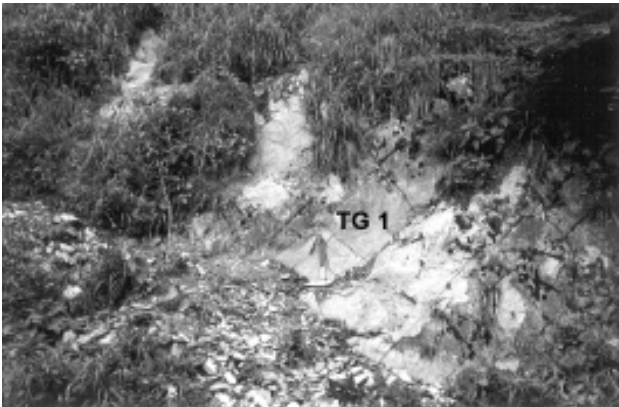


Abb. 4: Aufschluß an der Forststraße in den Tiefengraben bei Seehöhe 540 m. Hier ist die ammoniten- und conodontenreiche Schicht TG 1 aufgeschlossen. Der Beginn des Profiles mit Schicht TG 3/7 (Untere Reiflinger Kalke) liegt ca. 7 Meter rechts.

Fig. 4: Roadcut along the forest road into the Tiefengraben at an altitude of 540 meters. The ammonite and conodont rich bed TG 1 is exposed. The profile starts about 7 meters to the right with the bed TG 3/7 (Lower Reifling Limestone).

Schuttbedeckung nicht möglich. Dieser „Steinalmkalk“ aus dem hohen Unteranis weicht lithologisch und stratigraphisch erheblich von der Ausbildung an der Typlokalität ab und wird hier nur als Arbeitsbegriff verwendet.

### Profilbeschreibung

Das Profil im Tiefengraben liegt in überkippter Lagerung (160/70) vor, was bedeutet, daß man hangaufwärts steigend in immer ältere Schichten kommt. An der Forststraße in den Tiefengraben, bei Seehöhe ca. 540 Meter, ungefähr 470 Meter nach der ersten Kehre, stehen untere Reiflinger Kalke an, mit denen die Profilaufnahme (= Schurfrösche) im Herbst 1989 begonnen wurde.

Das Hangendste bilden dabei 90 cm typische Untere Reiflinger Knollenkalke mit ?Ptychiten und Brachiopoden. Nach ca. 40 cm blättrigen, hellbraunen bis schwach violetten, blaß ocker verwitternden Mergeln, setzten mit einer leichten schichtparallelen Störung, die „Gutensteiner Kalke“ ein. Die ersten zwei Meter bestehen aus ± ebenflächigen bis leicht welligschichtigen Bänken mit Einschaltungen von Mergeln bis Kalkmergeln zwischen den einzelnen Bänken. In den Schichten TG 3/4 und TG 1 treten Ammoniten sehr häufig auf. Darauf folgen 30 cm welligschichtige Bänke, die abrupt in dm-gebankten, stark (?tektonisch) zerbrochenen, bräunlichen bis grauen „Gutensteiner Kalk“ übergehen. Es folgt ein Bereich von 180 cm der durch bis zu 30 cm mächtige, braune, harte Kalkmergelschieferzwischenlagen gekennzeichnet ist. Hier liegen auch die Bänke (TG 7, TG 7/1, TG 8) mit der reichsten Fossilführung. Die zwei Liegendbänke dieses Abschnittes führen neben Ammoniten auch Brachiopoden, letztere in der Schicht TG 13/1 derart gehäuft, daß ich sie als Brachiopodenbank bezeichne. Darunter folgen etwa 5 Meter wellig bis sehr welligschichtige, beinahe fossilleere „Gutensteiner Kalke“ (Ausnahme: Nautiliden) mit Bankmächtigkeiten bis zu 30

cm. Die Bank TG 18 ist derart „wellig“, daß sich in der Bankfuge doppelt-faustgroße Knollen unterscheiden lassen. In den Schichten TG 25 bis 32 kommt es zu reichlicher Führung von Hornsteinkonkretionen, die Form und Größe von „Löbkindln“ erreichen können. Die anschließenden (liegend) 12 Meter wurden nicht mehr in voller Länge aufgegraben, wohl aber einige Schurfröschen angelegt. In der Rösche TG/L 2 stehen ebenflächige, bituminöse, an Kalzitadern reiche, dunkelbraune, zum Teil feinschichtige, im Schnitt 7 cm mächtige Gutensteiner Kalke an, die in einer relativ tiefen Lage im Profil *Balatonites hystrix* und *Balatonites* aus der Gruppe des *balatonicus* erbrachten. 12 Profilmeter tiefer, im Schurf TG/L 3, stehen noch immer ebenflächige, jetzt aber graue bis braune, kaum Kalzit führende, wenig bituminöse, splittrige, zum Teil flimmernde Gutensteiner Kalke an. Die Bänke erreichen eine Mächtigkeit bis zu 25 cm.

### Faunenliste Profil Tiefengraben TG 1 - TG 27 und Schurf 2

Die Balatoniten des Tiefengraben sind gegenüber denen des Rahnbauerkogels eine eigene Gruppe, wovon *B. hystrix* starke Anklänge zu *Balatonites balatonicus* und zu einem noch unbeschriebenen Exemplar aus der Shoshonensis-Zone von Nevada zeigt (mündl. Mittlg. von H. BUCHER; Abguß vorhanden) während der von GU, HE & WANG (1980, 353 beschrieben. *B. balatonicus* mit unserem *B. constrictus* ident zu sein scheint.

#### Makrofauna:

#### TG 1 *Acrochordiceras* cf. *carolinae*

*Acrochordiceras undatum*

*Acrochordiceras* sp.

*Bulogites mojsvari*

*Bulogites* sp.

*Ceratites* sp. (sensu *C. binodosus* ARTH. 1896)

?*Gymmites*

*Ptychites* sp.

*Piarorhynchella trinodosi* (BITTNER 1890)

Bivalven

Flossenstachel

#### TG 1/2 *Bulogites* sp.

*Ceratites* sp. (sensu *C. binodosus* ARTH. 1896)

#### TG 3/4 *Bulogites* cf. *gosaviensis* (= ?*Danubites floriani* MOJSICOVICS 1882)

*Bulogites mojsvari*

#### TG 7 ?*Ceratitidae*

?*Schreyerites abichi* (MOJS. 1882)

Nautiliden

*Piarorhynchella trinodosi*

mützenförmige Bivalven, überwiegend Brut

Gastropoden

#### TG 7/1 *Acrochordiceras* sp. juv.

*Balatonites* cf. *balatonicus* (sensu ARTH. 1896)

*Bulogites* sp.

- “*Reiflingites*” *altecostatus*  
 ?*Reiflingites* sp.  
*Sageceras* sp.  
 Gastropoden  
 mützenförmige Bivalven
- TG 7/2** *Acrochordiceras*  
*Norites* (od. ?*Proavites*) aff. *falcatus*  
 großes Ptychitenbruchstück  
*Piarorhynchella trinodosi* (BITTNER 1890)  
 zahlreiche Flossenstachel
- TG 7/3** *Balatonites hystrix*  
 ?*Proavites*  
*Pt.* aff. *opulentus*  
*Piarorhynchella trinodosi*
- TG 8** *Acrochordiceras erucosum* ARTHABER 1896  
*Monophyllites* cf. *sphaerophyllus* (HAUER 1850)  
 ?*Norites*  
 ?*Phillipites erasmi* (MOJISCOVICS 1882)  
*Proarcestes* sp.  
 ?*Proavites*  
*Ptychites* cf. *suttneri* MOJISCOVICS 1882  
 ?*Ptychosphaerites globulus* (ARTHABER 1896)  
*Reiflingites* sp.  
 “*Reiflingites*” *altecostatus* (ARTHABER 1896)  
 Nautiliden  
 Orthoceren  
*Piarorhynchella trinodosi* (BITTNER 1890)  
 Gastropoden  
 Bivalven
- TG 9** ?*Flexoptychites*  
*Ptychites* sp.  
 Nautilidae  
 Flossenstachel  
 mützenförmige Bivalven
- TG 12** Innenwindung von *Balatonites*
- TG 13/1** “**Brachiopodenbank**”  
*Acrochordiceras* sp.  
*Ceratites* sp.  
*Norites* sp.  
 ?*Proavites* sp.  
 “*Beyrichitidae*”  
*Piarorhynchella trinodosi* (BITTNER 1890)  
 Gastropoden  
 Bivalven
- TG 13/2** *Acrochordiceras* sp.  
 “*Ceratites*” sp.  
*Discoptychites* cf. *suttneri* vgl. GESSNER 1963, 107  
 selten Bivalven  
 Gastropoden
- TG 23** *Nautilide*, reich verziert
- TG 25** *Pt.* aff. *opulentus*
- TG 26** ?*Acrochordiceras*  
*Ptychites*
- TG/L 2** ?*Balatonites* sp. ex. gr. *B. balatonicus*  
*Balatonites* cf. *hystrix*  
*Ptychites* - discoidal  
*Reiflingites* juv. oder Innenwindung v. *Bulogites*  
*Enteropleura bittneri* KITTL 1912
- Monophyllites sphaerophyllus* der durch die Neuaufsammlung im Tiefengraben erstmals nachgewiesen wurde findet sich auch auf der Schiechlinghöhe (DIENER, 1901), Hamada (Japan, BANDO, 1964),
- Mikrofauna:  
**Conodonten:** Die Bestimmungen wurden von Frau Prof. Dr. Alda NICORA (Milano) vorgenommen. Ramiforme Conodonten kommen in allen Proben vor.
- TG 1** *Gondolella bulgarica* (BUDUROV & STEFANOV)  
*Gondolella hanbulogi* (SUDAR & BUDUROV)  
*Gondolella bifurcata* (BUDUROV & STEFANOV)  
 Astformen
- TG 1/1** *Gondolella bifurcata* (BUDUROV & STEFANOV)  
*Gondolella bulgarica* (BUDUROV & STEFANOV)
- TG** *Gondolella bifurcata* (BUDUROV & STEFANOV)  
*Gondolella bulgarica* (BUDUROV & STEFANOV)
- TG 2** *Gondolella bifurcata* (BUDUROV & STEFANOV)  
*Gondolella bulgarica* (BUDUROV & STEFANOV)  
*Neospathodus kockeli* (TATGE)
- TG 2/1** *Gondolella bifurcata* (BUDUROV & STEFANOV)  
*Gondolella bulgarica* (BUDUROV & STEFANOV)  
*Neospathodus kockeli* (TATGE)
- TG 3/2** *Gondolella bulgarica* (BUDUROV & STEFANOV)  
*Gondolella bifurcata* (BUDUROV & STEFANOV)
- TG 3/4** *Neospathodus kockeli* (TATGE)  
*Gondolella bulgarica* (BUDUROV & STEFANOV)  
*Gondolella bifurcata* (BUDUROV & STEFANOV)
- TG 3/6** *Gondolella bulgarica* (BUDUROV & STEFANOV)  
*Gondolella hanbulogi* (SUDAR & BUDUROV)  
*Gondolella bifurcata* (BUDUROV & STEFANOV)  
*Gondolella excelsa*  
 Astformen
- TG 3/7** *Gondolella* cf. *tornaensis* KOVÁCS  
*Gondolella* cf. *szaboi* KOVÁCS  
*Gondolella hanbulogi* (SUDAR & BUDUROV)  
*Gondolella bulgarica* (BUDUROV & STEFANOV)
- TG 5/1** *Gondolella bulgarica* (BUDUROV & STEFANOV)  
*Gondolella bifurcata* (BUDUROV & STEFANOV)  
*Gondolella bulgarica* (BUDUROV & STEFANOV) mit Übergängen zu *G. constricta* MOSHER & CLARK
- TG 5/2** nur Fragmente
- TG 5/3** *Gondolella bulgarica* (BUDUROV & STEFANOV)  
*Gondolella hanbulogi* (SUDAR & BUDUROV)
- TG 7** *Gondolella bulgarica* (BUDUROV & STEFANOV)  
*Gondolella bulgarica* (BUDUROV & STEFANOV) mit Übergängen zu *G. constricta* MOSHER & CLARK  
*Gondolella hanbulogi* (SUDAR & BUDUROV)
- TG 8** *Gondolella bulgarica* (BUDUROV & STEFANOV)  
*Gondolella bulgarica* (BUDUROV & STEFANOV) mit Übergängen zu *G. constricta* MOSHER & CLARK  
*Gondolella hanbulogi* (SUDAR & BUDUROV)

- TG/9** *Gondolella bulgarica* (BUDUROV & STEFANOV)  
*Gondolella hanbulogi* (SUDAR & BUDUROV)  
**TG/11** *Gondolella bulgarica* (BUDUROV & STEFANOV)  
*Gondolella hanbulogi* (SUDAR & BUDUROV)  
**TG 13** *Gondolella bulgarica* (BUDUROV & STEFANOV)  
 Astformen  
**TG 15** *Gondolella bulgarica* (BUDUROV & STEFANOV)  
*Gondolella hanbulogi* (SUDAR & BUDUROV)  
**TG 17** *Gondolella hanbulogi* (SUDAR & BUDUROV)  
*Neospathodus kockeli* (TATGE)  
**TG 19** *Neospathodus kockeli* (TATGE)  
*Gondolella hanbulogi* (SUDAR & BUDUROV)  
*Gondolella bulgarica* (BUDUROV & STEFANOV)  
*Gondolella* sp.  
*Ozarkodina* sp.

Besonderes Interesse in diesem Profil gebührt dem Fund von *B. hystrix*, bei dem schon früher (ARTHABER 1896) verwandtschaftliche Beziehungen zu *B. balatonicus* angenommen wurden. TATZREITER & VÖRÖS vermuteten 1991 (S. 254) aufgrund von Ammonitenvergleichen, daß der untere Teil des Profils von Aszófö mit dem Rahnbauerkogel parallelisiert werden kann obwohl die genaue stratigraphische Position des Rahnbauerkogel“niveaus“ damals noch unsicher war. Die stratigraphische Position der klassischen Rahnbauerkogelfauna ist heute geklärt, trotzdem kann auch jetzt diese Frage noch nicht beantwortet werden, da es sich herausgestellt hat, daß die einzelnen Balatoniten-faunen trotz  $\pm$  großer Übereinstimmung einzelner Exemplare, doch recht selbständige Gruppen (= Arten) sind und ohne übereinstimmender Begleitfauna nicht ohne weiteres parallelisiert werden können (vgl. auch schlesische Balatoniten). Es scheint mir aber ziemlich sicher, daß die Schichten mit *B. balatonicus* und *B. „jovis“* von Aszófö jünger als die Rahnbauerkogelfauna sind und ihre stratigraphische Lage zwischen Rahnbauerkogel und Tiefengraben, im alten Sinne, sein wird.

Die Illyrbasis mit dem „Ammonitenhorizont“ des Tiefengraben zu definieren (KOZUR 1972, 380, 1973a, 9, 1974a, 171) war schon in ihrem Ansatz fragwürdig und ist nach den neuen Untersuchungen gänzlich zu verwerfen. Zumal weder *Judicarites* noch *Paraceratites* im Tiefengraben auftreten. Warum KOZUR 1973a (S. 8f.) dann die Illyrbasis richtigerweise mit dem Einsetzen von *Judicarites* und *Paraceratites* definiert, das „Cephalopodenniveau des Tiefengraben“ aber trotz Fehlens dieser Gattungen ins Illyr stellt, ist unklar (vgl. auch TATZREITER & VÖRÖS 1991, 251). Es zeigt sich somit wieder einmal mehr, daß vorwiegend auf Literaturvergleiche und -Analysen aufgebaute Parallelisierungsversuche ohne eigene feinstratigraphische Geländeuntersuchungen in Verbindung mit taxonomischen Revisionen nicht zielführend sein können.

### 3.3. Großstanglau

TRAUTH machte 1948 (S. 74) zwei Steinbrüche beim Gehöft Großstanglau (Abb. 1, 5) in der Nähe von Göstling (Niederösterreich) bekannt, in denen Bauquader aus Reiflinger Kalk für den Wasserleitungsbau gewonnen wurden. In dem „älteren“ oder „größeren“ Groß-Stanglauer Bruch TRAUTH'S



Abb. 5: Der Steinbruch Großstanglau bei Göstling im Jahre 2001. Der weiße Rahmen zeigt die ungefähre Lage.

Fig. 5: The classical quarry Großstanglau near Göstling in 2001, Lower Austria. The white frame marks the approximate position.

stehen nach heutiger Anschauung keine Reiflinger, sondern Kalke vom Gutensteiner Typus an, die ihrer Fauna und Fazies nach direkt mit dem Fundpunkt Rahnbauerkogel verglichen werden müssen. Die Mächtigkeiten sind allerdings erheblich größer wie auch die Dimensionen der Hornsteinkonkretionen. Auch hier werden die Hauptfossilbänke von einem Knollenkalkbereich unterlagert. Der Steinbruch liegt Luftlinie ca. 23 km NE von Großreifling.

Im Laufe der letzten Jahre wurde der Steinbruch Großstanglau mehrmals besucht und vermessen, von dem TRAUTH (1948, 74) einige Balatoniten der *egregius*-Gruppe beschreibt (*Balatonites armiger*, *B. cf. balatonicus*, *B. diffissus*, *B. egregius*, *B. cf. egregius*, *B. cf. jubilans*, *B. sp.*). Über die stratigraphische Stellung dieser Fauna sagt TRAUTH (l.c.) Seite 74: „...liegen hier also offenbar „Balatoniten-Schichten“ des älteren „anisischen“ Reiflingerkaltes vor“, TRAUTH meint damit das „Rahnbauerkogel-Niveau“.

Das von TRAUTH (loc. cit) publizierte Fossilmaterial befindet sich heute im „Wasserleitungs Museum“ in Wildalpen (Steiermark) und wurde vom Autor untersucht. Darunter befinden sich 10 Balatoniten. Von diesen ist nur einer flachgedrückt und hat eine zarte und dichte Berippung wie der „echte“ *B. egregius*. Die restlichen neun sind grob bis sehr grob berippte, plumpe Formen mit zum Teil sehr breiten Intercostalfurchen. Der Rippenverlauf ist streng gerade, recti- bis leicht prorsiradiat, der Windungsquerschnitt meist subquadratisch aber auch hochrechteckig, der Venter oft stark abgeflacht und breit. Darüberhinaus liegt noch ein Abdruck vor, der besonders kräftige und lange Flankenstachel aufweist. Dieses Exemplar zeigt in der Form der sehr weitstehenden radiaten Rippen mit zugeschärftem Rippenprofil und der plumpen Gehäuseform Ähnlichkeit mit dem *B. ottonis* aus dem deutschen Muschelkalk.

Bei meiner Profilaufnahme in Großstanglau konnten zwei fossilführende Bereiche im Hangenden der Knollenkalke, die hier ca. 7,5 Meter mächtig sind, festgestellt werden. Der erste bei knapp 3 Metern, der zweite etwa 9,5 Meter über der höchsten Knollenkalklage.

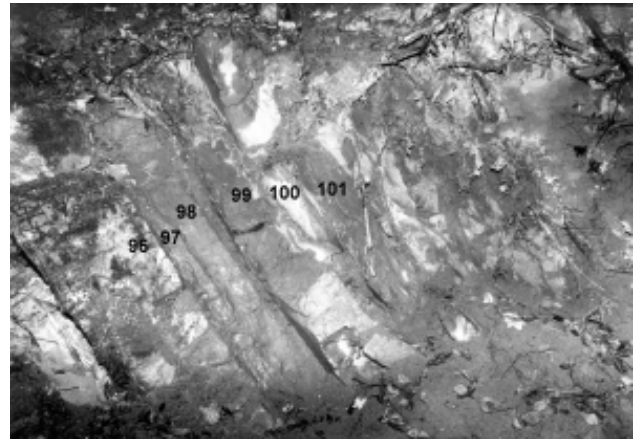


In dem ungestörten Schichtpaket konnte ein Profil von ungefähr 31 Metern Länge aufgenommen werden (Abb. 8). Es beginnt im SE Flügel außerhalb des eigentlichen Steinbruches mit einem ca. 7 Meter mächtigem Paket leicht knolliger bis welligschichtiger, aber auch ebenflächiger, graubrauner, zum Teil leicht bituminöser Kalke mit Bankmächtigkeiten von 5 bis fast 100 Zentimeter. Einzelne Schichten weisen Hornsteinkonkretionen und einen erhöhten Bitumengehalt auf, der sich in Form von flüssigem Bitumen an den Klüften manifestiert. Die Bänke, vor allem mit Mächtigkeiten über 40 cm besitzen eine Internbankung von 3 bis 8 cm auf. Darüber folgt ein Stoß ebenflächiger, graubrauner, stückiger, bitumenfreier „Gutensteiner Kalk“ von ca. 4 Metern Mächtigkeit. Über diesem setzen die eigentlichen Knollenkalk von ca. 7 m Mächtigkeit ein (Abb. 6). Die Bankstärke schwankt zwischen 4 und 110 Zentimetern. Den Abschluß des Knollenkalkpaketes bildet eine 40 cm mächtige Bank (STA 30) eines mittelgrauen, leicht bituminösen, splittrigen Knollenkalkes mit Kalzitadern. Darüber folgen ca. 15 Meter eben- bis welligflächige, ± bituminöse Kalke vom Gutensteiner Typus ähnlich wie im Tiefengrabenprofil. In den ersten 2 Metern über dem Knollenkalk sind Hornsteinkonkretionen überaus häufig, z. T. bedecken sie als ca. 1 cm große kugelige Aggregate die ganze Schichtoberfläche, aber auch darüber sind immer wieder Bereiche (Bänke) mit Hornsteinkonkretionen. Gegen Hangend dieses Schichtstoßes nehmen die mergelig, schiefrigen Zwischenlagen an Häufigkeit zu, sie erreichen Mächtigkeiten bis zu 8 Zentimeter.

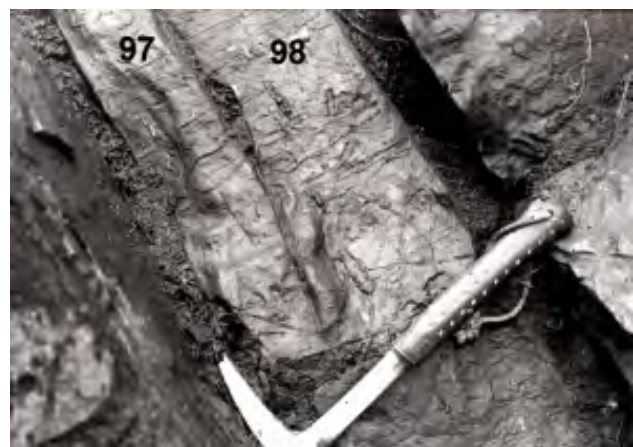
Ein erster Ammonitenhorizont, ca. 3 Meter über dem Knollenkalkbereich, wurde in der Schicht STA 56 mit *Balatonites* entdeckt. Die Hauptfossilführung ist aber in den Bänken STA 98 bis STA 101 dieses „Gutensteiner Kalk“-Bereiches, ca. 9,5 Meter über der höchsten Knollenkalklage (Abb. 7).

Das Profil endet mit der Schicht STA 103 im NW Flügel des Steinbruches Überdeckung.

Kennt man die Situation im Tiefengraben, so läßt sich auch hier das Profil bis zu den Unteren Reiflinger Kalken nachvollziehen. Steigt man nämlich von der Schicht STA 103 in N Richtung über die Wiese hangaufwärts, so erreicht man in der Nähe des Waldrandes eine zuerst ± hangparallele,



a



b

Abb. 7: Detailansichten des Hauptfossilführungsgebietes. a: Schichten 96 bis 101, b: Schichten 97 und 98 mit Ammonitenquerschnitten (*Balatonites* sp.).

Fig. 7: Close up of the main fossiliferous sector. a: beds 96 to 101, b: beds 97 and 98 with ammonite cross-sections (*Balatonites* sp.).

dann leicht nach NE abwärtsführende Forststraße, an der die oberen „Gutensteiner Kalke“ mit ihren charakteristischen



Abb. 6: Übersichtsfoto des Steinbruches Großstangelau. Mit K ist eine Schichtoberfläche des Knollenkalkbereiches bezeichnet. Ganz rechts im Bild Schicht 100.

Fig. 6: Over-view of the quarry Großstangelau. K marks a bed-surface of the Knollenkalk. At the far right of the foto bed 100 is exposed.

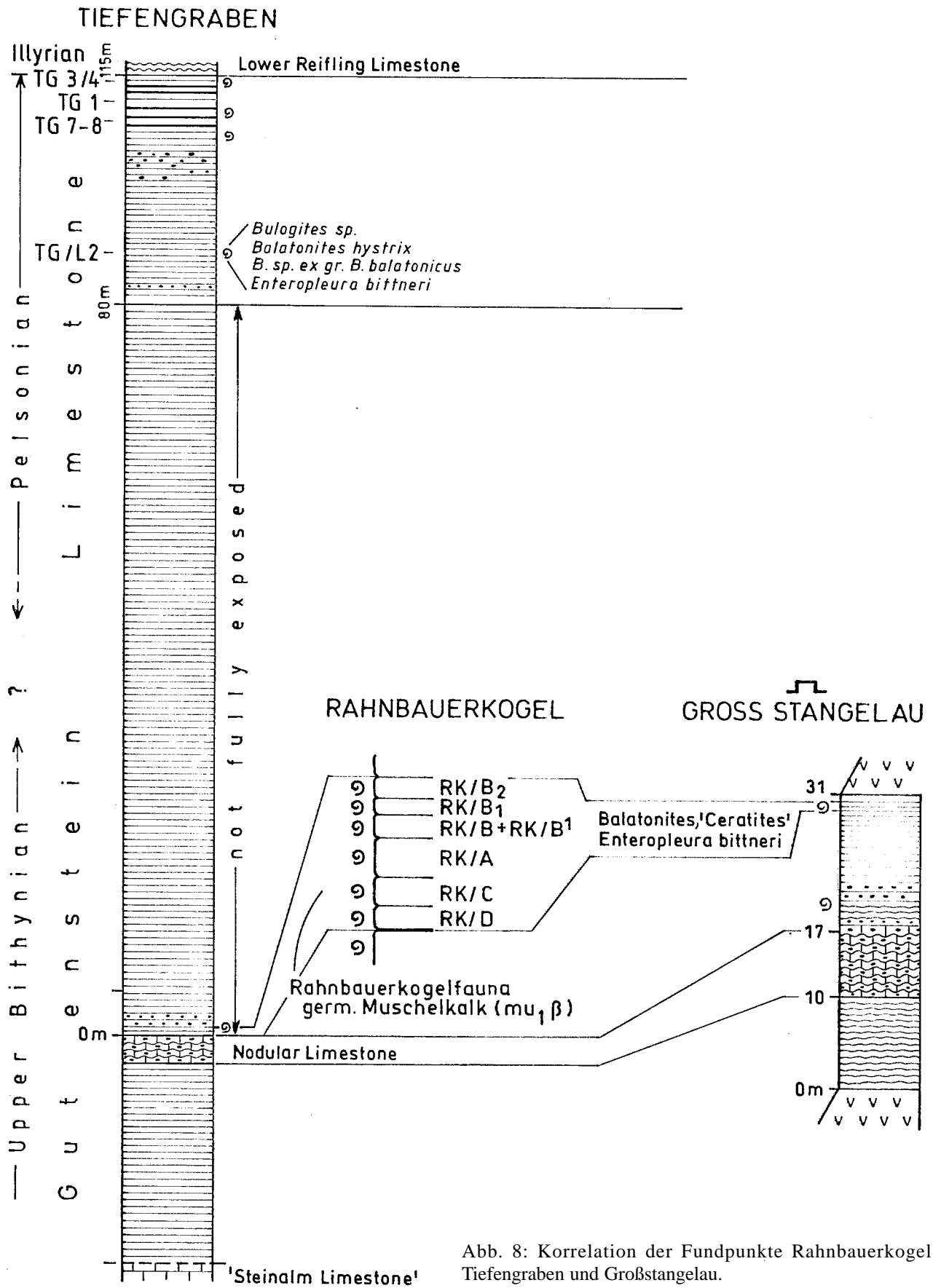
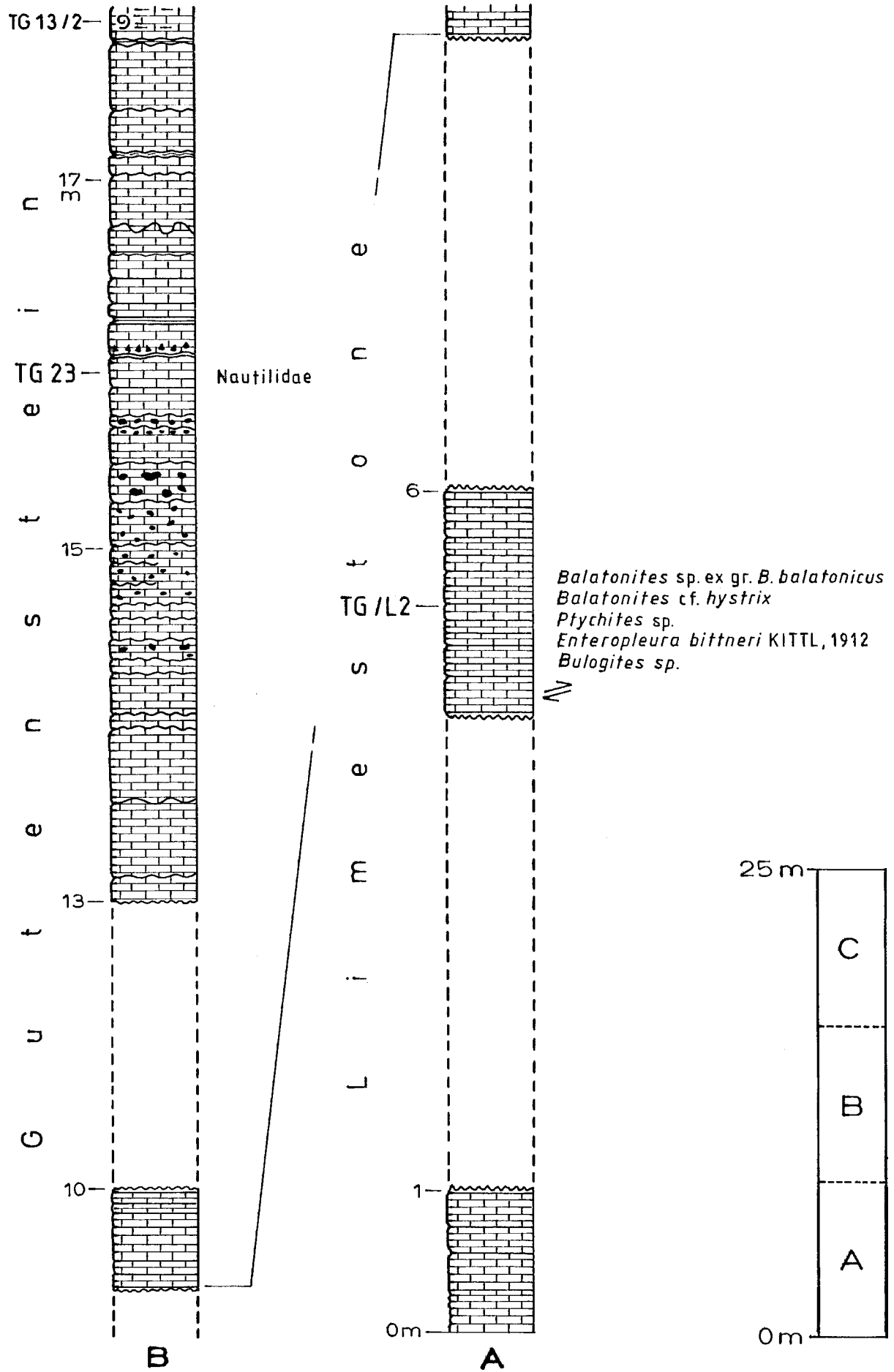
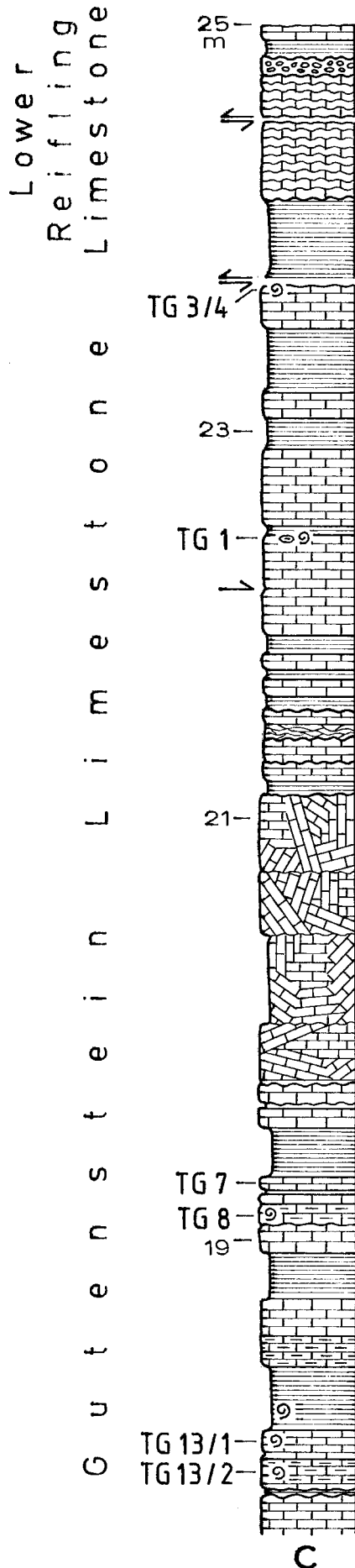


Abb. 8: Korrelation der Fundpunkte Rahnbauerkogel, Tiefengraben und Großstangellau.

Fig. 8: Correlation of the localities Rahnbauerkogel, Tiefengraben and Großstangellau.





**TG 1**

- Acrochordiceras* cf. *carolinae*
- Acrochordiceras undatum* ARTHABER, 1896
- Bulogites mojsvari*
- Bulogites* sp.
- Ceratites* sp. (sensu *C. binodosus* ARTHABER, 1896)
- ? *Gymnites*
- Norites* sp. (? *Proavites*)
- Ptychites* sp.
- Piarorhynchella trinodosi* (BITTNER, 1890)

**TG 3/4**

- Bulogites* cf. *gosaviensis*
- Bulogites mojsvari* (ARTHABER, 1896)

**TG 7-8**

**Cephalopoda:**

- Acrochordiceras erucosum* ARTHABER, 1896
- Acrochordiceras* sp.
- Balatonites* cf. *balatonicus* (sensu ARTHABER, 1896)
- Balatonites hystrix* ARTHABER, 1896
- Bulogites* sp.
- ? *Ceratitidae*
- Discoptychites* cf. *suttneri* (MOJSISOVICS, 1882)
- Monophyllites* cf. *sphaerophyllus* (HAUER, 1850)
- Norites* cf. *falcatus*
- ? *Phillipites erasmi* (MOJSISOVICS, 1882)
- Proarcestes* sp.
- ? *Proavites*
- Ptychites* aff. *opulentus*
- ? *Ptychospaerites globulus* (ARTHABER, 1896)
- ,*Reiflingites*' *altecostatus* (ARTHABER, 1896)
- Sageceras* sp.
- ? *Schreyerites abichi* (MOJSISOVICS, 1882)
- Nautiliden

**Begleitfauna:**

- Piarorhynchella trinodosi* (BITTNER, 1890)
- Gastropoden
- Bivalven
- Flossenstachel

**TG 13/1**

**'Brachiopodenbank'**

- Acrochordiceras* sp.
- ,*Ceratites*' sp.
- Norites* sp.
- ? *Proavites* sp.
- ,*Beyrichitidae*'
- Piarorhynchella trinodosi* (BITTNER, 1890)
- Gastropoden
- Bivalven

**TG 13/2**

- Acrochordiceras* sp.
- ,*Ceratites*' sp.
- Discoptychites* cf. *suttneri* (MOJSISOVICS, 1882)

Mergel- bzw. Kalkschieferlagen teilweise aufgeschlossen sind. Folgt man der Straße nach NE kann man auch hier das Einsetzen der Reiflinger Knollenkalke nach einem Bereich ebenflächiger Kalke mit vermehrten Schieferzwischenlagen beobachten. Die Mächtigkeiten sind, wie bereits erwähnt generell größer als im Tiefengraben.

Bei einer Aufsammlung für das Niederösterreichische Landesmuseum im Jahre 2000 wurde eine aus ca. 70 Exemplaren bestehende Ammonitenfauna gewonnen, in der die Balatoniten der *egregius*-Gruppe überwiegen. Einige Exemplare zeigen aber auch den „*ottonis*“-Typus mit sehr weit stehenden, groben Rippen, wie sie sich auch in der TRAUTH'schen Sammlung finden. Als Novum für Großstanglau steht der Fund eines großen Ceratitiden. Wie auch am Rahnbauerkogel, kommt *Acrochordiceras* nur als untergeordnetes Faunenelement vor und auch *Enteropleura bittneri* KITTL 1912 ist hier nur äußerst selten zu finden.

Die gleiche Situation, mit den vermehrt auftretenden, Mergellagen zwischen den bis zu 30 cm mächtigen, ebenflächigen Kalkbänken kurz vor dem Einsetzen der Reiflinger Knollenkalke, ist auch in dem Steinbruch Ägidigraben bei Neuhaus unweit von Weißenbach an der Triesting (vgl. KRISTIN & LEIN 1996, 6; SAUER, SEIFERT & WESSELY 1992, festzustellen. Auch in diesem Steinbruch spiegelt das aufgenommene Profil die gleiche Situation wie im Tiefengraben wider, nur das hier sogar noch unter der Knollenkalklage der tiefen Gutensteiner Kalke Bänke mit Ammoniten (*Acrochordiceras*, „*Celtites*“) zu finden sind.

#### 4. Ergebnisse

Abgesehen von GESSNER (1963, 30f., 82; 1964, 707), der Zeitgleichheit annahm, wurde seit ARTHABER die Tiefengraben Fauna jünger als die Rahnbauerkogel Fauna eingestuft. Die stratigraphische Distanz zwischen beiden wurde dabei von allen Autoren nach ARTHABER, der sie (1896b, 194) als „deutlich“ bezeichnete, zum Teil vermutlich mangels eigener genauer Geländebefunde bzw. Kartierung, bis in allerneueste Zeit als gering angesehen. GASCHE (1938) gebührt das Verdienst, als Erster erkannt zu haben, daß Schichten, die Fossilien des Rahnbauerkogel-Niveaus (*Balatonites* cfr. *balatonicus* [= *B. egregius*] und *Enteropleura bittneri*) enthalten - er spricht dabei von Gutensteiner Kalk - in das Unteranis („Hydasp“ 1938, 211) zu stellen seien. Dieser Befund gründet sich auf die Auffindung obgenannter Balatonites in einer stratigraphisch sehr tiefen Position in einem Profil im Hauergraben nw von Grünau im Almtal. Leider irrte GASCHE (1938, 212), als er meinte, daß gerade *B. balatonicus* sowohl am Rahnbauerkogel als auch im Tiefengraben auftritt. Dabei hat ARTHABER (1896, 196) dezidiert festgestellt, daß gerade dieser Ammonit am Rahnbauerkogel fehlt. Hätte GASCHE das bedacht, hätte er vielleicht sogar seinen Ammoniten aus dem Hauergraben richtig als *B. egregius* bestimmt und auch die Rahnbauerkogel-Fauna ins Unteranis und nicht wie Seite 215 und 216 ins Pelson oder sogar noch Unterillyr gestellt. Das Zusammenvorkommen von *B. egregius* mit *Enteropleura bittneri* auf der selben Schichtplatte schließt „Tiefengrabbenniveau“ im alten Sinne ohnehin aus.

WAGNER (1970, 133) stellt den Steinbruch Großstanglau und einen neuen Fundpunkt an der Mündung des Seibertsbaches in den Hagenbach in ein tiefes Niveau im Anis und verweist dabei ausdrücklich auf GASCHE's „hydaspischen“ Fund aus dem Hauergraben. WAGNER hatte vermutlich durch die vielen Profilaufnahmen und genaueste Geländekenntnisse ein untrügliches Gefühl für die stratigraphische Position. Leider fehlten im genaue Faunenbearbeitungen.

1991 (S. 41) stellt KRISTYN das Rahnbauerkogel Niveau noch in den Hangenteil des Gutensteiner Kalkes. Wenn es sich bei dieser Fundstelle auch nicht um typische Gutensteiner Kalke handelt (vgl. im Gegensatz dazu SUMMESBERGER & WAGNER 1971, 351f.), so muß jedoch aufgrund eigener Kartierung und Profilaufnahmen und Interpretation der Ergebnisse GESSNER's (1963) der Fundpunkt Rahnbauerkogel in den unteren Teil des Gutensteiner Kalk Komplexes gestellt werden. Diese Ergebnisse decken sich ausgezeichnet mit der von SUMMESBERGER & WAGNER (1972) im Profil bei Meter 50 angegebenen Knollenkalklage. Von denselben Autoren wurde ja auch vom Rahnbauerkogel eine direkt das Hauptfossilager unterlagernde Knollenkalklage beschrieben (S. 525).

KOZUR (1974a, 169) schreibt von Schichten des germanischen Beckens „die nach ihren Conodontenfaunen eindeutig älter sind als die Rahnbauerkogelfauna“, aber mehrere *Balatonites*-Arten mit der Rahnbauerkogelfauna gemeinsam haben (vgl. auch KOZUR 1975, 60) und darüber hinaus noch *Acrochordiceras damesi* beinhalten. Weiters wird vom Auftreten des „rein unteranisischen“ *Noetlingites strombecki* in diesen Schichten berichtet. KOZUR folgert daraus eine unteranisisch/pelsonische Ammonitenmischfauna, während die Conodontenfauna mit *Neospathodus germanicus* aber ohne *Neospathodus kockeli* für ihn völlig von der pelsonischen abweicht und der Varium-Zone zuzuordnen sei. Nun finden sich *Neospathodus germanicus* in meinen Proben auch nur am Rahnbauerkogel und *N. kockeli* ist auf Schichten des Tiefengrabenprofils beschränkt. Von dem sensationellen Fund eines *Noetlingites strombecki* am Rahnbauerkogel wurde bereits weiter oben berichtet. Somit ist sowohl von den Ammoniten als auch von den Conodonten für den „Ammonitenhorizont“ des Rahnbauerkogel endlich eindeutig hohes unteranisisches Alter, Bithynium (sensu ASSERETO 1974) nachgewiesen. Damit sind auch die immer wieder berichtete Eigenständigkeit (ASSERETO 1971, 45) der „Rahnbauerkogelfauna“ und die damit verbundenen Korrelationsprobleme leicht erklärbar.

In Gegensatz zu meinen Ergebnissen stehen MIETTO & MANFRIN (1995, 546ff.) die *Noetlingites* aus dem mittleren Pelson (*Balatonicus* Subzone) beschreiben. Für diese Subzone wird eine Ammonitenfauna angegeben deren Elemente eine sehr große Reichweite widerspiegeln. So werden zum Beispiel Balatoniten in dieser Subzone untergebracht, die den unterschiedlichsten Niveaus entstammen und deren stratigraphische Stellung zu einander zum Teil bis heute nicht gesichert ist. Eine moderne Revision dieser Balatoniten ist unumgänglich, um deren artliche Zugehörigkeit zu klären. Meines Erachtens eignet sich zur Zeit *Balatonites* weltweit nicht für eine feinstratigraphische Korrelation, weil über die artliche Zugehörigkeit, der oft nur als Einzelfunde vorliegenden Exemplare keine Sicherheit besteht. Eine weitere Schwierigkeit der Korrelation vermute ich weiters

darin, daß sich die einzelnen Balatonitenfaunen in  $\pm$  kleinen, gegeneinander abgegrenzten Lebensräumen (?Becken) relativ selbständig entwickelten und daher auch in der Gehäusemorphologie  $\pm$  stark von einander abweichen. KAIM & NIEDZWIEDSKI (1999, 109) vermuten daher ganz zu Recht, daß es sich bei den schlesischen Balatoniten der Gruppe um *B. ottonis* um eine eigene Biospezies handeln muß. Aber auch die andere Gruppe, bisher mit dem tethyalen *B. egregius* verglichen, sollte nach neuerer Erfahrung ebenfalls eine eigene Art sein, die zwischen *B. egregius* und *B. balatonicus* steht.

## 5. Systematische Beschreibung

### Genus *Noetlingites* HYATT 1900

Typusart: *Ammonites strombecki* GRIEPENKERL 1860

### *Noetlingites strombecki* (GRIEPENKERL 1860)

Abb. 9, 10

° 1860 *Ammonites Strombecki* . - GRIEPENKERL, S. 167, Taf. 7.

1880 *Ammonites (Cer.) Strombecki* GRIEP. - NOETLING, S. 333.

? 1906 *Hungarites strombeckii* Griepenkerl. - FRIETSCH.

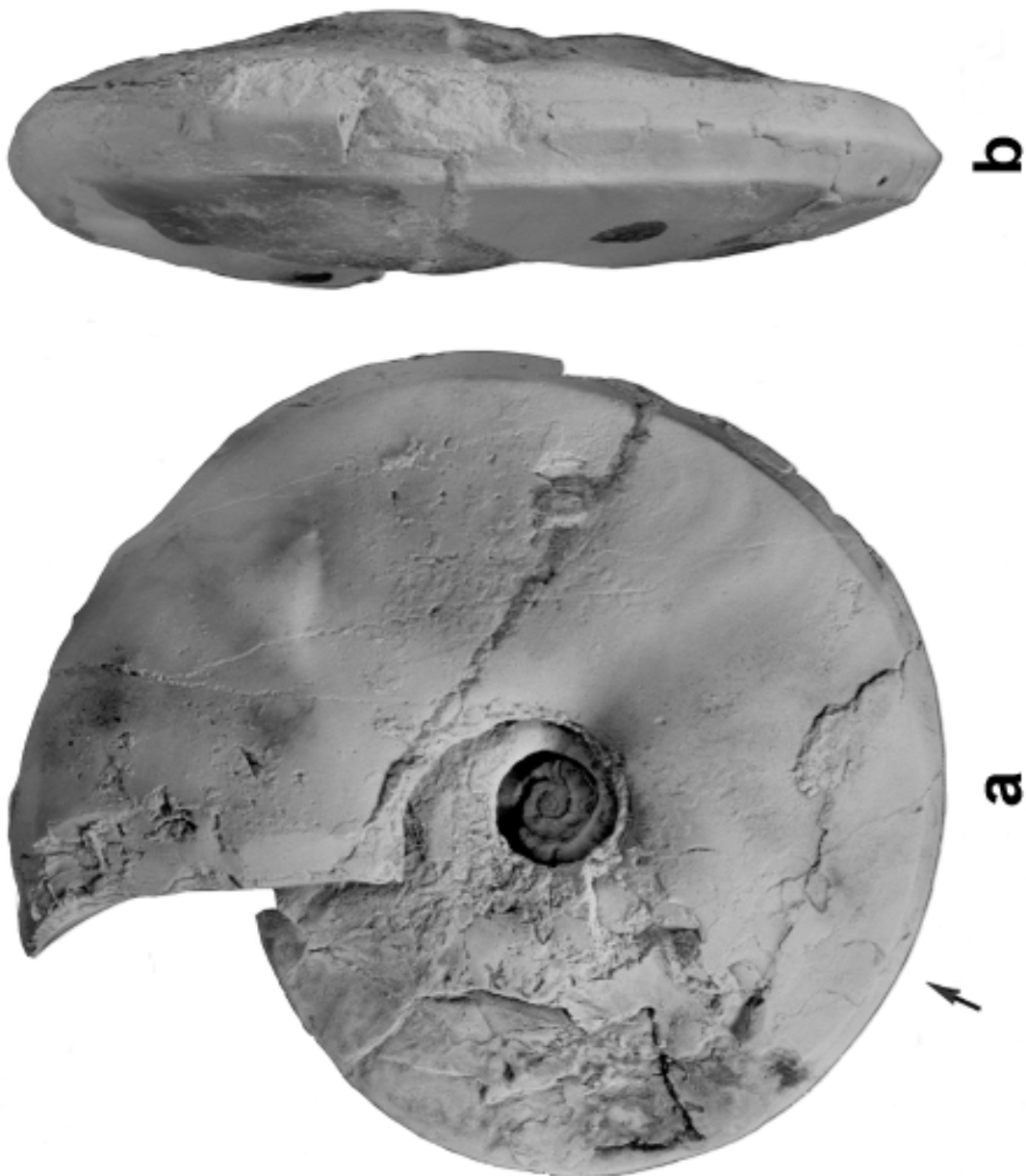


Abb. 9: *Noetlingites strombecki* (GRIEPENKERL 1860) vom Rahnbauerkogel, aus der Privatsammlung SCHÜSSLER (Leoben). a) Lateral-, b) Ventralansicht, der Pfeil markiert das Phragmokonenende. Natürliche Größe (130 mm).

Fig. 9: *Noetlingites strombecki* (GRIEPENKERL, 1860) from Rahnbauerkogel, private collection of Mr. L. SCHÜSSLER (Leoben, Styria), a) lateral-, b) ventral-view, arrow indicates apical end of the living-chamber, actual size (130 mm).

Sammlung	DM	WH	h	WB	b	NW	w	WB/WH	WKL
Holotypus	84	41	0,49		0,25	7	0,17	0,51	5/8
Schüssler	130	57,4	0,44	7	0,27	9	0,22	0,60	1/2

Tab. 1: Abkürzungen: DM: Durchmesser, WH: Windungshöhe, h: relative Windungshöhe, WB: Windungsbreite, b: relative Windungsbreite, NW: Nabelweite, w: relative Nabelweite, WB/WH: Windungsbreite durch Windungshöhe, WKL: Anteil der erhaltenen Wohnkammer in Bezug auf den letzten Umgang.

- 1915 *Hungarites Strombecki* GRIEP. sp. - RASSMUSS; S. 287.  
 1916 *Hungarites Strombecki* Griepenkerl. - HOLDEFLEISS; S. 20.  
 1932 *Hungarites Strombecki* Griepk. - CLAUS, S. 40.  
 \*1959 *Hungarites strombecki* GRIEPENKERL. - ROTHE, S. 66, Abb., 2.  
 \*1977 *Hungarites strombecki* GRIEPENKERL. - KELBER, Abb. 2, 3.

**Holotypus monotypicus:** Original zu GRIEPENKERL 1860 Taf. 7, Fig. 1-3.

**Locus typicus:** Nauerberg (Braunschweig)

**Stratum typicum:** Unterster Wellenkalk

**Material:** Ein annähernd vollständiges Steinkernexemplar mit Schalenresten (Privatsammlung SCHÜSSLER, Leoben, Steiermark)

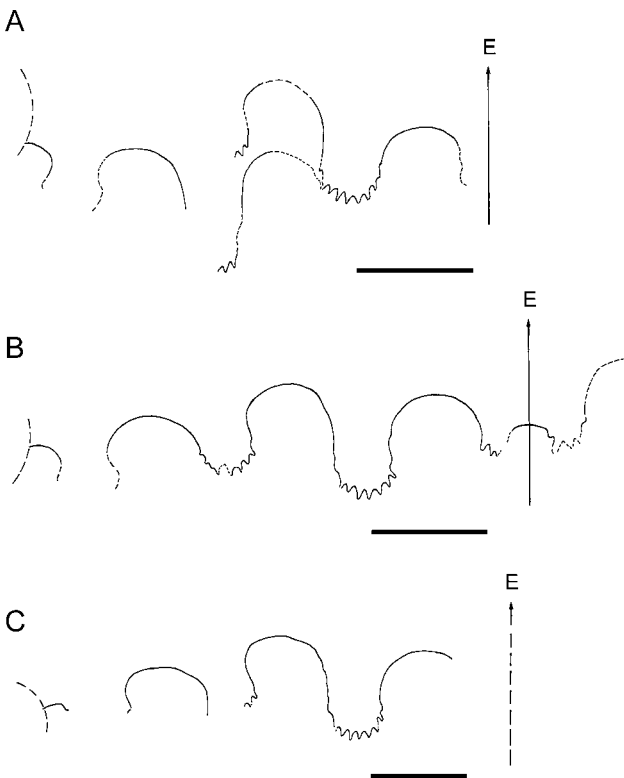


Abb. 10: Lobenlinien von *Noetlingites strombecki*, Fundpunkt Rahnbauerkogel (coll. SCHÜSSLER), Windungshöhe a: 53 mm, b: 53 mm, c, 45 mm, Maßbalken 10 mm.

Fig. 10: Suture line of *Noetlingites strombecki* from the locality Rahnbauerkogel (coll. SCHÜSSLER) whorl height a: 53 mm, b: 53 mm, c, 45 mm, scale 10 mm.

**Beschreibung:** Im Gegensatz zu GRIEPENKERL's Exemplar sind bei dem vorliegenden die Innenwindungen erhalten, weshalb einige Ergänzungen angebracht werden können.

Ab etwa 13 mm Durchmesser sind wulstige, rectiradiare rippenförmige Auftreibungen sichtbar, die sich mit gleichbreiten, tiefen, gerundeten Intercostalrücken abwechseln. Ab ca. 22 mm Durchmesser beginnen die Auftreibungen immer weiter auseinanderzutreten und zu verflachen. Nur einzelne entwickeln sich zu drahtförmigen, relativ niedrigen Rippen, die auch die Nabelwand bedecken. Die Intercostalräume verflachen dabei zunehmend und etwa einen bis einen halben Umgang vor Phragmokonde entwickelt sich dann die nur Rippenstümpfe tragende, in großen Abständen Einschnürungen aufweisende "Skulptur" der Wohnkammer. Die letzten 3/8 des Phragmokons sind flachgedrückt, wobei jedoch die zwei letzten und eine teilweise gebildete Lobenlinie erhalten blieben. Deutlich ist die Lobendrängung erkennbar.

Die Nabelwand, mit einer gerundeten Kante, ist zeitlebens sehr stark überhängend. Schalenreste in diesem Bereich weisen eine ungewöhnliche Dicke auf.

Von der Wohnkammer sind ungefähr 5/8 Umgang erhalten. Auf ihr sind drei, sigmoidische Einschnürungen erkennbar. Die vorderste ist besonders tief und besitzt im oberen Flankendrittel eine starke apicale Ausbuchtung. In der unteren Flankenhälfte ist gerade noch eine weitstehende Spiralskulptur erkenntlich, ca. 4 bis 5 Streifen, während die obere Flankenhälfte, zur Mündung zu kräftiger werdend, mit faltenförmigen, sigmoidischen Rippenstümpfen bedeckt ist.

**Bemerkungen:** Aus der Privatsammlung des Herrn DRESSLER in Löwenberg beschreibt NOETLING (1880, 333) *N. strombecki* aus den oberen Gross-Hartmannsdorfer Schichten (= unterer schlesischer Wellenkalk) von Groß-Hartmannsdorf mit einer abweichenden Suture. Dabei soll der Ventrallobus ungezähnt und gerade den Venter übersetzen, was sicher erhaltungsbedingt ist. ARTHABER zitiert 1900 (S. 228) dieses Exemplar und vermutete, daß von diesem Stück die Lobenlinie stammt die MOJISCOVIC (1882, Taf. 61, Fig. 4) abbildete. Die Lobenlinie des Individuums aus der Sammlung SCHÜSSLER (Abb. 4) ist mit der des Holotypus' ident.

KOZUR (1974b, 170) gibt für *Noetlingites* unteranisches Alter an und betrachtet diese Gattung wie auch KAIM & NIEDZWIEDSKI (1999, 110) auf das germanische Becken beschränkt. ARTHABER (1896b, 122) erwähnt in einem ersten Bericht über den Rahnbauerkogel einen Ammoniten mit drei Kielen auf der Externseite den er zu *Hungarites* stellt. Dieses Exemplar aus der ARTHABER'schen Sammlung ist heute leider verschollen. In seiner Arbeit über das Paläozoikum der Araxes-Enge (1900) widmet ARTHABER der Systematik der

Hungaritiden breitesten Raum und geht Seite 227 nochmals auf das oben erwähnte Exemplar ein. Im Anschluß an die Besprechung dieses Exemplares stellt ARTHABER auch *Noetlingites strombecki* zu *Hungarites*. Es muß daher vermutet werden, daß es sich bei dem vorhin erwähntem Stück mit den drei "Kielen" vom Rahnbauerkogel um einen Vertreter von *Noetlingites* handelt und könnte als erster Hinweis für das Auftreten dieser Gattung in Großreifling betrachtet werden.

### Dank

Die vorliegende Arbeit ist ein weiteres Teilergebnis eines dreijährigen Forschungsprojektes des "Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung in Österreich" (Projekt 7018 GEO). Herr Dr. H. SUMMESBERGER (Naturhistorisches Museum Wien) initiierte das Projekt und leitete es verständnisvoll und hilfsbereit. Die Geländearbeiten in Großreifling wurden großzügig vom Naturhistorischen Museum Wien unterstützt. Die Österreichische Akademie der Wissenschaften förderte das Projekt durch einen Zuschuß aus den Mitteln der Suess-Erbschaft.

Von allen Personen und Institutionen denen in der in Vorbereitung befindlichen Monographie über die Großreiflinger Ammonitenfaunen gedankt werden wird, muß eines Mannes hier besonders gedacht werden. Es ist dies der damalige Bezirkshauptförster Herr Ing. Lambert SCHÜSSLER, der in bereitwilligsterweise seine Privatsammlung zugänglich machte und das Unikat des *Noetlingites strombecki* bedenkenlos zur Bearbeitung überließ. Es ist dies wahrhaft ein Musterbeispiel wie Privatsammler und Wissenschaft zusammenarbeiten können. Die Fotos wurden von Frau Alice Schumacher (Naturhist. Mus. Wien) in gewohnter Qualität angefertigt.

### Literatur

- ARTHABER, G.V. (1896a): Die Cephalopodenfauna der Reiflinger Kalke. - Beitr. Paläont. Geol. Österr. Ungarn Orient, **10**: I. Abt., 1-112, Abb. 1-10, Taf. 1-10, Wien.
- ARTHABER, G.V. (1896b): Die Cephalopodenfauna der Reiflinger Kalke. II. Abtheilung: Die Fauna des Fundortes „Rahnbauerkogel“ - Beitr. Paläont. Geol. Österr. Ungarn Orient, **10**: 192-242, Abb. 11, 12, Taf. 23-27, Wien.
- ARTHABER, G.V. (1896c): Einige Bemerkungen über die Fauna der Reiflinger Kalke. - Verh. Geol. Reichsanst. Wien, 1896/3, 120-126, Wien.
- ARTHABER G.V. (1900): Das jüngere Paläozoicum aus der Araxes-Enge bei Djulfa. - (In: FRECH, F. & ARTHABER, G.V.: Über das Paläozoicum in Hocharmenien und Persien), Beitr. Paläont. Geol. Österr.-Ungarn Orient, **12/4**: 206-302, Abb. 47, 48, 50, Taf. 18-22, Wien.
- ARTHABER, G.V. (1903): Neue Funde in den Werfener Schichten des südlichen Bakony. - (In: Result. wiss. Erforsch. Balatonsee), **1**, Teil 1, Anh. Palaeont. Umgebung Balatonsee, 1-26, 2 Taf., Budapest.
- ARTHABER, G.V. (1906): Die alpine Trias des Mediterran - Gebietes. - (In: FRECH, F. (Ed.): *Lethea geognostica* II. Teil. Mesozoicum), **1**: 223-475, zahlr. Abb., 6 Tab., Taf. 34-60, Stuttgart.
- ASSERETO, R. (1971): Die *Binodosus*-Zone. Ein Jahrhundert wissenschaftlicher Gegensätze. - Sitzber. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturwiss. Kl., Abt. I, **179** (1970): 25-53, 5 Abb., Wien.
- ARTHABER, G.V. (1911): Neue Funde in den Werfener Schichten und im Muschelkalke des südlichen Bakony und Revision der Cephalopenfauna des Muschelkalkes. - In: Result. wiss. Erforsch. Balatonsee, 1, 2. Teil, Anh. Palaeontologie der Umgebung des Balatonsees, **3**: 1-26, Wien.
- ASSERETO, R. (1974): Aegean and Bithynian: Proposal for Two New Anisian Substages. - Schriftenr. Erdwiss. Komm. Österr. Akad. Wiss., **2**: 23-39, 8 Abb., Wien.
- BITTNER, A. (1882): Neue Petrefactenfundorte im Lias und in der Trias der Salzburger Alpen. - Verh. geol. Reichsanst. Wien, 1882/15, 16: 317-319, Wien.
- BITTNER, A. (1884): Geologische Verhältnisse der Umgebung von Gross-Reifling a.d. Enns. - Verh. Geol. R.-A., **1884/3**: 260-262, Wien.
- BUCHER, H. (1992): Ammonoids of the Shoshonensis Zone (Middle Anisian, Middle Triassic) from Northwestern Nevada (USA). - Jb. Geol. Bundesanst. Wien, **135/2**: 425-465, 28 Abb., 11 Taf., Wien.
- CLAUS, H. (1932): *Hungarites strombecki* Griepk. im Jenaer Muschelkalk. - 70.-75. Jber. Ges. Freund. Naturwiss. Gera, (1927-1932), 40-43, Gera.
- ECK, H. (1865): Ueber die Formationen des bunten Sandsteins und des Muschelkalks in Oberschlesien und ihre Versteinerungen. - 1-148, 2 Taf., Berlin (R. Friedländer & Sohn).
- FRITSCH, K.V. (1906): Beitrag zur Kenntnis der Tierwelt der deutschen Trias. - Abh. naturf. Ges. Halle, **24** (1901-1906): 217-285, Gera.
- GASCHE, E. (1938): Cephalopoden aus dem Hydasp (der untersten Mitteltrias) der Nördlichen Kalkalpen Österreichs. - Zbl. Min. Geol. Paläont., Abt. B, **6**: 207-224, Stuttgart.
- GESSNER, D. (1963): Stratigraphisch-paläontologische Untersuchungen in den Reiflinger Kalken an der Typlokalität Großreifling (Enns). - 1-183, 17 Abb., Graz (Unpubl. Diss. Univ. Graz).
- GESSNER, D. (1964): Gliederung der Reiflingerkalke an der Typlokalität Großreifling a. d. Enns (Nördliche Kalkalpen). - Z. dt. geol. Ges. (1966/67), **116**: 296-708, 5 Tab., 2 Taf., Hannover.
- GRIEPENKERL, O. (1860): Eine neue Ceratiten-Form aus dem untersten Wellenkalke. - Z. dt. geol. Ges., **12**: 161-167, Taf. 7, Berlin.
- GU, Q., HE, G. & WANG, Y. (1980): Discovery of the Late Anisian *Paraceratites trinodosus* Fauna (Ammonoidea) from Doilungdequen, Tibet and its Significance. - Acta Paleont. Sinica, **19/5**: 343-356, 3 Taf., 9 Abb., Peking (in chin. Sprache).
- HOHENEGGER, J. & TATZREITER, F. (1992): Morphometric methods in determination of ammonite species, exemplified through *Balatonites* shells (Middle Triassic). - Jour. Paleont., **66/5**: 801-816, 20 Abb., Tulsa.
- HOLDEFLEISS, G. (1916): Das Triasvorkommen von Groß-Hartmannsdorf in Niederschlesien. - 93. (1915) Jahresber. Schles. Ges. vaterländ. Cult., Sekt. Geol., Geogr., Berg- u. Hüttenw., **1**: 1-23, Breslau.
- KAIM, A. & NIEDZWIEDSKI (1999): Middle Triassic ammonoids from Silesia, Poland. Acta Palaeont. Polon., **44**: No. 1, 93-115, 12 Abb., Warszawa.
- KELBER, K.-P. (1977): *Hungarites strombecki* GRIEPENKERL aus dem mainfränkischen Wellenkalk. - Aufschluß, **28**: 145-149, 3 Abb., Heidelberg.
- KOVÁCS, S., NICORA, A., SZABO, I. & BALINI, M. (1990): Conodont Biostratigraphy of Anisian/Ladinian Boundary Sections in the Balaton Upland (Hungary) and in the Southern Alps (Italy). - Courier Forsch.Inst. Senckenberg, **118**: 171-195, 16 Abb., 1 Tab., 3 Taf., Frankfurt/Main.
- KOZUR, H. (1972): Vorläufige Mitteilung zur Parallelisierung der germanischen und tethyalen Trias sowie einige Bemerkungen zur Stufen- und Unterstufengliederung der Trias. - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud., **21**: 361-412, Innsbruck.
- KOZUR, H. (1973a): Beiträge zur Stratigraphie und Paläontologie der Trias. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **3**: 1-30, 1 Abb., 2



- Tab., 3 Taf., Innsbruck.
- KOZUR, H. (1973b): Faunenprovinzen in der Trias und ihre Bedeutung für die Klärung der Paläogeographie. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, **3/8**: 1-41, Innsbruck.
- KOZUR, H. (1974a): Probleme der Triasgliederung und Parallelisierung der germanischen und tethyalen Trias. Teil I: Abgrenzung und Gliederung der Trias. - Freiburger Forschungsh. C 298: 139-197, 2 Tab., Leipzig.
- KOZUR, H. (1974b): Biostratigraphie der germanischen Mitteltrias. - Freiburger Forschungshefte C 280, Teil 2, 1-71, Leipzig.
- KOZUR, H. (1975): Probleme der Triasgliederung und Parallelisierung der germanischen und tethyalen Trias. Teil II: Anschluß der germanischen Trias an die internationale Triasgliederung. - Freiburger Forschungsh. C 304: 51-77, 1 Tab., Leipzig.
- KRYSTYN, L. (1991): Die Fossilagerstätten der alpinen Trias. - (In: NÄGEL, D. & RABEDER, G. (Hrsg.): Exkursionen im Jungpaläozoikum und Mesozoikum Österreichs), 23-78, Abb. 4-34, Wien.
- KRYSTYN (sic!), L. & LEIN, -R. (1996): Triassische Becken- und Plattformsedimente der östlichen Kalkalpen. - In: Exkursionsführ. Sediment 96, 11. Sedimentologentreff. Wien 1996, Ber. Nr. 33 Geol. Bundesanst. Wien, 1-23, 15 Abb., Wien.
- MIETTO, P. & MANFRIN, St. (1995): A high resolution Middle Triassic ammonoid standard scale in the Tethys Realm. A preliminary report. Bull. Soc. Géol. France, **166/5**: 539-563, 5 Abb., 5 Taf., Paris.
- NOETLING, F. (1880): Die Entwicklung der Trias in Niederschlesien. - Z. dt. Geol. Ges. **32**: 300-349, Taf. 13-15, Berlin.
- PIA, J. (1930): Grundbegriffe der Stratigraphie. Mit ausführlicher Anwendung auf die europäische Mitteltrias. - 1-252, 3 Abb., Leipzig u. Wien (F. Deuticke).
- RASSMUSS, H. (1915): Alpine Cephalopoden im niederschlesischen Muschelkalk. - Jb. preuss. geol. Landesanst., **34/2** (1913): 283-306, 2 Abb., Taf. 2-4, Berlin.
- ROSENBERG, G. (1952): Vorlage einer Schichtennamentabelle der Nord- und Südalpinen Mitteltrias der Ostalpen. - Mitt. Geol. Ges. Wien, **42-43**. (1949-1950): 235-247, 3 Tab., Wien.
- ROSENBERG, G. (1953): Das Profil des Rahnbauerkogels bei Großreifling. - Verh. Geol. Bundesanst. Wien, 1953/4, 233-241, 1 Abb., Wien.
- ROTHER, H.W. (1959): Ammonoideen aus dem Unteren Muschelkalk. - Der Aufschl., 10. Jg./3: 66-68, Abb., 1-4, Göttingen.
- SAUER, R., SEIFERT, P. & WESSELY, G. (1992): Guidebook to Excursions in the Vienna Basin and the Adjacent Alpine-Carpathian Trustbelt in Austria. - Mitt. österr. Geol. Ges., **85**: 1-264, 200 Abb., 7 Tab., Wien.
- SCHMIDT, M. (1907): Das Wellengebirge der Gegend von Freudenstadt. - Mitt. geol. Abt. württ. statist. Landesamt, **3**: 1-99, Stuttgart.
- STUR, D. (1871): Geologie der Steiermark. - 1-654, mehrere Abb., zahlr. Tab., 2 Taf., Graz (Geogn.-montanist. Ver.).
- SUMMESBERGER, H. & WAGNER, L. (1972): Der Stratotypus des Anis (Trias). Geologische Beschreibung des Profiles von Großreifling (Steiermark). - Ann. Naturhist. Mus. Wien, **76**: 515-538, 4 Abb., 1 Profil, 1 Taf., Wien.
- TATZREITER, F. & VÖRÖS, A. (1991): Vergleich der pelsonischen (Anis, Mitteltrias) Ammonitenfaunen von Großreifling (Nördliche Kalkalpen) und Aszófő (Balaton-Gebiet). - Jubiläumsschr. 20 Jahre Geol. Zusammenarb. Österr.-Ungarn, Teil 1, 247-259, 2 Abb., 3 Taf., Wien-Bécs.
- TRAUTH, F. (1948): Geologie des Kalkalpenbereiches der Zweiten Wiener Hochquellenleitung (Quellgebiete an und nächst der steirischen Salza und Leitungsstrecke bis Scheibbs). - Abh. Geol. Bundesanst. Wien, **26/1**: 1-99, 5 Abb., Taf. 1-12, Wien.
- URLICH, M. & MUNDLOS, R. (1985): Immigration of Cephalopods into the Germanic Muschelkalk Basin and its Influence on their Suture Line. - Lecture Notes Earth Sci., **1**: 221-236, 8 Abb., Heidelberg.
- VOLLRATH, P. (1924): Beiträge zur Stratigraphie und Paläogeographie des fränkischen Wellengebirges. - N. Jb. Mineral., Geol. Paläont., **50** (Beil.-Bd.): 120-204, Taf. 7-9, Stuttgart.
- VÖRÖS, A. (1987): Preliminary results from the Aszófő section (Middle Triassic, Balaton area, Hungary): a proposal for a new Anisian ammonoid subzonal scheme. - Fragm. Mineral. Palaeont., **13**: 53-64, 3 Abb., 3 Taf., Budapest.
- WAGNER, L. (1970): Die Entwicklung der Mitteltrias in den östlichen Kalkvoralpen im Raum zwischen Enns und Wiener Becken. - 1-202, 164 Abb., 25 Taf. (=Profile), (unpubl. Diss. Univ. Wien).

## 6. Österreichisches Sedimentologen-Treffen Seewalchen am Attersee; 03. November 2001

Organisation: Hans-Jürgen GAWLICK & Reinhard F. SACHSENHOFER

### Kurzfassungen

#### Sedimentäre Fazies der Ingering-Formation (Miozän) des Fohnsdorfer Beckens (Ostalpen)

BECHTEL, A.<sup>1</sup>, WEISS, A.<sup>1</sup>, SACHSENHOFER, R.F.<sup>1</sup>, GRUBER, W.<sup>1</sup>,  
GRATZER, R.<sup>1</sup> & PÜTTMANN, W.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Montanuniversität Leoben, Institut für Geowissenschaften,  
Peter-Tunner-Str. 5, A-8700 Leoben, Austria; <sup>2</sup>Institut für  
Mineralogie – Umweltanalytik, J.W.Goethe-Universität, Georg-  
Voigt-Str. 14, D-60054 Frankfurt a.M., Germany

Die Geochemie und Isotopie (C, O) von Cuttingproben der Bohrung Gabelhofen erlaubt die Rekonstruktion der Ablagerungsbedingungen der miozänen Ingering-Formation. Den Abschluss der liegenden Fohnsdorf-Formation bildet ein 15 m mächtiges Kohleflöz. Erhöhte Subsidenzraten führten zum Ertrinken des Moores und zur Bildung eines mehrere hundert Meter tiefen Sees, der von den mehr als 1500 m mächtigen Sedimenten der Ingering-Formation aufgefüllt wurde.

Die liegenden Feinklastika der Ingering-Formation zeichnen sich durch hohe Gehalte an organischem Kohlenstoff und Schwefel aus.  $C_{org}/S_{tot}$  Verhältnisse um 2,8 sind ein Hinweis, auf einen anhaltenden brackischen Einfluß. Hohe Wasserstoffindizes (HI) und niedrige C/N-Verhältnisse der organischen Substanz sprechen für einen signifikanten Beitrag von Algen zur Biomasse. Der Beitrag von Landpflanzen zur organischen Substanz ist geringer als in den hangenden Schichten und durch hohe Absolutgehalte von Koniferen-Biomarkern charakterisiert. Die  $\delta^{13}C$  und  $\delta^{18}O$  Werte der Kalzite lassen auf Brackwasserbedingungen schließen. Die gute Korrelation der  $\delta^{13}C - \delta^{18}O$  Daten spricht für ein geschlossenes Becken. Die  $\delta^{13}C$  Werte der organischen Substanz (-27,4 bis -25,2 ‰) sind mit einem relativ hohen Anteil von aquatischen Algen vereinbar. Ein generell gleichlaufender Trend der C-Isotopie der Karbonate und der organischen Substanz in diesem Teufbereich spricht für Bioproduktivitätszyklen als steuernden Faktor.

Zum Hangenden steigende  $C_{org}/S_{tot}$  Verhältnisse werden als Aussüßungstrend interpretiert. Niedrige HI und erhöhte C/N Verhältnisse sprechen für einen zunehmend Eintrag von Landpflanzenmaterial. Organisch geochemische Parameter weisen ebenfalls auf ein Abklingen des brackischen Einflusses und einen verminderen Anteil von Algen an der Biomasse hin. Die Flora im Sedimentationsraum wird nun durch Angiospermen dominiert. Die Kalzite zeigen  $\delta^{13}C$  und  $\delta^{18}O$  Werte die für Frischwasser-Karbonate charakteristisch sind. Die Isotopie des organischen Kohlenstoffs (-25,7 bis -23,9 ‰) weist eine geringe Variabilität mit einem Überwiegen isotopisch schwererer Werte auf. Eine mit diesen Daten übereinstimmende C-Isotopie (-24,0 ‰) wurde an einer Kohleprobe der Fohnsdorf-Formation gemessen. Es erscheint daher wahrscheinlich, daß die  $\delta^{13}C$  Werte im Hangenden den erhöhten Anteil von terrestrischem organischem Material widerspiegeln.

#### Phanerozoische tektonothermische Entwicklung des Arabischen-Nubischen Schildes in der Ägyptischen Ost-Wüste (zwischen 24° -26° östlicher Länge): Spaltspuren und Paläostress Untersuchungen

BOJAR, A.-V., FRITZ, H., KARGL, S. & UNZOG, W.

Institut für Geologie und Paläontologie, Karl-Franzens-  
Universität Graz, Heinrichstraße 26, A-8010 Graz

Die post Pan-Afrikanische Entwicklung des Arabischen/Nubischen Schildes in der Ägyptischen Ost-Wüste wurde mittels großmaßstäblicher tektonischer Untersuchungen und Spalt Spur Datierungen rekonstruiert. Die Ergebnisse zeigen, dass es nach der Pan-Afrikanische Orogenese zu vertikalen Bewegungen in der Oberkruste und Exhumierung des Schildes gekommen ist. Datierungen von Apatit, Zirkon und Titanit zeigen zwei Exhumierungs-Episoden. Die Titanit Alter liegen zwischen 399 und 410 Ma, die von und von Zirkon zwischen 315 und 366 Ma. Die Daten werden als Oberdevonisches bis Unterkarbone thermotektonisches Ereignis interpretiert. Die Verformung, Hebung und Erosion in diesem Zeitraum ist Resultat eines Intra-Platten Spannungsfeldes das auf die Kollision von Gondwana mit Laurussia (Spätes Devon) zurückgeführt werden kann.

Apatit Spalt-Spur Datierungen zeigen, dass die zweite Abkühlungs Phase während des Spät-Oligozäns begonnen hat. Diese Phase war mit Extension, Rift-Flanken Hebung und Erosion entlang des aktuellen Randes des Roten Meers verbunden. Strukturelle Daten vom neoproterozoischen Basement und Oberkretazischen bis Tertiären Sedimenten zeigen zwei Stadien in der Entwicklung des Riftes:

- 1) Kreide strike-slip Tektonik mit subhorizontalem  $\sigma_1$  (ONO/WSW),  $\sigma_3$  (NNW/SSO), und subvertikalem  $\sigma_2$  hat zur Entwicklung kleiner pull-apart Becken geführt. Die Becken Achsen sind parallel mit dem generellen Trend der Pan-Afrikanischen Strukturen die als "stress guides" agiert haben.
- 2) Im Oligozän und Miozän hat sich das Stressfeld in Richtung horizontaler NO-SW Extension und subvertikalem  $\sigma_1$  verändert. Der Zusammenhang zwischen Strukturen, sedimentären Ablagerungen und Spaltspur Datierungen zeigt, dass in dieser Phase die Verformung, die Flankenhebung und die Erosion praktisch gleichzeitig begonnen haben.

#### The polyphase thermal history of the Northern Calcareous Alps in the light of Conodont Colour Alteration Indices

GAWLICK, H.-J.<sup>1</sup>, KRZYSTYN, L.<sup>2</sup> & LEIN, R.<sup>3</sup>

<sup>1</sup>Montanuniversität Leoben, Institut für Geowissenschaften:  
Prospektion und Angewandte Sedimentologie, Peter-Tunner-  
Straße 5, A-8700 Leoben; <sup>2</sup>Universität Wien, Institut für  
Paläontologie, Geozentrum Althanstraße, A-1090 Wien;

<sup>3</sup>Universität Wien, Institut für Geologie, Geozentrum  
Althanstraße, A-1090 Wien

Conodont colour alteration (CAI) studies reflect a polyphase thermal history and show two distinct units with a sharp CAI boundary. The **southern unit** („Ultra-Tirolic nappe“) and parts of the Hallstatt mélangé show strong alteration (CAI 5.5-6.0, partly CAI 7.0; e. g. Hochkönig, Grimming, Mandling unit). The highest metamorphism (CAI >5.5) is transported and predates the Upper Jurassic gravitational tectonic emplacement of the Hallstatt Mélangé resp. nappes and the metamorphic unit (= Hochkönig, southern part of Tennengebirge) onto the Tirolicum in late Middle early Upper Jurassic times (late Callovian to early Oxfordian). The high CAI values are related to tectonic burial in an accretionary wedge formed during the closure of parts of the Tethys Ocean.

The **northern units** (= Bavaric, Tirolic nappes) exhibit a relatively homogeneous distribution of no or low grade conodont alteration (CAI 1.0-2.0) increasing to the south thereby crossing the nappe boundaries between the Tirolicum and the Hallstatt Mélangé. This thermal overprint is younger than Kimmeridgian and older than Berremian. Another thermal overprint is related to metamorphism of the crystalline basement in the Middle Cretaceous and affects parts of the southern rim of the Northern Calcareous Alps with a continuous south to north and bottom to top decrease in temperature and with medium CAI values in the south (CAI 3.0-4.0, locally CAI 5.0).

Those data corresponds with the polyphase diachronous metamorphic history in the Austroalpine basement.

A first metamorphic cycle which produced high-pressure metamorphism in the Hallstatt zone, yielded radiometric ages roughly between 160 and 130 Ma. This event affected the Greywacke Zone and its Paleozoic equivalents and parts of the Northern Calcareous Alps. The second cycle which includes high-pressure metamorphism in the crystalline basement, embraces ages from roughly 110 to 80 Ma. It is found in the Austroalpine crystalline basement and overprinted Paleozoic terrains and the southern parts of the Northern Calcareous Alps.

We present examples from units with

1. strong alteration in the central and eastern part of the Northern Calcareous Alps (e.g., Hochkönig, Mürz-alpen unit), partly with CAI inversions,
2. locations with metamorphic blocks and slides in Upper Jurassic carbonate clastic radiolarite flysch basins (e.g. Berchtesgaden area, Hallstatt area),
3. areas with backthrusting and imbrication of the CAI-zones with tectonic shortening (e.g. southern part of the Dachstein block) and
4. areas with medium CAI values with south to north and bottom to top decrease in temperature (e.g. Schneecalpen unit, Salzburg and Berchtesgaden area).

In some parts of the Northern Calcareous Alps the CAI-zones are transected by Miocene lateral tectonic extrusion.

The mapping of CAI zones is an important tool for the reconstruction of the paleogeographic and tectonic configuration in Upper Jurassic and Cretaceous times and helps to understand the present block puzzle of the Northern Calcareous Alps. For example, unknown tectonic boundaries can be localized and "classical" stratigraphic successions can be demonstrated as tectonically imbricated. The emplacement of southerly slides with CAI values of CAI 1.0 (e.g. Rettenstein, Hüpfli-ger slides) predates the youngest metamorphic overprint of the southern rim of the Northern Calcareous Alps, and should related to the Miocene lateral tectonic extrusion.

## Sedimentologie und Quantifizierung von synsedimentärer Deformation in der Ingering-Formation (Fohnsdorfer Tertiärbecken)

HÖLZEL, M., WAGREICH, M. & GRASEMANN, B.

Institut für Geologie, Universität Wien, Geozentrum Althanstrasse, A-1090 Wien, Email: a9605173@unet.univie.ac.at

Innerhalb des Fohnsdorfer Tertiärbecken können die **Fohnsdorfer-Formation** (Ober-Karpatium bis Unter-Badenium), die **Ingering-Formation** (Unter- bis Mittel-Badenium) und die **Apfelberg-Formation** (Mittel- bis ?Ober-Badenium) unterschieden werden (STRAUSS 2000).

Im Typprofil der bis zu 2000m mächtigen Ingering Formation N Knittelfeld dominieren im Liegenden Pelite und geringmächtige Sandsteinlagen einer Prodeltafazies. Darüber folgen sandreichere Partien mit großformatigen Schrägschichtungen (Deltafront), die in quarzreiche Konglomerate und kiesführende Sande übergehen (Deltafront bis Deltaplattform). Die lakustrine *Coarsening-Upward*-Abfolge der Ingering-Formation besitzt im tieferen Abschnitt marin-brackischen Einfluss (SACHSENHOFER et al. 2000a, b). Die Abfolge kann als ein aus Norden gegen Süden progradierendes Delta interpretiert werden.

Innerhalb der liegenden Partien der Prodelta-Fazies treten in den feinkörnigen Sedimenten Congerien(schill)banke auf. Die Lagen erreichen Mächtigkeiten von über einem Meter, zwischengelagert sind dünne Congerenschichten. In den dickeren Lagen bilden Congerenschalen und sandige Matrix eine Grundmasse, in der bis zu einigen dm-große, meist kantige Gesteinsklasten schwimmen. Diese Lagen können daher als subaquatische *Debris-flows* interpretiert werden, die dem vorhandenen Deltahang folgten. Innerhalb einer Bank konnten mehrere inkohlte Wurzelstöcke gefunden werden. Außerdem wurden bei der Profilaufnahme mindestens drei Tuffhorizonte lokalisiert. Die Abfolge wurde im Sommer paläomagnetisch beprobt, wobei Ergebnisse demnächst zu erwarten sind.

Bemerkenswert an diesem Abschnitt ist eine durchgreifende synsedimentäre Deformation. Nach Ablagerung der Congerienlagen kam es im Sedimentstapel zu Rutschungen. Die größeren, kompetenteren Congerenschichten wurden durch Extension subparallel zum sedimentären Lagenbau boudiniert, wobei vor allem dünnere Lagen deutliche *pinch-and-swell* Geometrien aufweisen. Platzprobleme im *neck* von zerrissenen Congerienlagen wurden durch das Eindringen von umgebenden Feinsediment gelöst. Neben Boudinagebildungen ist auch eine schernde Deformation nachweisbar, wobei die *necks* zwischen Boudinagen gegen Süden (i.e. Richtung Becken) einrotierten. Der synthetische Versatz entlang der rotierten *necks* resultiert in scheinbare Aufschiebungen, welche jedoch mit der starken lagenparallelen Extension nicht kompatibel wären.

Spektakulär ist die Entstehung eines dm-großen, trapezförmigen, rotierenden Klasten innerhalb einer Congerienlage. Nach oben konvex deformierte, anlagernde Tonlagen belegen eine Rückrotation des Klasten gegen die Scherrichtung des rutschenden Sedimentstapels. Mit dem mechanischen Finiten Elemente Programm BASIL (BARR & HOUSEMAN 1992) wurde das Rotationsverhalten eines trapezförmigen Klasten bei unterschiedlicher Deformationsgeometrie modelliert. Dabei kann eindeutig gezeigt werden, dass für eine Rückrotation eine beträchtliche Ausdünnungskomponente normal und Streckungskomponente parallel zur sedimentären Lagerung nötig ist, ein Ergebnis, welches gut zu den häufigen Boudinagen in den Congerienlagen passt.

BARR, T. D. & HOUSEMAN, G. A. 1992. Distribution of deformation around a fault in a non-linear ductile medium. - *Geophysical Research Letters* 19: 1145-1148.

SACHSENHOFER, R.F., STRAUSS, P., WAGREICH, M., ABART, R., DECKER, K., GOLDBRUNNER, J.E., GRUBER, W., KRIEGL, C. & SPÖTL, C. (2000a): Das miozäne Fohnsdorfer Becken - Eine Übersicht.

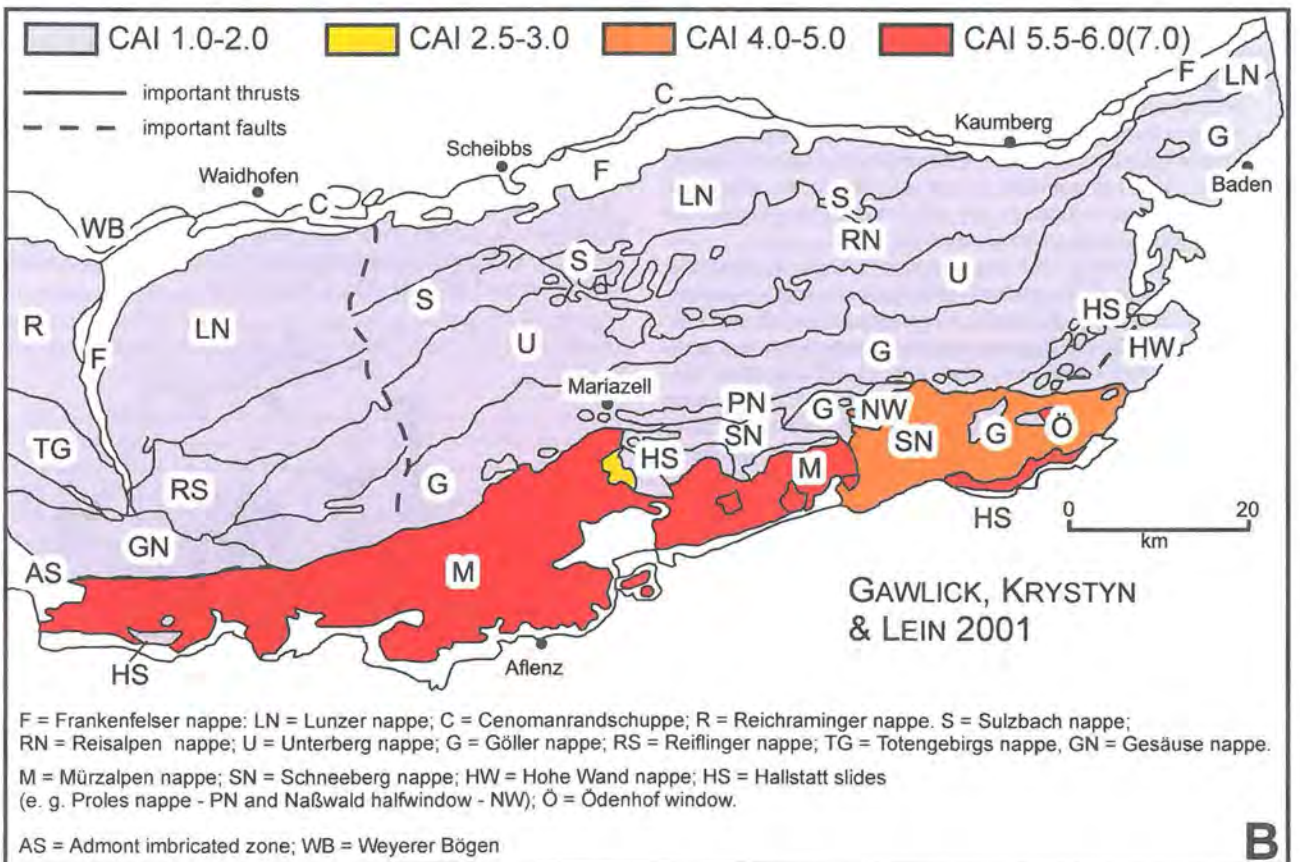
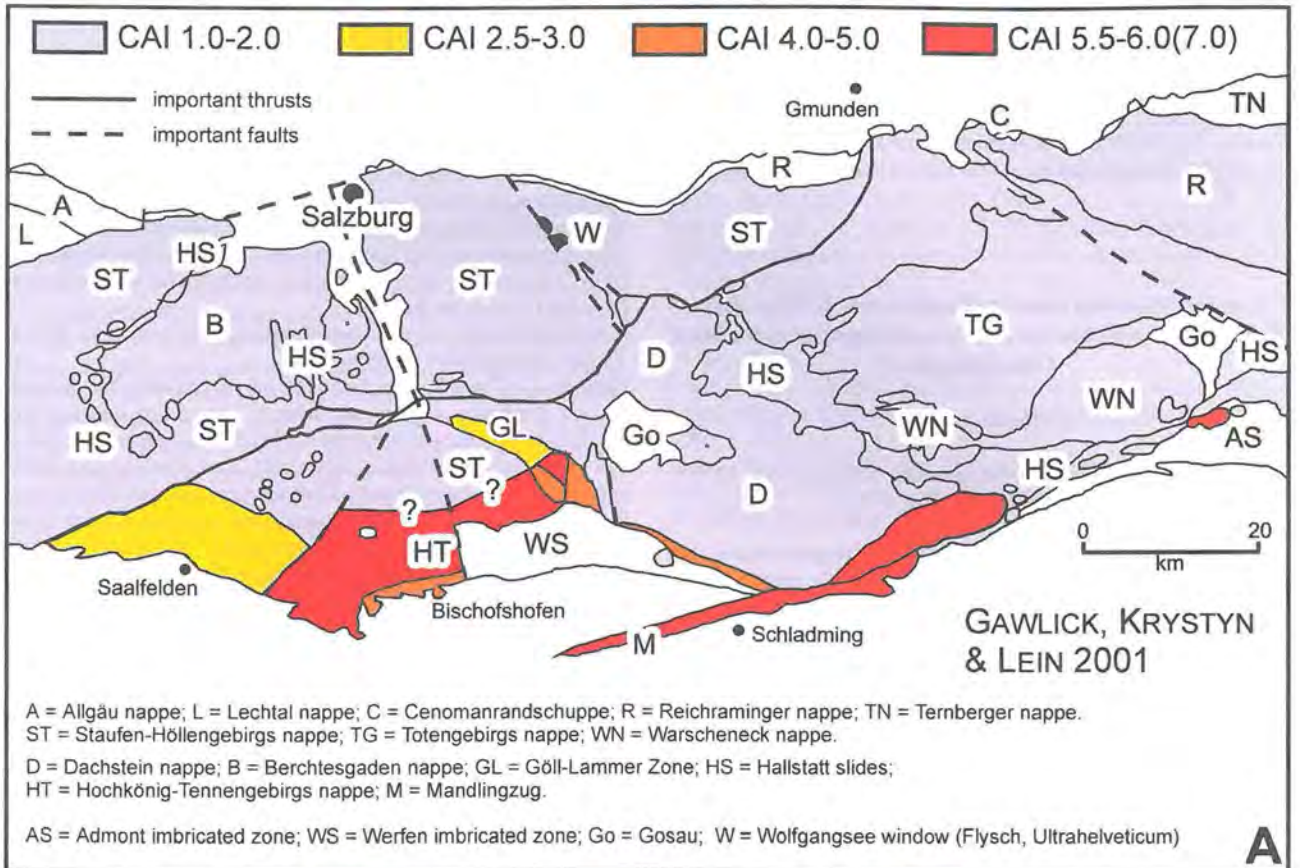


Fig. 1: Simplified CAI maps of the middle (A) and eastern (B) sector of the Northern Calcareous Alps.

- Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **44**,:173-190, Wien.

SACHSENHOFER, R.F., KOGLER, A., POLESNEY, H., STRAUSS, P. & WAGREICH, M. (2000b): The Neogene Fohnsdorf Basin: Basin formation and basin inversion during lateral extrusion in the Eastern Alps (Austria). - Int. J. Earth Sci., **89**: 415-430 (Springer) Berlin.

STRAUSS, P. (2000): Die sedimentäre und tektonische Entwicklung des Fohnsdorfer Beckens. - Unveröff. Diplarb. Univ. Wien, 1-58, Wien.

### Kurzer Statusbericht des Projektes P 13739 GEO - Palynologie und Fazies-Untersuchungen an miozänen Ökosystemen

HOFMANN, C.

Institut für Paläontologie, Geozentrum, Althanstr. 14, 1090 Wien, Austria

- Sedimente des Korneuburger Beckens (insbesondere vom Teiritzberg; Karpat) wurden untersucht. Die relativ diverse Mikroflora aus den unterschiedlichen Proben ist mit Ausnahme von zwei Taxa recht typisch für das Karpat. Die beiden Ausnahmen, *Calamus* (die Rattanpalme) und *Avicennia* (die Schwarze Mangrove), bezeugen ein kurzzeitiges, küstennahes Wärmeereignis während des Karpat. Die organische Fazies weist auf zwei Ablagerungsbereiche: ein küstennaher, brackisch beeinflusster evt. Mangrove-artiger Bereich und typische Süßwasser Feuchtbiopte (swamps, ponds, etc).
- Proben aus dem Kohlerevier Hausruck (Bohrungen Lukasberg und Kalletsberg, Heißlerstollen und Haselstaude; Ober Sarmat-Mittelpannon) wurden u.a. im Rahmen einer Diplomarbeit untersucht. Die Mikroflora ist je nach Lokalität relativ artenreich und durch gehäuftes Auftreten von verschiedenen Ericaceae und *Mastixia* charakterisiert. Die Ericaceae werden als Hinweis für ombrogene Torfbildung angenommen, währenddessen *Mastixia* ein Relikt des wärmeren Unter- bis Mittel-Miozäns ist. Die organischen Fazies läßt mehrere zyklische Fazieswechsel von minerotrophen Sumpfwald (clastic swamp) zu organotrophen (organic swamp) zu lakustrinen Bedingungen erkennen, die auf lokal unterschiedlichen Subsidenzgeschehen beruhen können.
- Die Untersuchung einer Flachbohrung (280 cm) aus der Nähe von Badersdorf (Burgenland, Mittelpannon) ergab eine zwar von *Glyptostrobis* dominierte Vegetationsdecke, die aber sehr artenreich war. Die Florenzzusammensetzung der unterschiedlichen Proben wurden mit den organischen Faziesdaten korreliert und ergaben fünf Faziesbereiche bzw. Habitate (floating belt of aquatic plants, freshwater marsh, wet prairie, floodplain forest, natural levee forest, organic swamp forest) die durch hydrologische Bedingungen und organische Akkumulation gesteuert wurden.
- Ein ca. 30m langes Profil in der Lekagrube bei Mataschen (Fehring, Mittelpannon) wurde aufgenommen und beprobt. Die Mikroflora ist oft nicht gut erhalten, kann aber als recht artenreich angesprochen werden. Im unteren Teil herrschen deutlich brackische Verhältnisse (marine Ingressionen, Dinoflagellaten und viel Pyrit) vor, die zum Hangenden verschwinden. Die Dateninterpretation ist noch im Gange.
- Bohrungen aus dem Salzacher Kohlerevier (Trimmelkam) ergaben sehr schlecht erhaltene Mikrofloren.

### „... ein steingewordenes Zeugnis“

HUBMANN, B., LÖW, A. & MESSNER, F.

Institut für Geologie und Paläontologie, Karl-Franzens-Universität Graz, Heinrichstraße 26, A-8010 Graz

Am 1.12.1999 wurde die historische Altstadt von Graz wegen der „Geschlossenheit ihrer vielschichtigen Bausubstanz vom Mittelalter bis in die Gegenwart“ in die Liste der UNESCO-Weltkulturerbe aufgenommen. Die Stadt Graz, ein „singuläres Stadttdenkmal“, stellt „ein steingewordenes Zeugnis“ wechselnder Stile und europäischer Geschichte dar.

Soviel als Essenz aus der vom Magistrat Graz online zu diesem Thema zugänglichen Information.

Nahezu alle Fassaden der Gebäude im innerstädtischen Bereich weisen Bausteine auf, die der näheren Umgebung entstammen. Die Steine wurden vor allem für Sockelverkleidungen, Ecksteine, Tor- und Fensterleibungen verwendet. Das lithologische Spektrum ist relativ eingeschränkt. Überwiegend wurden Gesteine des Grazer Berglandes (Grazer Paläozoikum) verwendet, allen voran „Barrandeikalke“ (Eifelium), „Kanzelkalke“ (Givetium), „Steinbergkalke“ (Frasnium) und „Sanzenkogelkalke“ (Tournaisium). Diese Kalke haben nur eine anchizonale Metamorphose „durchlebt“ (HASENHÜTTL & RUSSEGER 1992, RUSSEGER 1996) und weisen daher durchaus gut erhaltene primäre Gefüge und Fossilien auf. Interessanterweise fehlen unter den Bausteinen die fossilfreien „Halbmarmore“ der Schöckel-Fm. („Schöckelkalke“). Ein weiteres, sehr verbreitetes Fassadenmaterial stellen unterschiedliche Varietäten (dominant: „Aflenzer Stein“) der „Leithakalke“ (Badenium) dar. Durch die Bearbeitung (große Anbruch- und Anschnittflächen) bzw. die teilweise über 300jährige oberflächliche Anwitterung stellen viele dieser Fassadenteile in Bezug auf die Erfassung von Sedimentstrukturen und Fossilführung Aufschlüsse „erster Wahl“ dar.

Bis zum Ereignis „Kulturhauptstadt Europas 2003“ planen wir eine Kartierung der Bausteine innerhalb der „Schutzzone 1“ (vgl. Abb.), sowie einen „erdwissenschaftlichen Exkursionsführer“ durch die Grazer Innenstadt.

HASENHÜTTL, C. & RUSSEGER, B. (1992): Niedriggradige Metamorphose im Grazer Paläozoikum. - Jahrb. Geol. Bundesanst., **135/1**, 287-299, 5 Abb., 1 Tab., 1 Taf., Wien.

RUSSEGER, B. (1996): Niedrigst- und niedriggradige Metamorphose im südlichen Grazer Paläozoikum (Ostalpen). - Jahrb. Geol. Bundesanst., **139/1**, 93-100, 4 Abb., Wien.



**Die Fazies der Tyrnaueralm-Formation (Givetium, Devon, Grazer Paläozoikum)**

KRAMMER, R.

Institut für Geologie und Paläontologie, Karl-Franzens-Universität Graz, Heinrichstraße 26, A-8010 Graz

Im Gebiet der Teichalm befindet sich das Verbreitungsgebiet der Tyrnaueralm-Formation, etwa 11 km nordöstlich von Frohnleiten, Steiermark (ÖK-Blatt 134). Sie gehört der höchsten Deckengruppe (Hochlantsch-Gruppe) des Grazer Paläozoikums an. Ihr Alter reicht vom ober(st)en Eifelium bis in das Givetium. Im Liegenden wird die ca. 200 m mächtige Formation von den Barrandeikalken (PENECKE 1889), und im Hangenden von der Zachenspitze-Formation (GOLLNER 1983) begrenzt. Ihr lithologischer Inhalt besteht aus Karbonaten, Klastika und Vulkaniten. An Fossilien treten rugose und tabulate Korallen, Stromatoporen, Brachiopoden, Fischschuppen, Echinodermenreste etc. auf.

Die Bearbeitung des Gebietes um den Hochlantsch sieht auf eine lange Tradition zurück. Erstmalige Erwähnungen finden sich bei LEO VON BUCH aus dem Jahr 1819 unter der Bezeichnung "Übergangsgebirge". Bis zum Jahr 1985 wurde die Formation unter dem Namen Calceola-Schichten (PENECKE 1887) in der Literatur geführt. Doch schließlich wurde der Name auf Tyrnaueralm-Formation (GOLLNER & ZIER 1985) geändert, um den Internationalen Stratigraphischen Richtlinien zu entsprechen.

Die als Tyrnaueralm-Formation zusammengefasste Abfolge beginnt mit einer peritidalen Ablagerungsfolge (biolaminierte, hellgraue Dolomite mit Fenstergefügen, teilweise Calcisphaeren- und Amphiporen-führende Dolomite, Silt/Sandsteine, Dolomitsandsteine) die mit einer Entwicklung von Korallen-Stromatoporen-Schuttkalken und -biostromen in einen subtidalen, höherenergetischen Flachwasserbereich (GOLLNER & ZIER 1985) übergehen. ZIER (1982) gliederte die Tyrnaueralm-Formation in eine untere, dolomitische und eine obere, karbonatische SbFm.; zwischengelagert treten basische Vulkanite (Tuffite) auf.

In der neuen Bearbeitung dieser Formation wurde besonderer Augenmerk auf die reichhaltige Korallenfauna am Fundpunkt Teichalm/Zechner Hube gelegt. Hier treten in einem Areal von etwa 110 m x 50 m hellgraue bis -blaue Kalke auf, die leider nicht in ihrem Schichtverband fassbar sind. Diese Entwicklung wird als "coral carpet" (biostromale Framestones), dominiert durch Rugosa (Stringophyllen/Sociophyllen, Cyathophyllen), Tabulata (Favositen, Alveoliten, Thamnoporen) und Stromatoporen (v. a. inkrustierende Formen und *Stachyodes*) gedeutet. Für die Neubearbeitung des Typusprofils, das zum einen entlang des Forstweges von der Tyrnauer Alm in Richtung Rote Wand, und zum anderen

im Tiefenbachgraben (südlich des Breitenauer Tales) erstellt wurde, ist die biostromale Entwicklung von Bedeutung, da sie als "source area" der bioklastischen Schüttungen Hinweise liefert.

BUCH, L.V. (1820): Über einige Berge der Trapp-Formation in der Gegend von Grätz. - Abh. Akad. Wiss. Berlin, 1818-1819, 111-118, Berlin.

GOLLNER, H. (1983): Geologie des Hochlantschstockes. - Unpubl. Diss., K.-F.-Univ. Graz, 1-251, Graz.

GOLLNER, H. & ZIER, C. (1985): Zur Geologie des Hochlantschstockes (Grazer Paläozoikum, Steiermark). - Jahrb. Geol. Bundesanst., 128/1: 43-73, 9 Abb., 2 Taf., Wien.

PENECKE, K.A. (1887): Über die Fauna und das Alter einiger paläozoischer Korallriffe der Ostalpen. - Zeitschr. deutsch. Geol. Ges., 39: 267-276, Taf. 20, Berlin.

PENECKE, K.A. (1889): Vom Hochlantsch. Eine vorläufige Mitteilung über das Grazer Devon. - Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, 26: 17-28, Graz.

ZIER, C. (1982): Die Geologie des Gebietes zwischen Bärenschützklamm und Tyrnauergraben (Grazer Paläozoikum, Steiermark). - Unpubl. Diss., K.-F.-Univ. Graz, 1-364, Graz.

**Stabile Isotopenuntersuchungen an sarmatischen Gastropoden in St. Margarethen/Zollhaus (Burgenland)**

LATAL, C.<sup>1</sup> HARZHAUSER, M.<sup>2</sup> & PILLER, W.E.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Graz, Heinrichstraße 26, A-8010 Graz; <sup>2</sup>Geologische-Paläontologische Abteilung, Naturhistorisches Museum, Burggring 7, A-1014 Wien

Über Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopendaten von karbonatischen Schalentteilen können Paläoumweltbedingungen wie Wassertemperatur, Salinität und Produktivität von organischem Material rekonstruiert werden.

Isotopenuntersuchungen an sarmatischen Gastropoden aus dem Aufschluß St. Margarethen/Zollhaus (Burgenland) wurden im Rahmen des FWF-Projekts "Stabile Isotope und Umweltparameter im ostalpinen Miozän", das im Projektcluster "Änderungen in ostalpinen miozänen Ökosystemen und ihre geodynamische Kontrolle" eingeschlossen ist, durchgeführt.

Paläogeographische Veränderungen führten zu einem dramatischen Wechsel im marinen Environment des Sarmatiums. Die Verbindung der zentralen Paratethys mit dem Mittelmeer wurde stark

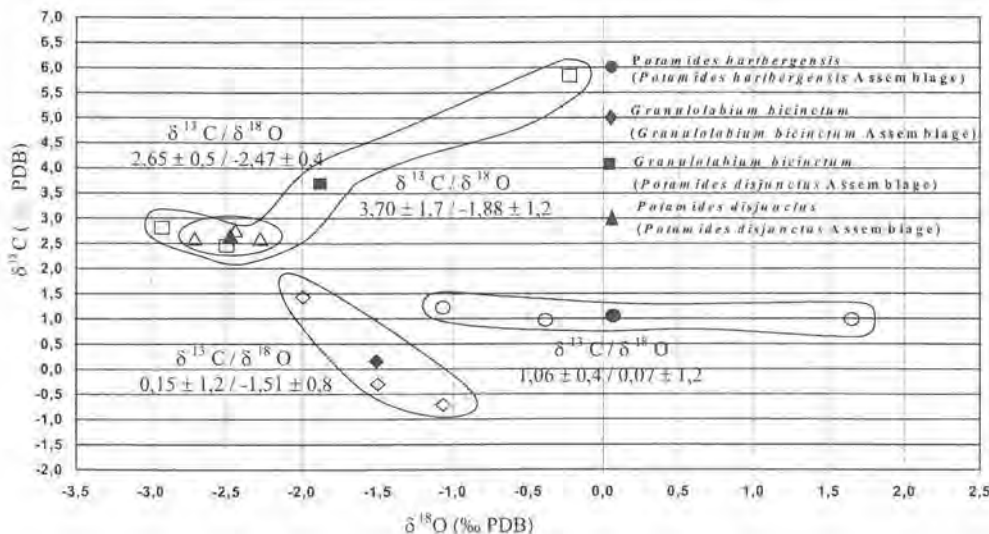


Abb. 1: Mittelwerte und Standardabweichungen der Isotopendaten der 3 Gastropodenassemblages (offene Symbole: Mittelwerte der Einzelindividuen, geschlossene Symbole: Mittelwerte aus 3 Individuen)

eingeschränkt (RÖGL 1998). In der Gastropodenfauna zeigen sich die Veränderungen durch eine gegenüber dem mit 700 Spezien reichen Badenium verarmte Fauna des Sarmatiums, in der besonders stenohaline Taxa zu fehlen scheinen. Lange wurde die markante Änderungen im marinen Environment auf eine Salinitätsreduktion zurück geführt (PAPP 1954). Ebenso wurde ein hypersalines Meer, basierend auf Evaporiten der Ostslowakei, diskutiert (JÁMBOR 1978). Die aktuellste Erklärung führt die Veränderungen auf eine drastische Alkalinitätszunahme zurück (PISERA 1996, RÖGL 1998). Die Bildung von kleinen biohermalen Karbonatkörpern sowie das weitverbreitete Vorkommen oolithischer Sedimente scheinen brackische Bedingungen zumindest im mittleren Sarmatium auszuschließen und unterstützen diese Interpretation (PISERA 1996).

Aus der spätsarmatischen Abfolge (Mactra-Zone) der Schottergrube St. Margarethen/Zollhaus wurden aus 3 charakteristischen aufeinanderfolgenden Gastropodenassemblages (*Potamides hartbergensis*, *Granulolabium bicinctum* und *Potamides disjunctus* Assemblage) (HARZHAUSER & KOWALKE in press) Formen von *Potamides hartbergensis*, *Granulolabium bicinctum* und *Potamides disjunctus* auf ihre Kohlenstoff- und Sauerstoffisotopenzusammensetzungen untersucht. Insgesamt wurden zwölf Individuen beprobt. Aus jedem Individuum wurden von der Mündung zum Apex hin aus jeder Umwindung zwei Proben mit einem Bohrer (Ø 0.8 mm) für die Isotopenmessungen genommen.

Die *Potamides hartbergensis* Formen kommen in mergeligen Silten vor. Palökologisch werden diese Sedimente als Ablagerungsraum mit deutlichem Süßwassereinfluß interpretiert. Die *Granulolabium bicinctum* Assemblage stammt aus dunkelbraunen Tonen und Silten und wird als Mudflat-Stadium interpretiert, während die *Potamides disjunctus* Assemblage ein littorales bis sehr seicht sublittorales Environment repräsentiert, charakterisiert durch helle, mergelige Sande.

Die Kohlenstoff- und Sauerstoffisotopendaten bestätigen diese palökologische Interpretation: die drei Assemblages unterscheiden sich deutlich in ihren Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopendaten und lassen so eine generelle Differenzierung zwischen marinen und von Süßwasser beeinflussten Formen zu.

HARZHAUSER, M. & KOWALKE, T. (sub./in press): Late Middle Miocene (Sarmatian) Potamidid-Dominated Gastropod Assemblages of the Central Paratethys as Tool for Facies Interpretation. - Facies.

JÁMBOR, A. (1978): New ideas about the changing salinity of the Neogene Seas pre-existing in the present-day Hungarian territory. - Ann. Rep. Hung. Geol. Inst., 1976: 265, Budapest.

PAPP, A. (1954): Die Molluskenfauna im Sarmat des Wiener Beckens. - Mitt. geol. Ges. Wien, 45: 1-112, Wien.

PISERA, A. (1996): Miocene Reefs of the Paratethys: a review. - Models for Carbonate Stratigraphy from Miocene Reef Complexes of Mediterranean Regions. - SEPM 5: 97-103.

RÖGL, F. (1998): Palaeogeographic Considerations for Mediterranean and Paratethys Seaways (Oligocene to Miocene). - Ann. Naturhist. Mus. Wien, 99A: 279-310, Wien.

### The paleoenvironment of an early Middle Miocene Paratethys sequence in NE Austria with special emphasis on paleoecology of mollusks and foraminifera

MANDIĆ, O.<sup>1</sup>, HARZHAUSER, M.<sup>2</sup>, SPEZZAFERRI, S.<sup>1</sup>, & ZUSCHIN, M.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Institute of Paleontology, University of Vienna, Althanstrasse 14, 1090 Wien, Austria, <sup>2</sup>Museum of Natural History, Burggring 7, BOX 417, 1014 Wien, Austria

In a multidisciplinary approach including data on paleoecology of

foraminifera, mollusks, balanids and coralline algae, as well as on taphonomy, sedimentology, sequence stratigraphy and regional geology, the environmental reconstruction for the Niederleis Basin (a satellite depression of the Vienna Basin and important fossiliferous site of the Central Paratethys region) is provided. The data came from two sections in proximal (section Buschberg) and distal (section Bahnhof) position relative to the northwesterly exposed basement chain (Leiser Berge). The accomplished analysis confirmed the presumed bathymetric and paleogeographic differences. The study represents the preliminary results of FWF Projects P13743Bio and P13745Bio.

The data on foraminifera suggest that the sediments from the section Buschberg were deposited in water depth not exceeding 100 m and that a possible displacement episode occurred at the base of the studied sequence. The composition and taphonomy of shell beds within that partial section indicates proximal storm deposition within the inner shelf area. The masses of balanids implies the presence of abundant littoral hard substrata. Relatively deep water-sediments at only 200 m distance from the paleoshore indicate the presence of a drowned paleocliff, that may correspond to the northwestern tectonic margin of the Niederleis basin.

The sediments from the section Bahnhof were deposited in deeper water. A paleodepth from 100 to 500 m for the Bahnhof-section is indicated by foraminifera. Water depth increased from the bottom to the top of the section. Suboxic conditions prevailed at its base, more oxic condition prevailed upward. A massive displacement episode occurred in the middle part of the section and involved sediment from a shallower environment. Displaced benthic foraminifera and mollusks suggest water depth not exceeding 30 m. Whereas the fossil record from autochthonous layers implies deepening upward, the mixed fossil assemblage from tempestites implies shallowing of the supply center, respective gradual installation of extended onshore to lagoonal habitats within the basin's marginal area. Thus a synsedimentary tectonic sagging respective the subsidence of the basin as a result of synchronous extensional tectonics is inferred. This interpretation can be underpinned with the regional geologic situation. Moreover it stays in accordance with the inferred biostratigraphic position of studied series within the late Lower Lagenidae Zone corresponding with the regional maximal flooding surface respective with the following high stand system tract of the Vienna Basin.

### FWF-Projekt: Extracting palaeoecological and palaeoclimatic data from dispersed fruits and seeds in Miocene terrestrial ecosystems of eastern Austria - Stand der Forschung

MELLER, B.

Institut für Paläontologie, Universität Wien, Geozentrum, Althanstr. 14, 1090 Wien; email: barbara.meller@univie.ac.at

Im Rahmen dieses Forschungsprojektes (FWF-Projekt P 13742) werden miozäne Sedimente aus verschiedenen Regionen des österreichischen Molassebeckens, aus intramontanen Becken (Fohndorfer Becken) und aus dem Pannonischen Beckensystem (Steirisches Becken, Wiener Becken) beprobt und ausgewertet. Das Ziel des Projektes ist es, anhand der Samen und Früchte die Flora, Vegetation und Faziesräume in den verschiedenen Gebieten und in den verschiedenen Zeitabschnitten zu rekonstruieren und den Einfluß der alpinen Orogenese auf diese zu evaluieren. Dieses geschieht in Zusammenarbeit mit den anderen Projekten des Miozän-Bündels (u. a. Palynologie, Blatt-Vergesellschaftungen, Sedimentologie, Isotopen usw.; siehe weitere abstracts oder auch [www.univie.ac.at/Palaeontologie/Projects.htm](http://www.univie.ac.at/Palaeontologie/Projects.htm) oder [www.kfunigraz.ac.at/gepwww/forschung/miozaen/](http://www.kfunigraz.ac.at/gepwww/forschung/miozaen/)).

**Vorläufige Ergebnisse****A. Molasse-Becken:**

**Maierisch**, NÖ. (Unter-Miozän, Egerium-Eggenburgium): neue Proben aus der Tongrube Frings werden derzeit untersucht.

**Langau**, NÖ. (Untermiozän, Eggenburgium-Ottangium): Zahlreiche Sediment-Proben (von R. Roetzel, GBA Wien) aus dieser Region wurden geschlämmt und werden derzeit ausgesucht. Es zeigt sich nun, daß *Ceratostratotes sinjanus* (Kerner) Buzek nicht nur in den siltig-sandigen Schichten des Flöz-Zwischenmittels vorkommt, sondern auch in den basalen molluskenführenden tonigen Sedimenten enthalten ist. Häufig findet man hier auch Megasporen von Wasserfarnen (*Salvinia*, *Azolla*) als auch Früchte/Samen von *Typha*, *Decodon*, *Cladium*, *Stratiotes* u.a. Die morphologisch-anatomische Untersuchung von *Ceratostratotes* zeigt deutliche Beziehungen zu den Hydrocharitaceen, die biochemische Analyse der Testa zeigt jedoch keinerlei Übereinstimmung mit *Stratiotes*. Die untersuchten Samen stammen aus derselben Probe, sodaß unterschiedliche diagenetische Einflüsse auszuschließen sind. Die systematische Stellung dieser Pflanze bedarf somit weiterer Untersuchungen.

**Laimbach**, NÖ. (? Obermiozän): Die tonig-kohligen und sandigen Sedimente von Laimbach wurden früher in das Egerium (KNOBLOCH 1981) eingestuft, sind jedoch nach Draxler und Roetzel (in FUCHS 1990) sicher jünger als Mittelmiozän. Die Auswertung kleiner Testproben von Roetzel konnte das Floren-Spektrum deutlich erweitern, sodaß neue Großproben genommen wurden, die derzeit ausgesucht werden. Die Bedeutung dieser Fundstelle begründet sich sowohl in ihrer geographischen Position als auch in ihrer stratigraphischen Stellung, sodaß diese Fundstelle zusätzlich mit einbezogen wurde.

**Trimmelkam**, OÖ. (Mittel-Miozän, Badenium): Zahlreiche Proben aus verschiedenen Bohrkernen werden derzeit ausgesucht. Das vorläufige Arten-Spektrum beinhaltet fast ausschließlich Pflanzen azonaler Standorte, darunter auch Neunachweise für Österreich, wie z.B. *Aldrovanda* (Droseraceae).

**Burghausen**, Salzburg (Mittel ?- Ober-Miozän, Sarmatium-Pannonium): Die Flora vom Westufer der Salzach enthält zahlreiche *Trapa*-Reste zusammen mit anderen aquatischen Elementen. Das Spektrum ist vergleichbar mit jenem aus Hinterschlagen im Hausruck enthält aber auch unterschiedliche Elemente, wie z.B. *Spirea* (Rosaceae).

**Hausruck**, OÖ. (oberes Mittel-) unteres Ober-Miozän, oberes Sarmatium – unteres Pannonium): Es wurden Proben aus verschiedenen Lokalitäten innerhalb des Hausrucker Kohlreviers untersucht. Aus dem ehemaligen Tagebau bei Hinterschlagen N Ampflwang stammt eine außerordentlich reiche aquatische Vergesellschaftung mit zahlreichen Elementen, die erstmals aus Österreich nachgewiesen werden konnten. Die nachgewiesenen Pflanzen-Vergesellschaftungen erfordern einen größeren, vermutlich eutrophen Stillwasserbereich, wie z. B. einen Altwasserarm mit Wassertiefen von 3-5 m. Daneben gab es auch kleinere moorige, eher oligotrophe Gewässer. Dementsprechend unterschiedlich waren die pH-Bedingungen, was anhand der rezenten Vorkommen der nachgewiesenen Pflanzen ebenfalls zu postulieren ist. Dagegen belegt die Flora von Eberschwang, am N-Rand des Hausrucks eher kleinräumige Gewässer. Weiterhin kommt hier *Sequoia abietina* vor, ein Element welches in der Bayerischen Molassezone fehlt.

**B. Die Sedimente der Apfelberg Fm. (Mittel-Miozän, Badenium) im Fohndorfer Becken**, am W-Ende der Mur-Mürz-Furche, wurden nicht weiter beprobt, da keine neue Bereiche aufgeschlossen waren.

**C. Pannonisches Beckensystem**

Aus den sarmatischen sandigen Sedimenten bei **Markt St. Martin** im Burgenland stammt eine neue Flora, die aufgrund des Vorkommen von *Ruppia* deutlich brackische Verhältnisse dokumentiert, was auch durch die Molluskensteinkerne von Mactriden und Cardiden belegt ist. Das Florenspektrum beinhaltet außerdem di-

verse aquatische Pflanzen des Süßwassers als auch Elemente trockenerer Standorte oder Pflanzen des Hinterlandes (*Carya* sp., *Carpinus* sp., *Quercus* sp., *Fagus* sp.). Die Erhaltung ist relativ schlecht und erlaubt nicht immer eindeutige spezifische Bestimmungen.

Aus den tonigen und siltig-sandigen Sedimenten (Pannonium) des Leca-Werks **Mataschen** bei Fehring im Steirischen Becken wurden diverse Proben aufbereitet und sind derzeit in Bearbeitung. Die basalen Schichten mit *Glyptostrobus*, *Trapa*, *Spirematospermum* und zahlreichen Cyperaceen belegen überwiegend aquatische Vergesellschaftungen. Brackische Einflüsse (siehe abstract C.-C. HOFMANN) sind im Frucht- und Samen-Spektrum bisher nicht nachweisbar, jedoch ist die vollständige systematische Bearbeitung noch nicht abgeschlossen. Die Floren-Spektren aus den hangenden Bereichen enthalten ein ähnliches Spektrum, ergänzt durch z. B. *Fagus* und *Carpinus*. Die Erhaltung ist hier leider deutlich schlechter, wodurch viele Früchte/Samen spezifisch nicht eindeutig zuzuordnen sind. Auffallend ist hier das regelmäßige Vorkommen einer Menispermaceae *Sinomenium cantalense*, die erstmals in Österreich nachgewiesen werden konnte.

Proben aus kohlig-tonigen Sedimente (unteres Pannonium) aus der Umgebung von **Weiz** im Steirischen Becken werden zusätzlich untersucht, um Vergleiche mit den Floren-Spektren aus den kohleführenden Sedimenten des Hausrucks zu ermöglichen und die bisher bekannte Florenliste zu wenig Arten enthielt. Diese von GREGOR in KOVAR-EDER & KRÄINER (1988) mitgeteilte Florenliste vom Höllgraben erweitert sich durch *Glyptostrobus europaeus*, *Alnus* sp., *Acer* sp., *Carpinus* sp., *Vitis* sp., *Saururus bilobatus*. Aus anderen Lokalitäten dieser Region konnten außerdem *Pterocarya* sp., *Microdiptera* sp. und *Eoeryale* sp. nachgewiesen werden. Das Florenspektrum ist insgesamt artenärmer; es fehlen z. B. Haloragaceae, Cabombaceae. *Eoeryale* ist bisher der einziger Vertreter der Nymphaeaceae. Für vergleichende Interpretationen sind jedoch weitere Untersuchungen notwendig.

**Ausblick:**

Aus dem Wiener Becken fehlen bisher Samen- und Fruchtfloren, abgesehen von einzelnen Pinaceen-Funden oder kleinen Florulen (z. B. BERGER 1952). Die von G. Höck (Naturhist. Mus. Wien) in den obermiozänen Sedimenten am Richardshof S Wien in diesem Jahr durchgeführte Grabung lieferte auch Samen und Früchte, die im Rahmen des Projektes bearbeitet werden sollen.

BERGER, W. (1952): Die altpliozäne Flora der Congerischichten von Brunn-Vösendorf bei Wien. - Palaeontogr., 92: 79-121, Bonn.

FUCHS, G. (1990): Erläuterungen zu Blatt 36 Ottenschlag. - Geol. Bundesanst. Wien, 1-64, Wien.

KNOBLOCH, E. (1981): Megasporen, Samen und Früchte aus dem österreichischen Tertiär. - Vest. ustr. ust. geol., 56: 87-97.

KOVAR-EDER, J. & B. KRÄINER, B. (1988): Die Flora und Facies des Fundpunktes Höllgraben südöstlich Weiz. Unterpannonium, Steirisches Becken. - Mitt. Abt. Geol. Paläont. Landesmus. Joanneum, 47: 27-47, Graz.

**Ausgewählte Beispiele von jurassischen Kiesel-sedimenten in den Berchtesgadener Kalkalpen**

MISSONI, S.

Montanuniversität Leoben, Institut für Geowissenschaften:  
Prospektion und Angewandte Sedimentologie, Peter-Tunner-  
Straße 5, A-8700 Leoben

Bisher wurden die Kiesel-sedimente in den Berchtesgadener Kalkalpen mit ihren polymikten Brekzienkörpern stratigraphisch den Tauglbodenschichten zugeordnet (DIERSCHKE 1980, BRAUN 1998).



Neuerdings konnte für die Kieselsedimente im Bereich der Berchtesgadener Kalkalpen eine mehrphasige Radiolaritbeckenbildung (später Mittel- bis Ober-Jura) nachgewiesen werden und dabei den einzelnen aus den Nördlichen Kalkalpen bekannten Radiolaritbecken zugeordnet werden: Einerseits treten Becken auf, die von Süden nach Norden (nach heutiger geographischer Orientierung) immer jünger werden und als Tiefseegräben im Vorfeld von Deckenstimen i. S. von GAWLICK et al. (1999) gebildet wurden (Lammer Becken im Süden: tieferes Callovium bis ?Ober-Oxfordium; Tauglboden Becken im Norden: höchstes Oxfordium bis Unter-Tithonium) und andererseits treten Radiolaritbecken im Bereich der älteren Becken auf, die im Zuge der weiteren Einengung und der weiteren tektonischen Verkürzung im Bereich der ersten, älteren, Becken, die z. T. den Untergrund der oberjurassischen Flachwasserkarbonatplattformen bilden, neu entstanden sind (Sillenkopf Becken: Kimmeridgium und jünger) (MISSONI et al. 2001).

**Torrener-Joch-Zone**

Im Bereich der Torrener-Joch-Zone wurden die Kieselsedimente des Büchsenkopfes mit den darin eingesedimentierten Brekzienkörpern auf Oxfordium datiert. Aufgrund des Komponentenbestandes (Pötschenkalke und Pedataschichten – Ober-Trias bis Lias) konnte damit die Torrener-Joch-Zone als westliche Fortsetzung des Lammer Beckens erkannt werden. Bei den hier auftretenden Kieselsedimenten, die die Matrix der Brekzienkörper und Gleitschollen darstellen, handelt es sich somit um Strubberschichten und nicht um Tauglbodenschichten

(JANAUSCHEK et al. 1999).

**Das “Gschirrkopffenster”**

Die Zuordnung der einzelnen mergelreichen bis kieseligen Serien des “Gschirrkopffeners” nördlich von Berchtesgaden schwankt bisher zwischen Lias und Ober-Jura bis Unter-Kreide (vgl. RISCH 1993). Neuere Untersuchungen zeigen, daß im Süden des Gschirrkopfes eine vollständige Abfolge von der Ober-Trias bis in das Oxfordium aufgeschlossen ist (MISSONI et al. 2001): Über gebanktem Dachsteinkalk in lagunärer Fazies folgen liassische Rotkalke in Adneter Fazies (Klauskalk konnte nicht nachgewiesen werden), darüber schwarze bis rötlich-violette Kieselkalke und Radiolarite des Callovium bis Unter-Oxfordium. Diese Serie fällt nach Norden unter die pelagischen Kieselkalke und Kieseldolomite aus dem Zlambach-Faziesraum (Zwieselalm-Fazies; proximale Pötschenschichten) ein. Diese Serie liegt sedimentär auf dem schwarzen Radiolarit. Die im Osten auftretenden kieseligen Dolomite im Gerner Bach (Langobard bis Jul) und die im Westen im Hangenden der Radiolarite aufgeschlossenen grauen und undeutlich gebankten Dolomite (Illyr bis Fassan) gehören nicht mehr zu den Pötschenschichten des “Gschirrkopffeners”, Sie stellen die tektonische Basis der Berchtesgadener Einheit i. e. S. dar. Durch diese Datierungen konnte hiermit auch zum ersten Mal belegt werden, daß hier die Basis der Berchtesgadener Einheit nicht aus lagunärem bis riffnahem Ramsau Dolomit (= Wetterstein Dolomit) besteht, sondern aus Raminger Dolomit bzw. Reiflinger Dolomit, im Liegenden z. T. auch Steinalm Dolomit. Somit ist das “Gschirrkopffenster” als westliche Fortsetzung des

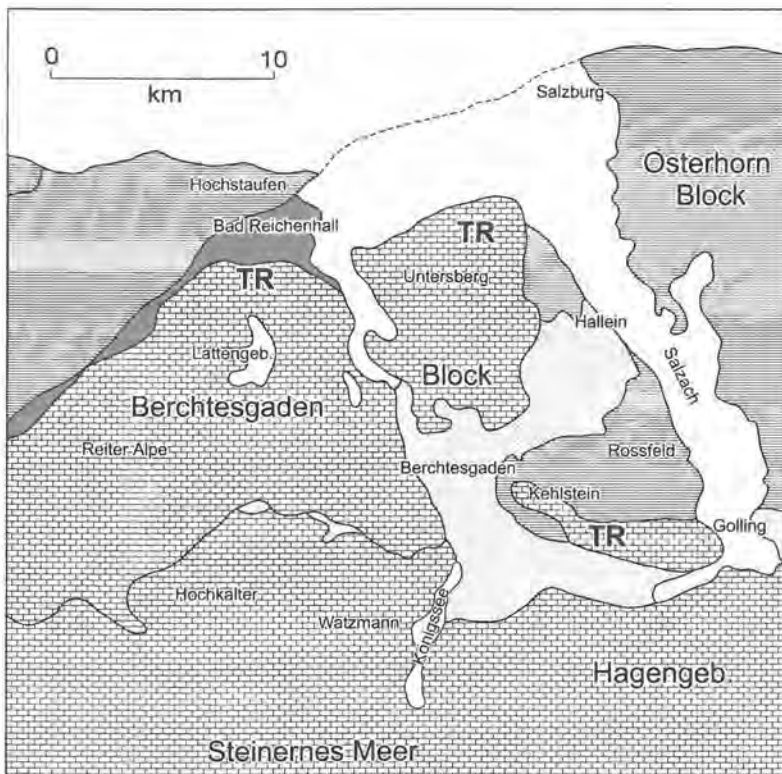


Abb. 1: Tektonische Neugliederung der Berchtesgadener Einheit auf der Basis von FRISCH & GAWLICK (2001)



Lammer Beckens zu verstehen, d. h. es handelt sich hierbei um eine Strubbergsschichten Abfolge. Das "Gschirrkopfenster" ist damit der nördliche Teil der Hallein-Berchtesgadener Hallstätter Zone und somit von dieser nicht zu trennen.

#### Diverse Mergel, Kieselkalke und Kieselschiefer

Viele Mergel, Kieselkalke und Kieselschiefer wurden bisher entweder den Zlambachschichten, Allgäuschichten, Fleckenmergel oder den Tauglbodenschichten zugeordnet. Neuere Untersuchungen belegen ein Unter-Lias Alter und eine Herkunft dieser Sedimente aus dem Hallstätter Fazieraum (GAWLICK et al. 2001). Im unteren und mittleren Hettangium dominiert wie im Rhät im Bereich des Hallstätter Fazieraumes noch eine mergelige Sedimentation. Im höheren Hettangium bzw. vom Hettangium/Sinemurium Grenzbereich an wird diese Sedimentation zunehmend kieselig bzw. kalkiger und es werden dünn gebankte oft kieselige Biomikrite abgelagert. Im Sinemurium werden Kieselorganismen häufiger, so daß die Sedimente zunehmend kieselig werden und es zur Ablagerung von Kieselkalcken kommt. Diese Abfolge wird Dürrnberg Formation bezeichnet (GAWLICK et al. 2001). In diese Formation wird die von KOLLMANN (1963) in MEDWENTSCHE (1963) beschriebene und mit Hilfe von Ostracoden als Unter-Hettangium datierte Jakobbergserie eingegliedert, die im Hangenden der Zlambachschichten auftritt. Ebenso die von RAKUS (1999) als Zlambachschichten des Hettangium beschriebenen Vorkommen östlich von Bad Goisern und die im Hangenden davon auftretenden und bisher undatierten Allgäuschichten.

Durch den Nachweis von lithofaziell gleichartigen und lithostratigraphisch gleichalten Gesteinen im Bereich der Torrener-Joch-Zone (Komponenten in Brekzienkörpern, die in Strubbergsschichten eingelagert sind) und der Hallein - Berchtesgadener Hallstätter Zone (Schollen) konnte gleichzeitig indirekt der Nachweis erbracht werden, daß die Hallstätter Gesteine der Umrahmung der Berchtesgadener Decke bereits im höheren Callovium bis unteren Oxfordium Platz genommen haben, da in den Nördlichen Kalkalpen bisher an allen untersuchten Lokalitäten die Platznahme der kleinkomponentigen Brekzienkörper der Platznahme größerer Gleitkörper vorausgeht (GAWLICK 1996, GAWLICK 2000 - cum lit.).

#### Nordrand des Steinernen Meeres

Die Analyse von Brekzienkörpern, die in den Kieselsedimenten am Nordrand des Steinernen Meeres und des Hagengebirges (Sillenköpfe, Gotzenalm, Abwärtsgraben, Fillingalm) auftreten, zeigt, daß von einer mehrfachen Entstehung von Tiefwasserablagerungsräumen (Radiolaritbecken) ausgegangen werden kann. An der Basis des Profils der Sillenkopf-Formation (MISSONI et al. 2001) treten zuerst laminierte, radiolarienführende Kieselkalke und schwarze, massige Radiolarite auf. Einige Meter darüber schalten sich die ersten Detritusbänke mit Flachwasserkarbonatkomponenten ein, die im Hangenden in Feinbrekzien übergehen. Es dominiert in diesen Feinbrekzien, die stratigraphisch Ober-Kimmeridgium sind, Flachwasserdetritus. Vereinzelt treten Sandstein- und Haselgebirgskomponenten auf. Dazu kommen einzelne Komponenten der Hallstätter Graufazies (Pötschenschichten i. w. S.) die mit Hilfe von Conodonten stratigraphisch in das Ober-Ladin und Unter-Karn eingestuft werden konnten. Darüber folgen wieder laminierte, radiolarienführende Kieselsedimente, in die geringmächtige Turbidite aus Flachwassermaterial eingeschaltet sind. Gegen das Hangende hin schalten sich Grobbrekzienlagen ein, die aufgrund der enthaltenen Fauna in den Klasten Ober-Kimmeridgium oder jünger sind. Neben den dominierenden Flachwasserkomponenten treten hier Komponenten aus Pötschenkalk und -dolomit, Haselgebirge, Kristallinkomponenten, Sandsteine, Klaus Kalke, u. a. ein Protoglobigerinen Kalk aus dem Dogger, metamorphe und magmatische Quarze und Radiolarite (schwarzer Radiolarit) sowie auch Dachsteinkalke auf. Anhand von Conodonten und der litho- und mikrofazialen Charakteristika der Komponenten konnte eine vollständige Pötschenschichtenfolge vom Jul bis in das Sevat rekonstruiert werden. Diese Grobbrekzie wird wieder von gut gebankten, feinlaminierten Kieselkalcken und

Radiolariten überlagert. Hier belegt ein deutlich detritischer Einfluß mit Quarz, Sandstein- und Kristallin-Material eine tiefgreifende Erosion des Hinterlandes bereits im Ober-Jura.

Nach dem Modell der neuen Deckengliederung für den Mittelabschnitt der Nördlichen Kalkalpen nach FRISCH & GAWLICK (2001), das die oberjurassische bis unterkretazische Orogenese und die laterale tektonische Extrusion rückwickelt, gliedern sich die Berchtesgadener Kalkalpen wie folgt (Abb. 1): Zum Hoch-Tirolikum mit der auflagernden Hallstätter Mélange wird der Berchtesgadener Block, das Steinerner Meer, das Hagengebirge sowie die Trattberg Schwelle, mit dem Kehlstein und dem Untersberg, gezählt. Zum Tief-Tirolikum wird der Raum NW von Bad Reichenhall, das Gebiet nördlich von Hallein, das Gebiet zwischen Berchtesgadener Stadt und dem Roßfeld sowie der gesamte Osterhorn Block gestellt. Die Saalach Zone wird nach derzeitigem Kenntnisstand als eigenständige tektonische Zone ausgewiesen.

Im Rahmen des FWF-Projektes P 14131-TEC entstanden.

BRUNN, R. (1998): Die Geologie des Hohen Gölls. Torrener-Joch/Zone/Jenner/Hoher Göll eine durch Kontinent/Kontinent Kollision ausgelöste Gleitdecke in den Tauglbodenschichten (mittlerer Oberjura) der Berchtesgadener Alpen. - Forschungsbr., 40: 1-192, Nationalpark Berchtesgaden.

DIERSCHKE, V. (1980): Die Radiolarite des Oberjura im Mittelabschnitt der Nördlichen Kalkalpen. - Geotekt. Forsch., 58: 1-217, Stuttgart.

FRISCH, W & GAWLICK, H.-J. (2001): The tectonic evolution of the Central Northern Calcareous Alps. - Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 25: 85-87, Innsbruck.

GAWLICK, H.-J. (1996): Die früh-oberjurassischen Brekzien der Strubbergsschichten im Lammertal - Analyse und tektonische Bedeutung (Nördliche Kalkalpen, Österreich). - Mitt. Geol. Bergbaustud. Österr., 39/40: 119-186, Wien.

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. Rdsch., 87: 644-657; (Springer) Berlin.

GAWLICK, H.-J., SUZUKI, H. & MISSONI, S. (2001): Nachweis von unterliassischen Beckensedimenten in Hallstätter Fazies (Dürrnberg-Formation) im Bereich der Hallein - Berchtesgadener Hallstätter Zone und des Lammer Beckens (Hettangium - Sinemurium). - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 45: 39-55, Wien.

KOLLMANN, K. (1963): Ostracoden aus der alpinen Trias. II. Weitere Bairdiidae. - Jb. Geol. B.-A., 106: 121-203, Wien.

MEDWENTSCHE, W. (1963): D III: Halleiner Salzberg (Dürrnberg). - (In: GRILL, R., KOLLMANN, K., KÜPPER, H. & OBERHAUSER, R. (Hrsg.): Exkursionsführer für das Achte Europäische Mikropaläontologische Kolloquium in Österreich), Verh. Geol. B.-A., Sonderheft F: 67-81, Wien.

MISSONI, S., SCHLAGINTWEIT, F., SUZUKI, H. & GAWLICK, H.-J. (2001): Die oberjurassische Karbonatplattformentwicklung im Bereich der Berchtesgadener Kalkalpen (Deutschland) - eine Rekonstruktion auf der Basis von Untersuchungen polymikter Brekzienkörper in pelagischen Kieselsedimenten (Sillenkopf-Formation). - Zbl. Geol. Paläont., Teil I, Heft 1/2: 117-143, Stuttgart.

MISSONI, S., STEIGER, T. & GAWLICK, H.-J. (2001): Das "Gschirrkopfenster" in den Berchtesgadener Kalkalpen (Deutschland) und seine Interpretation: Neuergebnisse auf der Basis von stratigraphischen und fazialen Untersuchungen. - Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 45: 89-110, Wien.

NEUMAYR, M. (1879): Zur Kenntnis der Fauna des untersten Lias in den Nordalpen. - Abh. k. k. Reichsanstalt 7, Heft 5: 1-48, Wien.

RAKUS, M. (1999): Lower Liassic (Hettangian) Ammonites from

Zlambach Graben near Bad Goisern, Upper Austria. = Abh. Geol. B.-A., 56/2: 329-341, Wien.

### Tectonic constraints from $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of detrital mica from flysch and molasse basins of the Eastern Alps

NEUBAUER, F., SCHNEIDER, D., HANDLER, R., MADER, D., FRIEDL, G. & GENSER, J.H.

Institute of Geology and Paleontology, University of Salzburg, Hellbrunner Str. 34, 5020 Salzburg, Austria

The filling histories of Variscan and Alpine flysch and molasse basins of Eastern Alps and Bohemian Massif have been studied by  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating of single and multi-grain samples (5-15 grains per sample) of detrital white mica in order to reveal exhumation processes in the hinterland. The main emphasis was to study the time lag between cooling of white mica through the Ar retention temperature (ca. 400 °C corresponding to ca. 12 - 16 kilometer overburden) during exhumation in the hinterland and the deposition. A second aim was to compare dating results of Variscan and Alpine orogens with previous studies carried out in the Himalayas. These authors reported a ca. 70-80 percent removal of the crust above the Ar isotopic retention temperature, and therefore, far-reaching rejuvenation of crust.

The studied Variscan basins include **Carnic Alps, Greywacke zone, Gurktal nappe complex and the Graz Paleozoic of the Eastern Alps**: These units comprise similar Ordovician to Devonian passive continental margin successions, Early Variscan syn-collisional flysch and Late Carboniferous to Permian Molasse sequences. As an important result we note that molasse sequences distinguish from flysch and passive continental margin successions by means of their high proportion of detrital mica within framework constituents. Furthermore, all three units display consistent  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  dating results including:

- Cadomian sources (ca. 580 - 640 Ma) in the Ordovician-Devonian passive continental margin sequences;
- Devonian ages (390-373 Ma) within syncollisional flysch sequences;
- and exclusively Carboniferous ages (333-309) in molasse sequences. This means that 100 percent of the upper continental crust (12- 16 km overburden) was removed prior to molasse deposition. This implies, therefore, extremely high and rapid exhumation rates during Variscan orogenesis similar to the Cenozoic evolution of the Himalayas.

The data of Early Carboniferous flysch basins in the Eastern Alps and similar data from the eastern Bohemian Massif record a predominant Devonian, the Bohemian Massif also Early Carboniferous metamorphic sources where the time lag is ca. 40 to 10 Ma. The subsequent molasse basins are dominated by exclusively Variscan ages with a time lag of ca. 2 to 15 Ma. These relationships constrain rapid regional removal of upper crustal levels prior to molasse deposition and very rapid rock exhumation from deep crustal levels.

These results from Variscan sedimentary basins are contrasted by results from Alpine flysch and molasse basins. Here we report results from two basins:

1. The Rhenodanubian Flysch basin (Cretaceous - Eocene depositional ages, ca. 110-40 Ma) mainly records Variscan ages (340-320 Ma), subordinate ages from the extension stages between ca. 200-180 Ma, some ages between ca. 155-135 Ma of uncertain significance (formation of an accretionary wedge?) and a very few (less than 5 percent) Alpine ages due to initial plate collisional (ca. 110-100 Ma). The time lag between age of cooling and deposition is minimum ca. 30 Ma.
2. The Alpine Molasse basin (Late Eocene to Neogene, ca. 35-

12 Ma), a peripheral flexural basin due to continent-continent collision, show a similar record: Nearly no Late Alpine ages, a broad scatter of subordinate Triassic to Cretaceous ages due to various extensional and initial compressional events and predominant Variscan ages. These data indicate that exhumation of metamorphic crust was minor during Alpine orogeny.

These relationships show that regional rejuvenation of continental crust within collisional orogens is essentially driven by large-scale tectonic processes like crustal underplating and growth of plateaus where upper plate upper crust is largely removed. The data also reveal that Variscan and Alpine orogenic processes were dissimilar. Compared to Variscan orogeny, Alpine tectonic processes led to insignificant crustal rejuvenation. The data also reveal that the Variscan orogeny contributed to formation and rejuvenation of the continental crust in Central and Southern Europe.

### Bioturbationen als Anzeiger fossiler Umweltparameter

PERVESLER, P.

Universität Wien, Institut für Paläontologie, Geozentrum Althanstraße, A-1090 Wien

Die Fragestellung zur Stabilität von Ökosystemen in der Zeit, ihrer Toleranz gegenüber Veränderungen und störenden Einflüssen und die Dauer von Regenerierungsphasen nach Zusammenbrüchen sind Kernfragen unserer Zeit geworden. Die Paläontologie ermöglicht es, die Kenntnis der zwischen Organismen und ihrer anorganischen Umwelt bestehenden Wechselwirkungen um den Faktor Zeit zu erweitern und in geologischen Zeiträumen ablaufende Prozesse zu überblicken, sowie die Entfaltung von Lebensgemeinschaften unter einem Systemaspekt zu betrachten. Die genaue Erfassung der physikalischen, chemischen und biologischen Rahmenbedingungen sowie sedimentologischer, tektonischer, vor allem aber auch taphonomischer Parameter ist die Voraussetzung für die Rekonstruktion zeitlicher und räumlicher Muster der Organismenverbreitung und der Modellierung von Regelkreisläufen.

Durch ihre direkte räumliche und zeitliche Verbindung zum sedimentären Umfeld besitzen fossile Lebensspuren besondere Bedeutung zur Lösung solcher Fragestellungen.

Im Zuge des Projektes "Temporal and spatial changes of microfossil associations and ichnofacies in the Austrian marine Miocene" (FWF: P 13743 - BIO) wurden und werden Lebensspuren in der Österreichischen Molassezone und dem Korneuburger, Wiener, Steirischen Becken und der Mattersburger Bucht in ihrer Struktur, Verteilung und ihrer Beziehung zum sedimentären faunistischen und floristischen Umfeld erfaßt. Durch die Anwendung von Serienschchnittmethoden im Gelände und der Präparation bioturbater Strukturen mit Hilfe von Preßluft ist es möglich, dreidimensionale Rekonstruktionen solcher Lebensspuren anzufertigen. Erst aufgrund dieser Daten, häufig unter Einbeziehung aktualistischer Untersuchungen, kann eine adäquate Beurteilung bioturbater Strategien und deren Relevanz für die Deutung von Umweltparametern und Abläufen erfolgen.

Die Abhängigkeit der Verteilung grabender Organismen und damit auch ihrer Lebensspuren von der Stabilität des Lebensraumes, dem Energieniveau, der Sedimentationsrate, Sedimentationsgeschwindigkeit und der Verfügbarkeit von Nährstoffen und Sauerstoff wird am Beispiel von Lokalitäten des Egerium, Eggenburgium, Karpatium und Badenum in Österreich demonstriert.

Die küstennahen Ablagerungen der Linzer Sande in den Aufschlüssen Sandgrube Dornetshuber in Weinzierl-Bruck (Blatt 31 Eferding) und Sandgrube Dornetshuber in Langstögen (Blatt 31 Eferding) zeigen in Abhängigkeit ihrer Exposition unterschiedliche Spurenspektren (*Ophiomorpha* - ?*Asterosoma*).

Ein Profil in den schräggeschichteten Atzbacher Sanden in Bruck (Sandgrube Hager) westlich von Zell am Pettenfirst (Blatt 47 Ried) mit *Skolithos*, *Macaronichnus* und *Rosselia* zeigt die Besiedlungsstrategien durch opportunistische Besiedler nach Sedimentationsereignissen.

Ein kleiner Aufschluß (Sandgrube Minhuber an der Abzweigung zum "Badegruber") bei Humplberg SE-Offenhausen (Blatt 49 Wels) in den Atzbacher Sanden weist ein diverseres Spurenspektrum auf, wobei zusätzlich zu den vorgenannten Formen auch *Ophiomorpha* (teils mit Übergängen zu *Thalassinoides*) auftritt, was auf längere stabile Perioden schließen läßt.

Im Steinbruch Retznei der Perlmoser-Lafarge Zementwerke AG bei Ehrenhausen (Blatt 207 Arnfels) können Bivalvenbohrspuren sowohl am Top der Leithakalkunterlage in Tongeröllen als auch in Korallenstöcken selbst beobachtet werden. Das tektonisch bedingte Abtauchen der Leithakalkgebiete führt zu erhöhtem siliziklastischem Eintrag und der Ablagerung von Tonmergeln und Feinsanden. Besonders im Bereich turbiditischer Sedimentstrukturen und darüber treten reiche Bioturbationen (*Thalassinoides*, *Chondrites*, *Scolicia*) in Erscheinung.

Grabungskampagnen in den Äckern zwischen den Ortschaften Grund und Guntersdorf bei Hollabrunn (Blatt 22 Hollabrunn) konnten tonige und sandige Ablagerungen und normal gradierte Schill-Lagen einer Rinnenfazies in der Grund Formation freilegen. Die Abfolge aus einer artenarmen Spurenerfolge aus opportunistischen Besiedlern (*Skolithos*, *Macaronichnus*) an der Basis und einer diversen Assoziation mit der Zunahme an "Deposit"-Fressern (*Zoophycos*, *Rhizocorallium*) und Chemosymbiosestrategen (*Chondrites* + *Thyasira*) am Top könnte durch Beruhigung des Lebensraumes aufgrund transgressiver Prozesse entstanden sein.

### Dynamik und Faziesmuster jurassisch/kretazischer Karbonatplattformen der Nördlichen Kalkalpen (FWF-Projektvorstellung)

RASSER, M.W. & FENNINGER, A.

Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Graz,  
Heinrichstrasse 26, A-8010 Graz, E-mail:  
michael.rasser@paleoweb.net, alois.fenninger@uni-graz.at

Das Projekt „Jurassisch-kretazische Karbonatplattformen“ (P 14707-GEO), das seit Juli 2001 am Institut für Geologie und Paläontologie, Graz, läuft, wird in groben Zügen vorgestellt. In diesem Rahmen werden auch die ersten Untersuchungsergebnisse präsentiert, soweit sie die karbonatsedimentologischen Aspekte des Wechsels von Beckensedimentation zur Entwicklung von Karbonatplattformen behandeln.

Der Oberjura und die unterste Kreide in Europa repräsentieren eine besondere Periode mit ausgeprägter Entwicklung von Karbonatplattformen und Riffen. Tektonische Ereignisse und der hohe Meeresspiegel führten zur Bildung von zwei unterschiedlichen marinen Flachwasser-Bereichen, die durch ein ozeanisches Becken voneinander getrennt waren: der südliche Rand des Böhmisches Massivs als Teil der epikontinentalen Europäischen Plattform und die Nördlichen Kalkalpen (NKA). Während die Karbonatsysteme des epikontinentalen Schelfs vorwiegend Rampenstrukturen mit Korallenriffen, Kieselschwammriffen und Mikrobienriffen aufweisen, sind jene der NKA vorwiegend durch isolierte Karbonatplattformen charakterisiert, von denen bisher keine Schwamm- und Mikrobienriffe bekannt gemacht wurden.

In vorliegendem Projekt soll die Entwicklung der oberjurassischen bis unterkretazischen Karbonatplattformen dieser zwei unterschiedlichen Ablagerungsräume ausgearbeitet werden. Die Schwerpunkte werden in einer Analyse der Faziesmuster, der Karbonatplattform-Dynamik, sowie der Paläoökologie von Biokonstruktionen liegen. Dabei wird der epikontinentale Ablagerungsraum der Europäischen

Plattform in Österreich, welcher während des Oberjuras eine mehr oder weniger kontinuierliche Abfolge zeigt, mit den vorwiegend isolierten Karbonatplattformen der NKA verglichen, welche sich erst ab dem Oxfordiums/Kimmeridgiums entwickelten.

Somit stellt dieses Projekt einen wesentlichen Beitrag zur Kenntnis der mesozoischen Karbonatsysteme dar und soll neue Einsichten in die sedimentologischen und paläoökologischen Prozesse in mesozoischen Flachwasserbereichen geben. Einerseits werden für den epikontinentalen Ablagerungsraum in Österreich und die vorwiegend isolierten Karbonatplattformen der NKA Plattform- und Riffmodelle erarbeitet, andererseits sollen bereits existierende Modelle anhand neuer Daten evaluiert werden.

Karbonatsedimentologische Untersuchungen konzentrierten sich im laufenden Jahr auf die Vorkommen zwischen Altaussee und Bad Ischl sowie auf den Anninger als östlichste kalkalpine Oberjura-Entwicklung, wobei am Loser und am Sandling detaillierte Profilaufnahmen durchgeführt wurden. Ziel dieser Untersuchungen ist die Analyse von Karbonatplattformentwicklung und Progradationsmustern, die sich im faziellen Übergang von pelagischen Sedimenten (Oberalm-Fm.) über allodapische Kalke (Barmsteinkalk) und Slope-Brekzien (Tressenstein-Fm.) in Plattformkalke (Plassen-Fm.) ausdrücken.

Eine erste Studie über stabile Isotopen der Plassen-Fm. an einem repräsentativen Profil der Typuslokalität wurde bereits durchgeführt. Anhand von  $\delta^{18}\text{O}$  und  $\delta^{13}\text{C}$  Daten konnten die Diageneseabfolge sowie drei Generationen von syn- und postsedimentären Klüftungen definiert werden. Die Isotopendaten zeigen weiters das Fehlen von Evaporation und Süßwassereinfluß für das untersuchte Profil an, was als Abwesenheit von Plattformemersionen interpretiert werden kann.

Außerdem werden zur Zeit die lithostratigraphischen Einheiten des kalkalpinen Oberjuras neu bearbeitet und formalisiert. Unsere Arbeit konzentriert sich auf jene Einheiten, deren Typuslokalitäten im Mittelabschnitt der Nördlichen Kalkalpen liegen, wobei die meisten dieser Lokalitäten aufgesucht und neu beprobt wurden. Auch die Schrambachschichten, die teilweise bereits im Oberjura beginnen, werden zur Zeit neu bearbeitet und formalisiert.

Im nächsten Jahr wird sich die Arbeit auf die Plattformkalke der Plassen- und Tressenstein-Fm. konzentrieren. Schwerpunkte werden dabei in der Erfassung der Biokonstruktionen liegen und in einer Rekonstruktion der Ablagerungsräume anhand der Analyse von Karbonatfaziesmustern. Langfristiges Ziel ist die Rekonstruktion der Biokonstruktions-Typen, der paläoökologischen Beziehungen der Riff-Bildner sowie eine Evaluierung der aus dem epikontinentalen Raum vorliegenden Riff-Modelle. Die bisher aus der Literatur bekannten Daten lassen erwarten, dass die Modelle aus dem epikontinentalen Raum nur eingeschränkt auf den kalkalpinen Bereich übertragbar sind.

Projektbezogene Publikationen und Tagungsbeiträge:

- FENNINGER, A. & RASSER, M.W. (2001): Upper Jurassic to Lower Cretaceous Dasycladaleans of the Northern Calcareous Alps (Austria) - the State of Knowledge. - Abstracts 4th Regional Symposium of the International Algae Association, Cluj-Napoca: 24.
- LOBITZER, H., VASICEK, Z., SKUPIEN, P., BOOROVA, D. & RASSER, M.W. (2000): Stratigraphie der Schrambachschichten (Schrambach-Formation) an der Typuslokalität: Lithostratigraphisches Konzept und neue biostratigraphische Daten. - Ber. Inst. Geol. Paläont. Karl-Franzens-Univ. Graz, 2: 13-15, Graz.
- RASSER, M.W. & FENNINGER, A. (in press): 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.
- RASSER, M.W. & FENNINGER, A. (2000a): Paleoenvironmental and Diagenetic Implications of  $\delta^{18}\text{O}$  and  $\delta^{13}\text{C}$  Isotope Data from the Upper Jurassic Plassen Limestone (Northern Calcareous Alps). - EPA Workshop 2000 - Isotopes in Palaeontology, Frankfurt.
- RASSER, M.W. & FENNINGER, A. (2000b):  $\delta^{18}\text{O}$  und  $\delta^{13}\text{C}$  Isotopen aus dem oberjurassischen Plassenkalk (Nördliche Kalkalpen, Österreich) und ihre Bedeutung für die Rekonstruktion der

Diagenesebedingungen und des Ablagerungsraumes. – Abstracts zum 5. Sedimentologworkshop, Seewalchen.

RASSER, M.W., GAWLICK, H.-J. & STEIGER, T. (2000): Konzept zur formalen lithostratigraphischen Gliederung des kalkalpinen Oberjuras. – Ber. Inst. Geol. Paläont. Karl-Franzens-Univ. Graz, 2: 16-20, Graz.

**Paleodepth estimates by transfer equation of benthic foraminiferal range depth distribution: Examples from the Styrian Basin - Results from FWF project P 13743-Bio**

SPEZZAFERRI, S.<sup>1</sup>, HOHENEGER, J.<sup>1</sup>, RÖGL, F.<sup>2</sup> & ČORIĆ, S.<sup>1</sup>

<sup>1</sup>Paleontology Institute, University of Vienna, Althanstrasse 14, 1090, Vienna, Austria, <sup>2</sup>Natural History Museum, Burgring 7, 1014 Wien Vienna, Austria

Correct estimate of paleobathymetry is essential in paleoceanography and basin analysis to reconstruct uplift and subsidence story of basins and to construct sea-level curves. Therefore, demand for accurate paleobathymetrical techniques has largely increased in the past decades. However, this demand has by no means been satisfied. The most widely used techniques are currently of micropaleontological nature and are based on the depth dependency of benthic foraminifera (e.g. Plankton/Benthos Ratio). However, several problems based on correct interpretation of data and on the concern that these forms may not be isobathyal in time and space, prevented accurate reconstruction of paleobathymetry. Nevertheless, individual benthic foraminiferal genera do have distinct broad depth ranges and these ranges can be used as a framework to reconstruct basins paleodepth.

We introduce here a simple method to estimate paleodepths of sediments from deep-sea, continental margins, enclosed basins based on a transfer equation using the geometric mean of the range distribution of benthic foraminifera. The method uses qualitative assemblages data, and therefore, is of immediate and easy application. Due to the log normal depth distribution of most genera and species, the geometric mean allows a better depth approximation. In addition, this method allows identification of reworked and/or redeposited species based on heterogenetic structure.

As case study we have selected two outcropping sections and a borehole from the Austrian marine Miocene: Wagna and the Retznei Sections and Perbersdorf 1 drilling located in the Styrian Basin and spanning the transition from the Late Karpatian to the Early Badenian corresponding to the Latest Burdigalian – Early Langhian. Our paleodepth estimates suggest that sediments at Wagna were deposited in a water depth between 150 to 210 m and at Retznei in a water depth between 160 and 190 m. A shallowing-upward trend is identified in both sections. Paleodepth at Perbersdorf fluctuates between 200 and 300 m at the base and top of the sedimentary sequence. A shallower interval with paleodepth between 180 m and 200 m is identified from 330 m

ID	Ort/Sites	BMN R	BMN H	Stra. Stufe	Sedimentbecken
1	Gainfam	738379	312317	Badenium	Wr. Neustätter Becken
2	Rödham	443214	338762	Ottningium	Westliche Molassezone
3	Ottning Schanze	474843	329564	Ottningium	Westliche Molassezone
4	Eberschwang	465424	330018	Ottningium	Westliche Molassezone
5	Eberschwang	465424	330018	Pannonium	Westliche Molassezone
6	Deponie Orth	457440	355072	Ottningium	Westliche Molassezone
7	Hartberg	499024	344155	Ottningium	Westliche Molassezone
8	Bad Hall	514688	322234	Eggenburgium	Westliche Molassezone
9	Loderleiten	536468	331387	Ottningium	Westliche Molassezone
10	Grund	730151	388059	Badenium	Östliche Mo.-N-Donau
11	Großrust	696245	349284	Ottningium	Östliche Mo.-Traisental
12	Kuffern	699646	353523	Badenium	Östliche Mo.-Traisental
13	Breitenreich	703630	392155	Egerium	Östliche Mo.-Homer B.
14	Obemholz	706101	375244	Egerium	Östliche Mo.-Homer B.
15	Limberg/Stb.	714015	384715	Eggenburgium	Östliche Mo.-N-Donau
16	Limberg/Bergb.	715940	384645	Ottningium	Östliche Mo.-Homer B.
17	Eggenburg	710285	388114	Eggenburgium	Östliche Mo.-Homer B.
18	Mailberg	737045	392554	Badenium	Östliche Mo.-N-Donau
19	Laa/Thayal	755915	397564	Karpatium	Östliche Mo.-N-Donau
20	Nexing	773543	372464	Sarmatium	Nördliches Wiener B.
21	Obersulz	774761	375662	Pannonium	Nördliches Wiener B.
22	Siebenhirten	764456	386368	Sarmatium	Nördliches Wiener B.
23	Kleinhadersdorf	768627	390489	Badenium	Nördliches Wiener B.
24	Steinebrunn	774446	401163	Badenium	Nördliches Wiener B.
25	Maustrenk	778096	381978	Badenium	Nördliches Wiener B.
26	Edelstal	798154	328606	Pannonium	Hainburger Pforte
27	Wolfsthal	798976	332616	Sarmatium	Hainburger Pforte
28	Deutsch-Altenburg	794180	332515	Badenium	Hainburger Pforte
29	Hundsheim	796029	332180	Sarmatium	Hainburger Pforte
30	Sommerein	774267	316489	Sarmatium	Südburgenländische Sw.
31	Mannersdorf	772138	315649	Sarmatium	Südburgenländische Sw.
32	Mannersdorf	771018	316404	Pannonium	Südburgenländische Sw.
33	Mannersdorf	769672	313809	Sarmatium	Südburgenländische Sw.
34	Stb. Fenk	760792	300808	Badenium	Südburgenländische Sw.
35	Kummer	772598	295770	Badenium	Südburgenländische Sw.
36	Sandg. St. M.	772353	291630	Sarmatium	Mattersburger Bucht
37	Sandg. St. M.	772353	291630	Pannonium	Mattersburger Bucht
38	Röhrbach	757690	286670	Badenium	Mattersburger Bucht
39	Sandg. Pinkafeld	735860	348269	Badenium	Oststeirisches Becken
40	Willersdorf	739381	247499	Badenium	Oststeirisches Becken
41	Tongr. Pinkafeld	735242	246404	Pannonium	Oststeirisches Becken
42	Palldau/1	710280	199979	Pannonium	Oststeirisches Becken
43	Bainisch-Kölldorf	719820	192210	Sarmatium	St. Anna/Aigen
44	Waltra	721930	190810	Sarmatium	St. Anna/Aigen
45	Waltra	721110	190005	Pannonium	St. Anna/Aigen
46	Spielfeld	696950	173305	Badenium	Westst. B. /Sausal Sw.
47	Katzengraben	696300	173750	Karpatium	Westst. B. /Sausal Sw.
48	Wagna	689956	179563	Karpatium	Westst. B. /Sausal Sw.
49	Retznei/Profil	690761	177964	Badenium	Westst. B. /Sausal Sw.
50	Weissenegg	687081	196163	Badenium	Westst. B. /Sausal Sw.
51	Weissenegg	686206	196563	Badenium	Westst. B. /Sausal Sw.
52	Wetzelsdorf Berg	675731	195289	Badenium	Weststeirisches Becken
53	Wetzelsdorf	675612	193516	Badenium	Weststeirisches Becken
54	Stefflingtal	692130	195758	Badenium	Westst. B. /Sausal Sw.
55	Hartberg	718784	235815	Sarmatium	Oststeirisches Becken
56	Mitterdornbach	718754	235795	Grenze Sa./Pa	Oststeirisches Becken
57	Leobersdorf	741998	308607	Pannonium	Wr. Neustätter Becken
58	Retznei/Profil-Rosenb.	690761	177964	Badenium	Westst. B. /Sausal Sw.
59	Laa/Thayal/Profil	755760	397799	Karpatium	Östliche Mo.-N-Donau
60	Richardhof/Profil	745543	324318	Pannonium	Wr. Neustätter Becken
61	Mühdorf	637818	178406	Badenium	Lavanttal
62	Niederhof (4 sites)	642663	172670	Sarmatium	Lavanttal
63	Spielberg	559395	233090	Badenium	Fohnsdorfer Becken
64	Neusafenu/Hartberg	722775	235400	Pannonium	Oststeirisches Becken
65	Sieglegg	709570	180110	Pannonium	Oststeirisches Becken
66	Eisengraben	714400	200430	Pannonium	Oststeirisches Becken
67	Münzgraben	709650	199110	Pannonium	Oststeirisches Becken
68	Oedt	713514	198549	Pannonium	Oststeirisches Becken
69	Petronell	787604	330931	Sarmatium	Nördliches Wiener B.
70	Lobmingbach	662227	214375	Badenium	Weststeirisches Becken
71	Lobmingberg	661337	215849	Badenium	Weststeirisches Becken

Tab. 1: STINGL & SCHOLGER

and 425 m. This shallower interval corresponds to the Karpatian-Badenian transition.

### Paläomagnetische Ergebnisse aus dem Teilprojekt Miozäne Geodynamik der Ostalpinen Becken

STINGL, K. & SCHOLGER, R.

Institut für Geophysik, Montanuniversität Leoben, Peter Tunner  
Str. 27, A-8700 Leoben

Im Zuge des FWF-Forschungsprojektes Miozän der Ostalpen wurden im Rahmen des Teilprojektes Paläomagnetik Aufschlüsse in den Ablagerungen aller größeren neogenen Sedimentbecken beprobt (Tabelle 1.). Schwerpunktmäßig wurden einige Profile detaillierten magnetostratigraphischen Untersuchungen unterzogen. Die einzelnen Aufschlüsse sollen in Zeitschnitten geordnet zur Darstellung der relativen Rotationsbeträge der Sedimentbecken dienen und zur Erfassung der Geodynamik der miozänen Beckenbildung beitragen.

Vorgestellt werden vorläufige Ergebnisse der magnetostratigraphischen Profile Laa/Thaya (Karpät-Molassezone) und Retznei (Badenium-Steirisches Becken).

Erste Ergebnisse aus der Beprobung der Einzelaufschlüsse zeigen Uhrzeigersinn und Gegenuhrzeigersinn Rotationen in verschiedenen Bereichen der neogenen Becken. Diese relativen Rotationsbeträge verringern sich deutlich an der Grenze Sarmatium-Pannonium.

Für paläogeographische Rekonstruktionen können erste Aussagen über die geographische Breitenlage zur Zeit der Beckenbildungsprozesse gemacht werden.

### Sauerstoff-Isotope aus der Plassen-Formation der Nördlichen Kalkalpen: Ein Beitrag zur Rekonstruktion der Klimaentwicklung des Zeitbereichs Oberkimmeridge bis Berrias

STRUCK, U.<sup>1</sup>, EBEL, O.<sup>1</sup> & SCHLAGINTWEIT, F.<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Institut f. Paläontologie, Richard-Wagner-Str. 10, 80335 München, Germany; <sup>2</sup>Lerchenauerstr. 167, 80935 München, Germany

Karbonatische Sedimente stellen ein Gemisch unterschiedlichster biogener und abiogener Komponenten mit einer Grundmasse dar, die unter den verschiedensten physikalischen Bedingungen zur Ablagerung kommen. Besonders biogene Komponenten können durch ihre Fähigkeit Kohlenstoff- oder Sauerstoffisotopen selektiv aufzunehmen bei Isotopen-geochemischen Untersuchungen einen großen Unsicherheitsfaktor darstellen. Zudem müssen diagenetische Prozesse wie Umkristallisation oder selektive Lösung bestimmter Partikel während der Lithifizierung in Betracht gezogen werden.

Um die Auswirkungen all dieser nicht näher abschätzbaren Vorgänge zu minimieren, wurden die Untersuchungen auf einen speziellen Faziestyp der Plassenformation, einen Clypeinen-Biomikrit beschränkt. Diese Wackestones, in denen *Clypeina jurassica* den Hauptbiogenanteil bildet, treten in den tieferen Anteilen der Plassenformation relativ häufig auf, sind durch den Anteil an stratigraphisch verwertbaren Taxa (vor allem Foraminiferen, s. u.) biostratigraphisch zumeist gut datierbar und zeigen mikroskopisch keine Anzeichen stärkerer diagenetischer Beanspruchung.

Unser Untersuchungsmaterial stammt vom Untersberg (U), der Trisselwand (T) bei Altaussee und dem Dietrichshorn (D) bei Unken. Das Alter der Proben kann mit Ober-Kimmeridge (U),

(Unter)/Mittel-Tithon (T) und Unter-Berrias (D) angegeben werden.

Unsere Messungen ergaben folgende  $\delta^{18}\text{O}$ -Werte:

Unter-Berrias -1,00 bis +0,08

(Unter)/Mittel-Tithon -5,57 bis -4,51

Ober-Kimmeridge -3,23 bis -3,13

Diese Werte koinzidieren hervorragend mit der eustatischen Kurve von HAQ et al. (1987). Transgressive Entwicklungen sind durch Expansion ausgedehnter Flachscheffgebiete ausgezeichnet, in denen sich die Wassermassen relativ leicht erwärmen können. Die gemessenen leichtesten Isotope, die das wärmste Klima anzeigen, befinden sich am Transgressionsmaximum des Tithon, während die schwersten in einem Regressionsmaximum des Berrias liegen.

Die berechneten Paläotemperaturen ergeben je nach der verwendeten Formel in einem großen Bereich schwankende Wassertemperaturen für das

Berrias 21,0-26,6 °C (21,0-25,7 °C) [20,4-22,4 °C]

Mittel-Tithon 40,1-42,4 °C (40,0 °C) [27,3 °C]

Ober-Kimmeridge 34,3-36,7 °C (34,3-34,7 °C) [25,2-25,3 °C]

Etwas deutlicher wird das Bild wenn man sich auf eine Formel beschränkt, wie die in runden Klammern dargestellten Werte, die nach EPSTEIN et al. (1953) berechnet wurden. Diese sind jedoch allesamt äußerst unrealistisch!

Zur Erklärung des Befundes lassen sich globale Änderungen der Salinität ausschließen, da der SMOW-Wert (Standard Mean Ocean Water) im untersuchten Zeitbereich konstant ist und 0,9  $^{18}\text{O}$  beträgt (WALLMANN 2001). Auch lokale Effekte wie Salzaustritt sind nicht wahrscheinlich. Die Isotopensignatur würde zu schwereren Werten, welche kühleres Klima anzeigen, verschoben.

Als bestmögliche Erklärung ziehen wir einen sehr ausgeprägten "vital effect" der Dasycladacee *Clypeina jurassica* in Betracht. Da diese Spezies aber nur eine zeitliche Verbreitung vom Ober-Kimmeridge (*eudoxus*-zone) bis zur Basis des oberen Berrias aufweist, und zudem die Clypeinidae bereits im Miozän ausgestorben sind, liegen uns hierfür verständlicherweise keine gesicherten Daten vor. Eine Berechnung unserer Paläotemperaturen mit den Fraktionierungsdaten für die ebenfalls zu den Grünalgen (Familie Codiaceae) gehörende Gattung *Halimeda* führt uns zu realistischen Ergebnissen (s. o., eckige Klammern). Wir nehmen deshalb ein ähnliches temperaturabhängiges Fraktionierungsverhalten für *C. jurassica* an.

WALLMANN, K. (2001): The geological water cycle and the evolution of marine  $\delta^{18}\text{O}$  values. - *Geochim. Cosmochim. Acta*, 65 (15), 2469-2485, New York.

WEFER, G. & BERGER, W.H. (1991): Isotope paleontology: growth and composition of extant calcareous species. - *Marine Geology*, 100, 207-248, Amsterdam.

### Fault Backstripping: eine Methode zur Quantifizierung synsedimentärer Störungen am Beispiel des Wiener Beckens

WAGREICH, M. & SCHMID, H.P.

Institut für Geologie, Universität Wien, Althanstraße 14, A-1090 Wien, Email: michael.wagreich@univie.ac.at

Die Methode des *Backstripping* wird zur Berechnung von Subsidenzkurven und Sedimentationsraten von in einer Bohrung aufgeschlossenen Sedimentpaketen herangezogen. TEN VEEN & KLEINSPEHN (2000) gehen einen Schritt weiter und vergleichen Basement-Subsidenzkurven von Bohrungen, die jeweils auf dem Liegend- und dem Hangendblock einer synsedimentären Abschiebung liegen und schließen auf deren Geometrie und Bewegungsrate.

Diesen Ansatz aufgreifend, präsentieren wir eine Methode, die es

erlaubt, absolute Bewegungsraten für synsedimentäre Abschiebungen abzuschätzen, und diese in Form eines *step plots* anschaulich darzustellen. Dabei werden mit Hilfe der Backstripping-Methode zunächst jeweils Basement-Subsidenzkurven für Liegend- und Hangendblock an einer synsedimentären Abschiebung berechnet. Die Backstripping-Methode beinhaltet eine schrittweise Dekompaktion der Schichtglieder zu ursprünglichen Mächtigkeiten und berücksichtigt unterschiedliche Ablagerungstiefen. Aus diesen Daten werden dann, unter Benützung chronostratigraphischer Einstufungen der Sedimente, Basement-Subsidenzraten und die Differenzen zwischen Liegend- und Hangendblock berechnet. Unter der Annahme reiner Abschiebungs- oder Aufschiebungsgeometrien ohne Seitenverschiebungskomponente oder Sedimentationshiaten liefert die Methode damit absolute Bewegungsraten für Störungen, gemittelt über das betrachtete Zeitintervall.

Für das Miozän des Wiener Beckens zeigt die Methode in einem Querschnitt im zentralen Becken für das Karpatium extrem hohe Bewegungsraten über 3 mm/a im zentralen Beckenteil, während die westliche Randstörung erst im Badenium mit wesentlich geringeren Versetzungsbeträgen aktiv wurde. Markant ist eine Änderung der Bewegungsrichtung innerhalb des Karpatiums, aber auch später, etwa während der Sedimentation des Aderklaaer Konglomerats, zeigen Umkehrungen im Bewegungssinn ein komplexes tektonisches Geschehen mit möglichen kurzzeitigen Kompressionsereignissen an.

TEN VEEN, J.H. & KLEINSPEHN, K.L. (2000): Quantifying the timing and sense of fault dip slip: New application of biostratigraphy and geohistory analysis. - *Geology*, **28**: 471-474, Boulder.

## Buchbesprechungen

BAUMANN, L., KUSCHKA, E. & SEIFERT, T.: Lagerstätten des Erzgebirges. - ENKE im Georg Thieme Verlag Stuttgart 2000, 300 S., 154 Abb., 13 Tab., ISBN 3-13-118281-4

“Der Begriff ‘Erzgebirge’ ist wie ein Silberglanz, der durch die Jahrhunderte leuchtet und von einem deutschen Landstrich zeugt, welcher mit verschiedensten Vorstellungen verknüpft ist”. Mit diesem Satz beginnt das Vorwort dieser “erstmaligen Gesamtdarstellung der erzgebirgischen Erzlagerstätten”.

Das Erzgebirge ist wie der Harz und Teile unserer Zentralalpen seit vielen Jahrhunderten klassisches Bergbaugesbiet, vom Bergbau kulturell geprägt und mit einem besonderen Reichtum unterschiedlichster Mineralien gesegnet. Dieser Tatsache Rechnung tragend gliedert das Autorenteam, in welchem Ludwig Baumann als langjähriger Lagerstättenfachmann der TU Bergakademie Freiberg/Sa. sehr bekannt ist, dieses Buch in folgende Kapitel:

Allgemeiner Teil: 1) Geographische und bergbauhistorische Verhältnisse; 2) Geologisch-tektonische Stellung des Erzgebirges; 3) Mineralführung und Lagerstättentypen; dem folgt ein Spezieller Teil: 4) Teilbereich Osterzgebirge; 5) Teilbereich Mittelerzgebirge und 6) Teilbereich Westerzgebirge-Vogtland. Der Anhang gibt einen Überblick über bekannte Schaubergwerke und Bergbaulehrpfade, 45 an der Zahl.

Der allgemeine Teil berücksichtigt in der Lagerstättengenese ältere und neuere Ansichten, wobei die neueste Literatur von 1998 (Mitautor E. Kuschka) datiert. Der älteren Literatur ist breiter Raum gewidmet. Die Darstellung der mitunter recht komplexen Vererzungsabfolgen ist klar, möglicherweise etwas simplifiziert. Altersdatierungen sind angeführt, über Bildungsbedingungen erfährt der neugierige Leser wenig. Im speziellen Teil ist eine Vielzahl von Lagerstättenrevieren ausreichend ausführlich beschrieben (mit Hinweisen auf weiterführende Literatur), wobei auch die neue mineralogische Nomenklatur berücksichtigt wurde. (Lagerstätten)Karten helfen beim Aufsuchen der im Text angesprochenen Lokalitäten.

Viele SW-Zeichnungen von Lagerstättengebieten und einige SW-Fotos (preisgünstiger Qualität) geben einen Überblick in die vielen (ehemaligen) Lagerstättenbereiche. Diese Aufmachung zielt offenbar auf eine kostengünstige Erstellung des Buches hin. In manchen Zeichnungen wähnt man jedoch den “Erzgebirge-Klassiker” (TISCHENDORF et al. 1989) wiederzuerkennen.

Das Buch spricht in dieser Form sicher nicht nur Geo- und Montanwissenschaftler, sondern auch interessierte Laien und Touristen an. Eine derartige Zusammenfassung muß notwendigerweise Kompromisse eingehen (nicht alle Vorkommen sind gleich gut bearbeitet), fluid inclusion Daten sucht man aber vergeblich. Für “Erzgebirge-Anfänger” wäre eine Übersichtskarte Geologie-Lagerstätten von großem Nutzen\*).

Trotzdem: Als guter Überblick und erweiterter Exkursionsführer leistet das Buch wertvolle Dienste für einen “Erzgebirge-Einstieg”, bei der (Exkursions)Vorbereitung und sicher auch vor Ort.

\*) Eine ausführliche Karte (1:100.000) mit Beschreibung

wurde allerdings vom Landesamt für Umwelt und Geologie - Oberbergamt, Freiberg 1997, aufgelegt (HÖSEL, G. et al.). Als moderne Ergänzung sei auf das (IAGOD-)Buch von SELTMANN, R., KÄMPF, H. & MÖLLER, P. (1994) verwiesen (Czech Geological Survey, Prague; ISBN 80-7075-152-5).

M.A. Götzinger

SEEBER, G. (1999): Druckstollen und Druckschächte, Bemessung, Konstruktion, Ausführung. - 348 S., 208 Abb., (ENKE im Georg Thieme Verlag) Stuttgart New York, 577,00 ATS, ISBN 3-13-117511 7/661.

Derjenige, der wie ich gewohnt ist, ein Buch vor dem Kauf oder Lesen durchzublättern, wird anfangs erschrecken: Mathematische Formeln, Diagramme, komplexe zeichnerische Darstellungen und Tabellen. Ein typisches technisches Spezialbuch. Bei näherem Beschäftigen mit dem Buch, insbesondere, wenn man in seiner beruflichen geologisch-geotechnischen Tätigkeit mit Untertagebauten, wie Druckstollen, Stollen i. A., Tunnels, aber auch Kavernen in Berührung kommt, entpuppt sich das Buch als ein sehr gutes und umfangreiches Nachschlagewerk. Ein Buch, welches auch einen umfassenden Einblick über die laufende Entwicklung und den Werdegang des Druckstollenbaus gibt.

Bereits der systematisch aufgebaute Inhalt lässt erkennen, dass alle maßgeblichen Rahmenbedingungen mit ihren Einflussfaktoren des Druckstollenbaus erfasst wurden. Neben den allgemeinen Definitionen, den Grundlagen der Berechnung und Bemessung sowie dem umfangreichen Kapitel über Auskleidungsarten, Konstruktionen und Ausführungen wird das Buch noch durch Darstellung und Eingehen auf die Probleme zahlreicher anschaulicher Beispiele bereichert.

Der Autor, Herr Univ.-Prof. DI. Dr. SEEBER konnte seine Erfahrungen und Erkenntnisse aus einem 40-jährigen Berufsleben als Planer, Projektierender sowie als Professor des Lehrstuhles für konstruktiven Wasserbau und Tunnelbau in Innsbruck eindrucksvoll in dem Buch niederschreiben. Wenn eine Kritik erlaubt sei, dann die, dass sich trotz des Hinweises auf die Bedeutung der Geologie und die Bedeutung der Miteinbeziehung des Gebirges, z. B. als wesentliches mittragendes Element, diese für den Geologen thematisch zuwenig Berücksichtigung fand.

W. Nowy

SCHRÖDER, Ü. (2000): Die Klimate der Welt. - 161 S., 10 Abb., (ENKE im Georg Thieme Verlag) Stuttgart. 510,00 ATS, ISBN 3-13-119051-5.

Das vorliegende Buch gibt Informationen über die wichtigsten klimatischen Bedingungen in den verschiedenen Regionen unserer Erde.

Von 340 ausgewählten Klimastationen werden Daten übersichtlich in Tabellenform präsentiert. Diese Aufstellungen umfassen unter anderem monatlich gegliederte Angaben



über Mittelwerte von Temperatur, Niederschlag und Sonnenscheindauer.

Bei diesen Daten werden weltweit 114 Stationen besonders berücksichtigt.

Der Bericht gibt ausführliche Erklärungen über die Besonderheiten des jeweiligen Klimas, bezogen auf großräumige Zusammenhänge und lokale Eigenschaften. Die Datensammlung wurde für das bessere Verständnis des Lesers mit erklärenden Texten ergänzt.

Die Übersichten beinhalten auch die neuesten Klimadaten von der kürzlich von der World Meteorological Organization (WMO) festgelegten Normalperiode 1961-1990.

Im Einführungsteil werden Klimaklassifikationen und Datengewinnung verständlich erläutert.

Zu bemängeln ist, daß der Kontinent Australien nur mit 3 der 114 ausgewählten Stationen vertreten ist.

Trotzdem ist das Buch ein gut formuliertes übersichtliches Nachschlagewerk, das in leicht verständlicher Form vereinfacht über die Klimate der Erde informiert.

W. Kralupa