

JAHRBUCH DER GEOLOGISCHEN BUNDESANSTALT

Neuergebnisse aus dem Paläozoikum der Ost- und Südalpen

Redaktion: Hans Peter Schönlaub & Albert Daurer

1992 BAND 135/1

Alle Rechte für In- und Ausland vorbehalten. Medieninhaber, Herausgeber und Verleger: Geologische Bundesanstalt, A-1031 Wien, Rasumofskygasse 23. Für die Redaktion verantwortlich: Dr. Albert Daurer, Dr. Hans Peter Schönlaub. Verlagsort: Wien. Herstellungsort: Horn, N.Ö. Ziel des "Jahrbuchs der Geologischen Bundesanstalt" ist die Verbreitung wissenschaftlicher Ergebnisse durch die Geologische Bundesanstalt. Satz: Geologische Bundesanstalt.

Druck: Ferdinand Berger & Söhne Ges. m. b. H., 3580 Horn.

.

Neuergebnisse aus dem Paläozoikum der Ost- und Südalpen			en Red	aktion: Hans Peter	Schönlaub & Albert Daurer
Jb. Geol. BA.	ISSN 0016-7800	Band 135	Heft 1	S. 1–418	Wien, März 1992

Inhalt – Contents

5

7

49

57

99

Wenn nicht anders angegeben, sind die Arbeiten in deutscher Sprache geschrieben.

Vorwort KORN, D.: Ammonoideen vom Devon/Karbon-Grenzprofil

an der Grünen Schneid	(Karnische Alpen, Österreich).
Mit 5 Abbildungen und	2 Tafeln

- FEIST, R.: Trilobiten aus dem Devon/Karbon-Grenzprofil an der Grünen Schneid (Zentrale Karnische Alpen, Österreich). Mit 2 Abbildungen und 4 Tafeln
- 21 DREESEN, R.M.J.; Analyse der Conodonten-Biofazies an der Devoni/Karbon-Grenze in den Karnischen Alpen. In englischer Sprache. Mit 9 Abbildungen und 2 Tafeln
- SCHÖNLAUB, H.P., ATTREP, M., BOECKELMANN, K., DREESEN, R., FEIST, R., FENNINGER, A., HAHN, G., KLEIN, P., KORN, D., KRATZ, R., MAGARITZ, M., ORTH, Ch. & SCHRAMM, J.-M.: Die Devon/Karbon-Grenze in den Karnischen Alpen (Österreich) - Eine Fallstudie interdisziplinärer Zusammenarbeit.
 - In englischer Sprache.
 - Mit 21 Abbildungen, 3 Tabellen und 9 Tafeln
- KRAINER, K.: Fazies, Sedimentationsprozesse und Paläogeographie im Karbon der Ost- und Südalpen. Mit 40 Abbildungen, 5 Tabellen und 7 Tafein
- VAN AMEROM, H.J. & SCHÖNLAUB, H.P.: Pflanzenfossilien aus dem Karbon von Nötsch und der Hochwipfel-Formation der Karnischen Alpen (Österreich). Mit 5 Abbildungen und 7 Tafeln 195
- HAHN, G. & KRATZ, R.: Eine Trilobiten-Fauna des tiefen Wassers aus dem Unterkarbon der Karnischen Alpen (Österreich) - Vorläufige Mitteilung. Mit 3 Tabellen und 1 Tafel 217
- HENTSCHEL, B. & KERN, M.: Ein vererzter unterkarboner Paläokarst in den zentralen Karnischen Alpen (Italien/ Österreich).
- Mit 9 Abbildungen und 1 Tabelle 225 OEKENTORP-KÜSTER, P. & OEKENTORP, K.: Rugose Korallenfaunen des Mittel- und Ober-Devons der zentralen Karnischen Alpen.
- Mit 3 Abbildungen, 1 Tabelle und 8 Tafeln 233 KREUTZER, L.H.: Palinspastische Entzerrung und Neugliederung des Devons in den Zentralkarnischen Alpen aufgrund von neuen Untersuchungen.
- Mit 4 Abbildungen und 1 Tabelle 261 RANTITSCH, G.: Fazies und Diagenese devonischer Riffkalke des Seeberger Aufbruches (Kärnten, Österreich). Mit 6 Abbildungen und 3 Tafeln (1 Farbbeilage) ... 273
- HASENHÜTTL, C. & RUSSEGGER, B.: Niedriggradige Metamorphose im Grazer Paläozoikum. Mit 5 Abbildungen, 1 Tabelle und 1 Tafel 287

When there is no other mention the papers are given in German language.

Preface	5
KORN, D.: Ammonoids from the Devonian/Carboniferous Boundary Section at Grüne Schneid (Carnic Alps, Austria). With 5 Text-Figures and 2 Plates	7
FEIST, R.: Trilobites from the Devonian/Carboniferous Boundary at the Locality "Grüne Schneid" (Central Carnic Alps, Austria).	
DREESEN, R.M.J.: Conodont-Biofacies Analysis of the De- vonian/Carboniferous Boundary Beds in the Carnic Alps.	21
With 9 Text-Figures and 2 Tables	49
 SCHÖNLAUB, H.P., ATTREP, M., BOECKELMANN, K., DREESEN, R., FEIST, R., FENNINGER, A., HAHN, G., KLEIN, P., KORN, D., KRATZ, R., MAGARITZ, M., ORTH, Ch. & SCHRAMM, J M.: The Devonian/Carboniferous Boundary in the Carnic Alps (Austria) – A Multidisciplinary Approach. In English language. 	-
With 21 Text-Figures, 3 Tables and 9 Plates	57
KRAINER, K.: Facies, Sedimentation and Palaeogeography in the Carboniferous of the Eastern and Southern Alps. With 40 Text-Figures, 5 Tables and 7 Plates	99
VAN AMEROM, H.J. & SCHÖNLAUB, H.P.: Plant Fossils from the Carboniferous of Nötsch and the Hochwipfel For- mation (Carnic Alps, Austria).	105
HAHN, G. & KRATZ, R.: A Deepwater Trilobite Fauna from the Lower Carboniferous of the Carnic Alps (Austria) – A Preliminary Information.	195
HENTSCHEL, B. & KERN, M.: A Mineralized Lower Carboni- ferous Paleokarst in the Central Carnic Alps (Italy/ Austria).	217
With 9 Text-Figures and 1 Table	225
OEKENTORP-KÜSTER, P. & OEKENTORP, K.: Rugose Coral Faunas of Middle and Upper Devonian Age of the Cen- tral Carnic Alps.	
With 3 Text-Figures, 1 Table and 8 Plates	233
Subdivision of the Devonian in the Central Carnic Alps According to New Investigations. With 4 Text-Figures and 1 Table	261
RANTITSCH, G.: Facies and Diagenesis of Devonian Reef Limestones from the "Seeberger Aufbruch" (Carinthia, Austria).	
pocket)	273
HASENHÜTTL, C. & RUSSEGGER, B.: Low-Grade Metamor- phism in the Graz Paleozoic	
With 5 Text-Figures, 1 Table and 1 Plate	287

Lower Devonian Graptolites in the Carnic Alps (Austria). With 12 Text-Figures, 2 Tables and 2 Plates	299
 DULLO, WC.: Microfacies and Diagenesis of Upper Or- dovician Cystoidean Limestones (Wolayer Limestone) and their Detrital Facies (Uggwa Limestone) in the Car- nic Alps. With 4 Text-Figures and 4 Plates (1 coloured plate in pocket) 	317
HINDERER, M.: The Volcaniclastic Fleons Formation in the Western Carnic Alps – Sedimentology, Petrography and Geochemistry. With 27 Text-Figures, 6 Tables, 5 Plates and 1 Colour- ed Map (in pocket)	335
SCHÖNLAUB, H.P.: Stratigraphy, Biogeography and Paleo- climatology of the Alpine Paleozoic and its Implica- tions for Plate Movements. With 16 Text-Figures	381
	(Austria). With 12 Text-Figures, 2 Tables and 2 Plates ULLO, WC.: Microfacies and Diagenesis of Upper Or- dovician Cystoidean Limestones (Wolayer Limestone) and their Detrital Facies (Uggwa Limestone) in the Car- nic Alps. With 4 Text-Figures and 4 Plates (1 coloured plate in pocket) INDERER, M.: The Volcaniclastic Fleons Formation in the Western Carnic Alps – Sedimentology, Petrography and Geochemistry. With 27 Text-Figures, 6 Tables, 5 Plates and 1 Colour- ed Map (in pocket) CHÖNLAUB, H.P.: Stratigraphy, Biogeography and Paleo- climatology of the Alpine Paleozoic and its Implica- tions for Plate Movements. With 16 Text-Figures

Schriftleitung/Editors: ALBERT DAURER & HANS PETER SCHÖNLAUB.

Neuergebnisse aus dem Paläozoikum der Ost- und Südalpen			en Red	Redaktion: Hans Peter Schönlaub & Albert Daurer		
Jb. Geol. BA.	ISSN 0016-7800	Band 135	Heft 1	S. 5	Wien, März 1992	



Projekt 216 Global Biological Events in Earth History

Vorwort zu diesem Band

Dieser Band des Jahrbuchs der Geologischen Bundesanstalt enthält 16 Beiträge über das Paläozoikum der Alpen.

Die Mehrheit stammt aus den Karnischen Alpen, der unerschöpflichen Fundgrube von klassischem Paläozoikum. Die ursprüngliche Absicht, nur einen Band mit Ergebnissen über die Devon/Karbon-Grenze herauszugeben, wurde zugunsten eines Sammelbandes über das gesamte Paläozoikum zurückgestellt, da sich innerhalb kurzer Zeit unerwarschung des alpinen Paläozoikums wider und bedeutet keineswegs einen Abschluß. Zukünftige Schwerpunkte liegen vermutlich im Karbon, dessen Geschichte bisher nur unzureichend aufgehellt wurde. So muß insbesondere die Suche nach dem "verlorenen Kontinent", einem fehlenden Krustenstreifen an der Periadriatischen Linie zwischen Nord- und Südalpen, verstärkt in Karbonsedimenten fortgesetzt werden. Andere Aktivitäten betreffen Karstphänomene im Perm sowie biostratigraphi-

tet viele Manuskripte zu diesem größeren Themenkreis zum Druck anboten. Wenn auch die Mehrheit der Beiträge (4) die Gren-Devon/Karbon ze zum Inhalt hat, reicht doch die Thematik vom Ordoviz mit zwei Beiträgen, über das Silur (1), Devon (4) bis in das Karbon (4) und behandelt dementsprechend Fragen der Biostratigraphie, Petrographie und Sedimentologie, der sy-stematischen Paläon-Geochemie tologie, und Isotopenchemie sowie paläogeogra-

Die Suche nach Goniatiten im Profil Grüne Schneid (D. KORN).

phische und fazielle Aspekte. Die weitreichenden Schlußfolgerungen, die sich daraus ergeben, basieren auf bisweilen für altmodisch gehaltener, mühsamer "traditioneller" Feldarbeit, die durch modernstes High-Tech-Labor-Equipment ergänzt und unterstützt wird. Dies erfordert in der Regel eine interdisziplinäre Arbeitsweise, wie sie hier am Beispiel über die Untersuchung der Devon/Karbon-Grenze bestens dokumentiert wird.

Die Fülle von Neuergebnissen spiegelt naturgemäß nur einen Augenblickszustand in der Erforwie die Geognosten des 19. Jahrhunderts nicht ahnen konnten, welcher Zuwachs an Wissen in nur rund 100 Jahren zu verzeichnen sein wird, wird auch das geologische Welt- und Alpenbild der heutigen Generation nicht unverändert bestehen bleiben. Die 16 Aufsätze dieses Bandes mögen dazu beitragen.

Die Mehrzahl der Arbeiten wurde aus Mitteln des IGCP-Projektes 216 gefördert, andere entstanden im Rahmen der Grundlagenforschung und Landesaufnahme der Geologischen Bundesanstalt.

HANS PETER SCHÖNLAUB

nesfalls übersehen werden, daß, entgeder Meinung gen mancher Zeitgenosdie Entwicksen, lungsgeschichte und gegenseitige Beziehung der einzelnen Vorkommen von alpi-

nem

und

sche, geochemische palökologische

Fragen im Altpaläo-

zoikum; die komplizierte Tektonik harrt

bisher erzielten Fortschritte darf aber kei-

schon

Paläozoikum

derzeit noch immer

nicht befriedigend er-

klärt werden kann. So

einer Lösung.

Trotz aller

Wien, im Februar 1992

.

Neuergebnisse aus dem Paläozoikum der Ost- und Südalpen			en Red	aktion: Hans Peter	Schönlaub & Albert Daurer
Jb. Geol. BA.	ISSN 0016-7800	Band 135	Heft 1	S. 7–19	Wien, März 1992

Ammonoideen aus dem Devon/Karbon-Grenzprofil an der Grünen Schneid (Karnische Alpen, Österreich)

Von DIETER KORN*)

Mit 5 Abbildungen und 2 Tafeln

Österreichische Karte 1 : 50.000 Blatt 197 Österreich Karnische Alpen Ammonoidea Stratigraphie Systematik

Inhalt

	Zusammenfassung	7
	Abstract	7
1.	Einleitung	7
2.	Profilbeschreibung/Faunenfolge	8
з.	Vergleich mit anderen Profilen	12
4.	Systematik	12
	Literatur	19

Zusammenfassung

Das Devon/Karbon-Grenzprofil an der Grünen Schneid (Karnische Alpen, Österreich) ist durch eine kontinuierliche Karbonat-Sedimentation mit reicher Ammonoideen-Führung gekennzeichnet. Es konnten vier lückenlos aufeinander folgende Ammonoideen-Horizonte unterschieden werden: Faunen der Unteren und Oberen *paradoxa*-Zone (*Wocklumeria*-Stufe, Oberdevon), der *acutum*-Zone (*Gattendorfia*-Stufe, Unterkarbon) sowie der dazwischen liegenden sogenannten *Acutimitoceras*-Fauna, die den höchsten Teil des Oberdevons charakterisiert. Die am besten erhaltenen Ammonoideen-Funde werden abgebildet.

Ammonoids from the Devonian-Carboniferous Boundary Section at Grüne Schneid (Carnic Alps, Austria)

Abstract

The Devonian-Carboniferous boundary section at Grüne Schneid (Carnic Alps, Austria) is characterised by a continuous carbonate sedimentation and rich content of ammonoids. Four different and successive ammonoid horizons could be recognised: faunas from the lower and upper *paradoxa* zone (*Wocklumeria*-Stufe, Upper Devonian), *acutum* zone (*Gattendorfia*-Stufe, Lower Carboniferous), and between these the socalled *Acutimitoceras* fauna that belongs to the uppermost Devonian. The best ammonoid specimens are figured.

1. Einleitung

Im Rahmen der Suche nach einem geeigneten Stratotypen für die Devon/Karbon-Grenze ist in den vergangenen Jahren eine ganze Reihe von entsprechenden Profilen detailliert untersucht und beschrieben worden (PAPROTH & STREEL (eds.), 1984; FLAJS, FEIST & ZIEGLER (eds.), 1988). Besonderes Augenmerk verdienten dabei solche Profile, die eine kontinuierliche karbonatische Sedimentation mit möglichst lückenloser Abfolge der Conodonten-Zonen aufweisen (ZIEGLER, JI & WANG, 1988). Diesem Anspruch können nur wenige Devon/Karbon-Grenzprofile gerecht werden – bei fast allen Profilen ist im höchsten Oberdevon ein Schwarzschiefer-Horizont und/oder eine mehr oder weniger mächtige klastische Folge mit Konglomeraten, Sandsteinen und Schiefertonen eingeschaltet. Beide Einheiten werden i.a. als Hangenberg-Schiefer bezeichnet.

Von den bisher bekannten, fast nur mit Karbonaten aufgebauten Grenzprofilen lieferte nur ein einziges – das Müssenberg-Profil (KORN, 1981; KORN, 1984) – reichere Ammonoideen-Faunen; alle anderen enthalten offenbar nur sporadisch auftretende Ammonoideen.

^{*)} Anschrift des Verfassers: DIETER KORN, Geologisch-Paläontologisches Institut, Universität Tübingen, Sigwartstraße 10, D-7400 Tübingen.



Geographische Lage der Lokalität "Grüne Schneid". Maßstab der topographischen Karte = 1 : 25.000.

In den Karnischen Alpen sind Goniatiten und Clymenien des höchsten Oberdevons seit über 100 Jahren bekannt (FRECH, 1887) und in einigen Publikationen beschrieben worden (DE ANGELIS D'OSSAT, 1899; GORTANI, 1907, 1912). In diesen frühen Arbeiten gibt es noch keinen Hinweis auf ein Auftreten von Goniatiten der *Gattendorfia*-Stufe, und auch SCHINDEWOLF (1921: 184) konnte noch keine Mitteilung über diese Stufe geben. Die von ihm als Fossilien aus der *Gattendorfia*-Stufe angegebenen Clymenien gehören zweifellos in das Oberdevon, wahrscheinlich in die *Wocklumeria*-Stufe.

Erst die umfangreiche Studie durch v. GAERTNER (1931) führte zu einer wesentlich erweiterten Kenntnis der Devon/Karbon-Grenze in den Karnischen Alpen. Er beschrieb Ammonoideen von verschiedenen bisher nicht bekannten Lokalitäten in Österreich, darunter auch vom Profil an der Grünen Schneid. Funde aus dem höchsten Teil dieses Profiles veranlaßten ihn, hier eine kontinuierliche Sedimentation von Cephalopodenkalken über die Devon/Karbon-Grenze hinweg anzunehmen (1931: 151). Durch die Untersuchungen von GEDIK (1974: 6) wurde diese Annahme bestätigt; er erwähnte tiefunterkarbonische Conodonten in dem erstmals beschriebenen Profil.

Das Profil an der Grünen Schneid wurde in den vergangenen Jahren von H.P. SCHÖNLAUB neu beprobt und in einem kurzen Bericht vorgestellt (SCHÖNLAUB, FEIST & KORN, 1988). Die bis dahin gefundenen Ammonoideen repräsentierten lediglich den unteren Teil der *Gattendorfia*-Stufe, aber Gehäusequerschnitte in den Schliffen versprachen das Vorkommen von Ammonoideen in allen Schichten dieses Grenzprofiles. Aus diesem Grunde wurden im Juli 1988 umfangreiche Geländearbeiten unternommen, um eine größere Sammlung aufzubauen.

Diese Aufsammlungen wurden Schicht-für-Schicht durchgeführt, wobei das Profil (Abb. 2) als Grundlage diente. Das bedeutet, daß die Bänke 3, 5 und 6 in zwei bzw. drei und vier Teilbänke aufgespalten wurden, was zu einer Feingliederung in 14 verschiedene Einheiten führte. Jede Bank bzw. Teilbank hat Ammonoideen geliefert; zusammengezählt liegen nun fast 200 Exemplare aus der oberen *Wocklumeria*-Stufe, der unteren *Gattendorfia*-Stufe und dem Äquivalent des Stockumer Kalkes (= *Acutimitoceras*-Fauna) vor. Wegen der relativ guten Erhaltung und Häufigkeit typischer Leitfossilien erhält das Profil an der Grünen Schneid eine herausragende Position unter den Devon/Karbon-Grenzprofilen. Kein anderes Profil zeigt eine derart vollständige Ammonoideen-Stratigraphie.

2. Profilbeschreibung/Faunenfolge

Das Profil an der Grünen Schneid ist hinsichtlich der Mikrofazies untersucht worden (BOECKELMANN in SCHÖNLAUB et al., 1988). Danach handelt es sich um eine kontinuierliche Abfolge von Cephalopodenkalken, die in einer relativ tiefen, pelagischen Umgebung mit lang andauernder Stabilität abgelagert wurden.

Ammonoideen wurden aus den Schichten 12 bis 1 gewonnen. Die Basis der Bank 12 lieferte *Parawocklumeria paprothae* und läßt sich damit einwandfrei in die Untere *paradoxa*-Zone einordnen (Abb. 4).



Abb. 2.

Devon/Karbon-Grenzbereich des Profiles an der Grünen Schneid. Foto: H.P. SCHÖNLAUB, Juli 1988.

Die obersten 20 cm der 91 cm dicken, fast kompakten Bank 8 lieferten die folgenden Fossilien:

Wocklumeria sphaeroides Parawocklumeria paradoxa Cymaclymenia striata Mimimitoceras sp. Balvia sp.

Von diesen Ammonoideen ist nur ein Gehäuse von Cymaclymenia striata einigermaßen gut erhalten; die anderen Exemplare zeigen nur sehr geringe Schalenreste. Die Fauna läßt sich einwandfrei in die Obere paradoxa-Zone der Wocklumeria-Stufe einordnen.

Aus Schicht 7 liegen nur zwei nicht näher bestimmbare Gehäuse einer Clymenie und eines Prionoceraten vor.

Schicht 6A ist wieder fossilreicher und lieferte eine gegenüber der Schicht 8 kaum veränderte Fauna. Le-

diglich *Finiclymenia wocklumensis* und *Linguaclymenia similis* treten hinzu. Das bedeutet jedoch keine andere stratigraphische Einordnung, auch diese Fauna gehört in die Obere *paradoxa*-Zone. Die meisten Fossilien aus dieser Schicht sind durch Drucklösungserscheinungen in ihrer Erhaltung beeinträchtigt.

Die 11 cm mächtige Schicht 6B könnte zweigeteilt werden: Der untere, 4 cm mächtige Teil (6B1) ist reich an tonigem Material; er lieferte keine Ammonoideen. Die stratigraphische Position dieser Schicht entspricht offensichtlich der des Hangenberg-Schwarzschiefers, der im Kronhof-Graben mächtiger ist (SCHÖNLAUB, 1969: 326). Der obere Abschnitt (6B2) ist wieder ein Cephalopodenkalk mit meist recht kleinen Goniatiten. Die Ammonoideenfauna hat sich gegenüber der darunter liegenden Schicht 6A um 100 % verändert: keine Clymenie ist mehr vorhanden – und die Goniatitenfau-



na besteht nur noch aus Arten der Gattung Acutimitoceras. Diese Gattung ist durch ein gut erhaltenes Gehäuse von Acutimitoceras carinatum (Taf. 1, Fig. 10,11) vertreten;



Parawocklumeria paprothae KORN 1990, 89/1/38 (coll. KORN 1989). Basis der Bank 12; ×3.

alle weiteren Exemplare aus dieser Schicht sind nicht sicher zu bestimmen. Jedoch zeigen alle kleinen Stükke den für *Acutimitoceras* typischen, etwas geöffneten Nabel. Diese Fauna ist damit eindeutig ein Äquivalent der *Acutimitoceras*-Fauna von Stockum (KORN, 1984), denn *Acutimitoceras carinatum* ist aus keinem anderen Horizont bekannt.

Auch die lithologisch ähnliche Schicht 6C lieferte hauptsächlich kleine Goniatiten, die allein zu Acutimitoceras gehören. Mit Acutimitoceras cf. prorsum und Acutimitoceras cf. kleinerae liegen Formen vor, welche diese Schicht ebenfalls in die prorsum-Zone einordnen.

Eine größere Änderung der Goniatitenfauna ist mit Schicht 6D zu verzeichnen. Mit *Gattendorfia subinvoluta* und *Acutimitoceras acutum* treten erstmals für die *Gattendorfia*-Stufe charakteristische Arten auf. Beide Exemplare sind recht gut erhalten und unzweifelhaft.

OBER-RÖDINGHAUSEN



Abb. 5. Korrelation verschiedener Ammonoideen-führender Devon/Karbon-Grenzprofile. Ober-Rödinghausen nach VÖHRINGER (1960), SCHINDEWOLF (1937) und unveröffentlichten Daten. Drewer nach CLAUSEN et al. (1989) und unveröffentlichten Daten. Müssenberg nach KORN (1981) und CLAUSEN et al. (1990).

Höhere Teile des lithologisch fast einheitlichen Profiles lieferten sehr ähnliche Faunen. Als wichtige Leitform ist *Eocanites* sp. mit dem Erscheinen in Schicht 5A zu nennen. Aufgrund der recht uniformen Goniatitenfaunen können die Schichten 6B bis 1 in die *aculum*-Zone der *Gattendorfia*-Stufe gestellt werden.

3. Vergleich mit anderen Profilen

Das Devon/Karbon-Grenzprofil an der Grünen Schneid ist eines der wenigen bisher bekannten Profile dieses Abschnitts ohne eine Einlagerung von klastischen Sedimenten. Am ähnlichsten ist das Profil auf dem Müssenberg (LUPPOLD, HAHN & KORN, 1984); dort ist eine nur wenige Zentimeter starke Schieferton-Lage zwischen den Schichten mit *Wocklumeria sphaeroides* im Liegenden und *Acutimitoceras carinatum* im Hangenden vorhanden. Diesem Horizont entsprechend liegt im Profil an der Grünen Schneid der untere Teil der Bank 6B, welcher durch höheren Tonanteil gekennzeichnet ist und keine Makrofauna lieferte.

Die Schichten 8 und 6A lieferten Ammonoideen-Faunen, wie sie von einer großen Anzahl von Stellen des Rheinischen Schiefergebirges, Oberfrankens, Ostthüringens usw. bekannt sind. Das Faunenspektrum ist nahezu identisch, wenngleich einige Lokalitäten erheblich reichere Faunen lieferten.

Das Vorkommen der Acutimitoceras-Fauna ist wesentlich schlechter dokumentiert, fast alle Vorkommen liegen am Nordrand des Rheinischen Schiefergebirges. Von diesen Vorkommen sind nur die Faunen von Stockum und vom Müssenberg gut erhalten und reichhaltig. Aus den Schichten 6B und 6C stammen typische Vertreter von Acutimitoceras, welche diese Schichten unzweifelhaft mit den Vorkommen bei Stockum und auf dem Müssenberg korrelieren lassen.

Der untere Teil der *Galtendorfia*-Stufe ist wieder an einer ganzen Anzahl von Lokalitäten bekannt. Die an der Grünen Schneid gesammelte Fauna der *acutum*-Zone entspricht vollkommen der reichen und am besten bekannten Fauna des Hönnetal-Bahneinschnitts im Rheinischen Schiefergebirge.

4. Systematik

Familie: Prionoceratidae Gattung: *Mimimitoceras* KORN 1988

Mimimitoceras crestaverde n.sp.

(Taf. 2, Fig. 32,33)

- Derivatio nominis: Nach "Cresta verde", dem italienischen Namen der Lokalität.
- Holotyp: Geologische Bundesanstalt, Wien, Nr. 89/1/ 36 (coll. KORN 1988).

- Locus typicus und stratum typicum: Profil Grüne Schneid, Schicht 1.
- Diagnose: Art der Gattung *Mimimitoceras* mit folgenden Charakteristika: Gehäuse discoidal (Wb/Dm = 0,50) mit geschlossenem Nabel. Leicht konvergente Flanken, Venter breit-gerundet. Ornamentierung bestehend aus groben Anwachsstreifen mit bikonvexem Verlauf und starken Einschnürungen auf Flanken und Venter.

Beschreibung: Der Holotyp ist ein kleines, aber charakteristisches Exemplar von 7,5 mm Durchmesser. Das Gehäuse ist vollständig involut, die Windungsbreite ist am größten in der Flankenmitte. Die Gehäuseornamentierung ist gut erhalten – sie zeigt Anwachsstreifen in Abständen von ca. 0,2 mm in der Flankenmitte. Sie haben bikonvexen Verlauf mit einem flachen dorsolateralen, einem hohen ventrolateralen Vorsprung und einem mäßig tiefen ventralen Sinus. Die letzte Windung zeigt fünf starke Einschnürungen auf dem Gehäuse und dem Steinkern. Diese Einschnürungen sind von sehr flachen Wülsten begleitet, die auf dem Venter am besten sichtbar sind.

Abmessungen des Holotyps (in mm):

Dm	Wb	Ŵh	Ńw
7,6	3,8	4,0	0

Bemerkungen/Vergleiche mit anderen Arten: Obwohl nur ein kleines Exemplar verfügbar ist, wird es trotzdem beschrieben, da es keine andere Art zu geben scheint, die mit den Merkmalen von *Mimimitoceras crestaverde* übereinstimmt. Die inneren Umgänge wurden nicht herauspräpariert, sind aber höchstwahrscheinlich auch involut. Diese Aussage ist zulässig, da alle bekannten Arten von *Acutimitoceras* wenigstens einen leicht geöffneten Nabel bei 7 mm Durchmesser zeigen.

Mimimitoceras crestaverde kann von allen anderen Ammonoideen der Gattendorfia-Stufe auf Grund seiner liraten und konvexen Anwachsstreifen und der groben Einschnürungen abgetrennt werden. Eine ähnliche Art ist Acutimitoceras exile, die aber zartere Anwachsstreifen und einen leicht geöffneten Nabel bei 7 mm Durchmesser besitzt. Acutimitoceras undulatum hat nicht die starken Einschnürungen und ist viel weitnabeliger. Die anderen Mimimitoceras-Arten aus der Gattendorfia-Stufe haben ein viel breiteres Gehäuse.

Dank

Für die Anregung zu der vorliegenden Arbeit, für die Überlassung von Material und für zahlreiche Hinweise im Gelände bedanke ich mich herzlich bei Herrn Dr. H.P. SCHÖNLAUB (Wien).

Herrn Dr. G. KAUFFMANN (Marburg) danke ich für die Ausleihe von Goniatiten-Originalen aus der Sammlung SCHINDEWOLF.

Tafel 1 (folgende Doppelseite 14 und 15).

Ammonoideen aus dem Devon/Karbon-Grenzprofil an der Grünen Schneid.

Fig. 1, 2	: <i>Parawocklumeria paradoxa</i> (Wedekind 1918). Schicht 8; ×2,5.
Fig. 3:	<i>Wocklumeria sphaeroides</i> (Reinh. Richter 1848). Schicht 8; ×2,5.
Fig. 4, 5	: <i>Cymaclymenia striata</i> (Münster 1832). Schicht 8; ×1,3.
Fig. 6, 7	: <i>Linguaclymenia similis</i> (Münster 1839). Schicht 6A; ×1,7.
Fig. 8:	Cymaclymenia striata (MÜNSTER 1832). Schicht 6A; ×0,8.
Fig. 9:	<i>Finiclymenia wocklumensis</i> (Lange 1929). Schicht 6A; ×2,5.
Fig. 10,11	<i>Acutimitoceras carinatum</i> (H. Scнмют 1924). Schicht 6B; ×2.
Fig. 12,13	<i>Acutimitoceras carinatum</i> (H. Scнмірт 1924). Schicht 6B; ×1.
Fig. 14:	Acutimitoceras cf. prorsum (H. Schmidt 1925), Acutimitoceras cf. kleinerae Korn 1984. Schicht 6C; ×2,5.
Fig. 15,16	<i>Acutimitoceras</i> cf. <i>intermedium</i> (Schindewolf 1923). Schicht 6C; ×2,5.
Fig. 17,18	Gattendorfia subinvoluta (Münster 1832). Schicht 6D; ×2,5.
Fig. 19,20	: Acutimitoceras acutum (Schindewolf 1923). Schicht 6D; ×1.
Fig. 21:	<i>Imiloceras</i> sp Schicht 6D; ×1,7.
Fig. 22,23	: Acutimitoceras intermedium (Schindewolf 1923). Schicht 6D; ×1,3.
Fig. 24,25	: Acutimitoceras intermedium (Schindewolf 1923). Schicht 6D; ×2.
Fig. 26,27	: Acutimitoceras intermedium (SCHINDEWOLF 1923). Schicht 6D; ×2,5.
Fig. 28,29	: Acutimitoceras subbilobatum (Münster 1839). Schicht 6d; ×2,5.
Fig. 30:	Aculimitoceras intermedium (Schindewolf 1923). Schicht 6D, ×2,5.

Alle Exemplare coll. KORN 1988, aufbewahrt mit den Inventar-Nummern 89/1/1-18 bei der Geologischen Bundesanstalt in Wien.



Alle Exer 🎬 ool. Kasa 1988, aufaewaha mit asu hawatar-Nummeri 39/17 - 18 ber Ger Geologischen Byn 5-5 nutri - 9 Mien







Tafel 2 (vorhergehende Doppelseite 16 und 17).

Ammonoideen aus dem Devon/Karbon-Grenzprofil an der Grünen Schneid.

Fig.	1:	Acutimitoceras sp. Schicht 5A; ×2,5.
Fig.	2, 3:	Acutimitoceras intermedium (SCHINDEWOLF 1923). Schicht 5A; ×2,5.
Fig.	4, 5:	Acutimitoceras kleinerae KORN 1984. Schicht 5B; ×1,7.
Fig.	6:	<i>Eocanites</i> sp. Schicht 5B; ×1,7.
Fig.	7–9:	Acutimitoceras intermedium (SCHINDEWOLF 1923). Schicht 5B; ×2.
Fig.	10,11:	<i>Imitoceras</i> sp Schicht 5B; ×2,5.
Fig.	12:	<i>Eocanites</i> sp. Schicht 5B; ×2,5.
Fig.	13,14:	Acutimitoceras subbilobatum (Münster 1839). Schicht 5C; ×1,3.
Fig.	15,16:	Acutimitoceras intermedium (SCHINDEWOLF 1923). Schicht 5C; ×1.
Fig.	17,18:	Acutimitoceras convexum (VÖHRINGER 1960). Schicht 5C; ×2.
Fig.	19,20:	Imitoceras sp Schicht 5D; ×2,5.
Fig.	21,22:	Acutimitoceras intermedium (Schindewolf 1923). Schicht 3A; ×2.
Fig.	23,24:	Acutimitoceras subbilobatum (Münster 1939). Schicht 3A; ×2,5.
Fig.	25:	Gattendorfia subinvoluta (Münster 1832). Schicht 3B; ×2.
Fig.	26,27:	Acutimitoceras intermedium (SCHINDEWOLF 1923). Schicht 2; ×1,7.
Fig.	28,29:	Gattendorfia subinvoluta (MÜNSTER 1832). Schicht 2; ×1,7.
Fig.	30,31:	Acutimitoceras sphaeroidale (VÖHRINGER 1960). Schicht 1; ×2,5.
Fig.	32,33:	Mimimitoceras crestaverde n.sp. Schicht 1; ×2,5.
Fig.	34,35:	Gattendorfia reticulum VÖHRINGER 1960. Schicht 1; ×2,5.

Fig. 15–18 coll. SCHÖNLAUB 1986, aufbewahrt mit den Katalog-Nummern SMF 51038 bzw. 51036 im Senckenberg-Museum in Frankfurt a.M.; alle anderen Stücke coll. KORN 1988, aufbewahrt mit den Inventar-Nummern 89/1/19–37 bei der Geologischen Bundesanstalt in Wien.

- DE ANGELIS D'OSSAT, G. (1899): Seconda contribuzione allo studio della fauna fosile paleozoica delle Alpi Carniche. – Mem. R. Accad. dei Lincei, Cl. fis., mat. e nat., Ser. 5, Vol. 3, 4–32, Abb. 1–11, Roma.
- CLAUSEN, C.-D., KORN, D., LUPPOLD, F.W. & STOPPEL, D. (1990): Untersuchungen zur Devon/Karbon-Grenze auf dem Müssenberg (Nördliches Rheinisches Schiefergebirge). – Bull. Soc. belge Géol., 98-3/4, 353-368, Abb. 1-3, 1 Tab., Taf. 1-5, Bruxelles.
- CLAUSEN, C.-D., LEUTERITZ, K. & ZIEGLER, W., mit einem Beitrag von D. KORN (1989): Ausgewählte Profile an der Devon/Karbon-Grenze im Sauerland (Rheinisches Schiefergebirge). – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., **35**, 161–226, Abb. 1–27, Tab. 1–12, 1 Taf., Krefeld.
- FLAJS, G., FEIST, R. & ZIEGLER, W. (Eds.) (1988): Devonian-Carboniferous boundary – Results of recent studies. – Cour. Forsch. – Inst. Senckenberg, **100**, 1–245, Frankfurt a.M.
- FRECH, F. (1887): Ueber das Devon der Ostalpen, nebst Bemerkungen über das Silur und einem paläontologischen Anhang. – Z. dt. geol. Ges., 39, 659–738, Taf. 28,29, Berlin.
- GAERTNER, H.R.v. (1931): Geologie der zentralkarnischen Alpen. – Denkschr. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., 102, 113–199, Abb. 1–16, Taf. 1–6, Wien.
- GEDIK, I. (1974): Conodonten aus dem Unterkarbon der Karnischen Alpen. – Abh. Geol. B.-A., **31**, 1–29, Abb. 1–7, Tab. 1, Taf. 1–7, Wien.
- GORTANI, M. (1907): La fauna a climenie del Monte Primosio. Mem. R. Accad. Sci., Istit. Bologna, Ser. 6, Vol. 4, 201–245, Taf. 1,2; Bologna.
- GORTANI, M. 1912): La serie Devoniana nella Giorgaia del Coglians (Alpi Carniche). – Boll. Roy. Com. Geol. Italia, **43**, 235–281, Abb. 1,2, Taf. 1–3, Roma.
- KORN, D. (1981): Ein neues, Ammonoideen-führendes Profil an der Devon-Karbon-Grenze im Sauerland (Rhein. Schiefergebirge). – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1981** (9), 513–526, Abb. 1–5, Tab. 1, Stuttgart.
- KORN, D. (1984): Die Goniatiten der Stockumer Imitoceras-Kalklinsen (Ammonoidea; Devon/Karbon-Grenze). – Cour. Forsch.–Inst. Senckenberg, 67, 71–89, Abb. 1–6, Taf. 1–4, Frankfurt a.M.

- LUPPOLD, F.W., HAHN, G. & KORN, D. (1984): Trilobiten-, Ammonoideen- und Conodonten-Stratigraphie des Devon/Karbon-Grenzprofiles auf dem Müssenberg (Rheinisches Schiefergebirge). – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, 67, 91–121, Abb. 1–7, Tab. 1–4, Taf. 1–6, Frankfurt a.M.
- PAPROTH, E. & STREEL, M. Eds. (1984): The Devonian-Carboniferous Boundary. – Cour. Forsch. – Inst. Senckenberg, **67**, 1–258, Frankfurt a.M.
- SCHINDEWOLF, O.H. (1921): Versuch einer Paläogeographie des europäischen Oberdevonmeeres. – Z. dt. Geol. Ges., **73**, 137–223, Tab. 1–4, Taf. 6, Berlin.
- SCHINDEWOLF, O.H. (1937): Zur Stratigraphie und Paläontologie der Wocklumer Schichten (Oberdevon). – Abh. Preuß. geol. L.-A., N.F., **178**, 1–32, Abb. 1–27, Taf. 1–4, Berlin.
- SCHÖNLAUB, H.P. (1969): Conodonten aus dem Oberdevon und Unterkarbon des Kronhofgrabens (Karnische Alpen, Österreich). – Jb. Geol. B.-Anst., **112**, 321–354, Abb. 1, Tab. 1,2, Taf. 1–3, Wien.
- SCHÖNLAUB, H.P., FEIST, R. & KORN, D. (1988): The Devonian-Carboniferous Boundary at the section "Grüne Schneid" (Carnic Alps, Austria): A preliminary report. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **100**, 149–167, Abb. 1–4, Taf. 1–4, Frankfurt a.M.
- SCHÖNLAUB, H.P., BOECKELMANN, K., FEIST, R., KLEIN, P., KORN, D., MAGARITZ, M., ORTH, C. & SCHRAMM, J.M. (1988): The D-C boundary at section Grüne Schneid, Carnic Alps, Austria. Summary report. – 1–22, 3 Abb., 5 Tab., 3 Taf.; unveröff.
- VOHRINGER, E. (1960): Die Goniatiten der unterkarbonischen Gattendorfia-Stufe um Hönnetal (Sauerland). – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 3/1, 107–196, Abb. 1–53, Taf. 1–7, Krefeld.
- ZIEGLER, W., JI QIANG & WANG CHENGYUAN (1988): Devonian-Carboniferous Boundary – Final candidates for a stratotype section. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, 100, 15–19, Abb. 1–4, Frankfurt a.M.

Neuergebnisse aus dem Paläozoikum der Ost- und Südalpen			en Red	aktion: Hans Peter	Schönlaub & Albert Daurer
Jb. Geol. BA.	ISSN 0016-7800	Band 135	Heft 1	S. 21–47	Wien, März 1992

Trilobiten aus dem Devon/Karbon-Grenzprofil an der Grünen Schneid (Zentrale Karnische Alpen, Österreich)

Von RAIMUND FEIST*)

Mit 2 Abbildungen und 4 Tafeln

Österreichische Karte 1 : 50.000 Blatt 197 Kärnten Karnische Alpen Trilobiten Devon/Karbon-Grenze Systematik Stratigraphie Paläogeographie Ôkologie

Inhalt

1. 2. 3. 4.	Zusammenfassung Abstract Résumé Einleitung Zeitliche und räumliche Verbreitung der Trilobiten Paläoökologische Aspekte Paläontologische Beschreibung der Trilobiten 4.1. Familie: Phacopidae HawLE & CORDA, 1847 4.2. Familie: Proetidae HawLE & CORDA, 1847 4.2. Familie: Proetidae HawLE & CORDA, 1847 4.2.1. Unterfamilie: Drevermanniinae MAXIMOVA, 1960 4.3. Familie: Phillipsiidae OEHLERT, 1886 4.3.1. Unterfamilie: Cyrtosymbolinae HUPE, 1953 4.3.2. Unterfamilie: Archegoninae G. HAHN & BRAUCKMANN, 1984 4.3.3. Unterfamilie: Weanilnae OWENS, 1983 4.3.4. Unterfamilie: Cummingellinae G. & R. HAHN, 1967 4.5.5. Unterfamilie: Cummingellinae G. & R. HAHN, 1987	. 21 . 22 . 22 . 25 . 25 . 26 . 26 . 26 . 26 . 28 . 35
5.	4.3.5. Unterramilie: Cystispininae G. & H. HAHN, 1962	. 36 . 37

Zusammenfassung

Das Devon/Karbon-Grenzprofil an der Grünen Schneid führt in allen Schichten Trilobiten, die insgesamt drei unmittelbar aufeinander folgenden Faunengemeinschaften angehören. Die hoch-oberdevonische *Helioproetus-Chaunoproetus*-Assoziation ist durch blinde und reduziertäugige Trilobiten ausgezeichnet. Die darauffolgende *abruptirhachis*-Fauna wird demgegenüber durch normaläugige Trilobiten charakterisiert. Diese Fauna, die nach bisheriger Kenntnis basales Unter-Karbon anzeigte, scheint hier noch dem höchsten, unmittelbar auf das Hangenberg-Event folgenden Oberdevon anzugehören. Die dritte, das basale Unterkarbon kennzeichnende Assoziation mit *Liobolina* und *Macrobole* ist ausnahmslos durch Trilobiten mit funktionsfähigen, wenn auch nicht sehr großflächigen Augen gekennzeichnet. Feinstratigraphische und ökologische Aspekte der Faunen werden diskutiert. Alle angetroffenen Trilobiten werden systematisch zugeordnet und abgebildet. Bisher unbekannte Panzerteile von *Helioproetus carintiacus* (Cranidium) und *Chaunoproetus carincus* (Pygidium), sowie 7 neue Taxa: *Typhloproetue* (*Silesiops*) *korni, Archegonus* (*Phillibole?*) *planus, Semiproetus* (*Macrobole*) *brevis*, *S.* (*M.*) *funirepa alpinus*, *Philliboloides macromma*, *Liobolina crestaverdensis* und *Diacoryphe schoenlaubi* werden beschrieben. Die auffallend nahen faunistischen Beziehungen zu gleichaltrigen Faunen aus dem nördlichen rheinischen Schiefergebirge schließt die Existenz eines weiten mitteleuropäischen Ozeans zur Zeit der Devon-Karbon-Wende aus.

^{*)} Dr. RAIMUND FEIST, Laboratoire de Paléontologie, UA 327 du C.N.R.S., Université des Sciences et Techniques du Languedoc, F-34095 Montpellier, Frankreich. Contribution CNRS-INSU 90 DBT 2.25-149.

Trilobites from the Devonian/Carboniferous Boundary at the Locality "Grüne Schneid" (Central Carnic Alps, Austria)

Abstract

The Devonian-Carboniferous Boundary section at Grüne Schneid yields trilobites in each layer which in total belong to three faunistic associations superseding abruptly one another. The upper Late Devonian *Helioproetus-Chaunoproetus* Association is composed of both, blind forms and others with reduced eyes. In contrast, the overlaying *abruptirhachis* Fauna is characterized by normally oculated trilobites. This fauna hitherto considered as basal Carboniferous, may still belong to the topmost Upper Devonian immediately following the Hangenberg event. The third, basal Lower Carboniferous association with *Liobolina* and *Macrobole* exhibits exclusively oculated forms even though the size of the eyes stays moderate. Fine-scaled stratigraphy and ecological aspects of these faunas are discussed. In the systematic section all occurring trilobites are taxonomically determined and figured. Since now unknown thoracic parts of *Helioproetus carintiacus* (cranidium) and *Chaunoproetus carincus* (pygidium) as well as 7 new taxa: *Typhloproetus* (*Silesiops*) korni, Archegonus (Phillibole?) planus, Semiproetus (Macrobole) brevis, S. (M.) funirepa alpinus, Philliboloides macromma, Liobolina crestaverdensis und Diacoryphe schoenlaubi are described. The obviously close relationship to contemporaneous faunas from the northern Rhenish Schiefergebirge precludes the existance of a wide mid European ocean at the Devonian-Carboniferous boundary.

Trilobites de la limite Devonien/Carbonifère de la localité "Grüne Schneid" (Alpes carniques centrales, Autriche)

Résumé

La coupe au passage Dévonien-Carbonifère située à Grüne Schneid a livré des trilobites dans chaque banc. Trois associations faunistiques s'y succèdent abruptement. L'association *Helioproetus-Chaunoproetus* du Dévonien terminal comprend des trilobites aveugles ou à organes visuels réduits. Par contre, la faune à *abruptirhachis* qui lui fait suite est caractérisée par des formes à surfaces visuelles normales. Cette faune jusqu'ici considérée comme indicatrice du Carbonifère inférieur basal, pourrait ici encore appartenir à l'extrème sommet du Dévonien, postérieur à l'évènement Hangenberg. La troisième association avec *Liobolina* et *Macrobole*, incontestablement du Carbonifère inférieur, est exclusivement composée de formes oculées toutefois à yeux de taille modeste. La position stratigraphique des faunes ainsi que quelques aspects écologiques sont discutés. Dans la partie systématique, les différents trilobites rencontrés sont attribués taxonomiquement et figurés. Des pièces de carapace jusqu'ici inconnues de *Helioproetus carintiacus* (cranidium) et *Chaunoproetus carnicus* (pygidium) ainsi que sept nouveaux taxa: *Typhloproetue (Silesiops) korni, Archegonus (Phillibole?) planus, Semiproetus (Macrobole) brevis, S. (M.) funirepa alpinus, Philliboloides macromma, Liobolina crestaverdensis et Diacoryphe schoenlaubi sont décrites. Les relations très étroites avec les faunes contemporaines du NE du Massif Schisteux rhénan exclut l'existence d'un vaste océan médio-européen au passage du Dévonien au Carbonifère.*

1. Einleitung

Das Profil auf der Grünen Schneid hat erstmalig eine durchgehende Trilobitenführung aus dem unmittelbaren Devon-Karbon Grenzbereich im südeuropäischen Variszikum - und speziell im ostalpinen Paläozoikum - zu Tage gebracht. Hochoberdevonische Trilobiten sind zwar von den klassischen Fundstellen der zentralen Karnischen Alpen östlich des Plöckenpasses (Kleiner und Großer Pal, Pramosio) seit längerem bekannt (vgl. G. & R. HAHN & C. BRAUCKMANNS zusammenfassende Darstellung im Catalogus Fossilium Austriae (1982)), die Trilobiten führende Schichtfolge wird dort aber noch vor Erreichen der Devon/Karbon-Grenze nach anormalem Kontakt mit dem Hochwipfel-Flysch unterbrochen (sphaeroides-Zone, toVIB (HOUSE & PRICE in SCHÖNLAUB, 1980) bzw. Mittlere costatus-Zone (SCHÖN-LAUB, 1980)).

Westlich des Plöckenpasses, am W-Hang des Cellon-Massivs, liegt dieser Kontakt etwas höher, sodaß hier über Schichten mit der gleichen Faunenzusammensetzung wie am Großen Pal höher reichende Trilobiten führende Bänke des to VI_Y (*paradoxa*-Zone), des unmittelbaren Grenzbereichs (*prorsum*-Zone) sowie der tieferen Teile der *Galtendorfia*-Stufe (*acutum*-Zone und *dorsoplanus*-Zone) erhalten sind (SCHÖNLAUB, FEIST & KORN, 1988, und Beiträge von H.P. SCHÖNLAUB und D. KORN in diesem Band).

Unter den hochoberdevonischen Trilobiten des Profils "Grüne Schneid" (Bänke 15, 13, 9, 8 und 6A – Probennummern SCHÖNLAUB, in diesem Band) sind Helioproetus carintiacus, Chaunoproetus carnicus und palensis bereits vom Großen Pal bekannt. Helioproetus subcarintiacus, Helioproetus cf. ebersdorfensis, Haasia cf. antedistans und Phacops granulatus sind zwar aus dem rechtsrheinischen bzw. ostthüringischen Schiefergebirge bekannt, sind jedoch für die Ostalpen neu. Hinzu kommt als neue Art: Typhloproetus (Silesiops) korni n.sp.

Einige der Trilobiten aus dem unterkarbonischen Anteil des Profils, die ersten überhaupt aus der *Gattendorfia*-Stufe der Ostalpen, sind bereits in einer vorläufigen Notiz vorgestellt worden (FEIST in SCHÖNLAUB, FEIST & KORN, 1988). Intensive Neuaufsammlungen vorwiegend durch D. KORN im Sommer 1988 brachte neben den meisten der oben aufgeführten Oberdevon-Faunen neues und vollständigeres Unterkarbon-Material zu Tage, sodaß die Liste der Trilobiten aus der unteren *Gattendorfia*-Stufe wesentlich ergänzt und erweitert werden kann. Insgesamt sind folgende Taxa zu bestimmen:

Belgibole abruptirhachis, Semiproetus (Macrobole) drewerensis, S. (M.) sp. aff. drewerensis, S. (M.) brevis, S. (M.) funirepa alpinus, Archegonus (Phillibole?) planus n.sp., Cyrtoproetus (C.) blax, Philliboloides macromma n.sp., Liobolina submonstrans, Liobolina crestaverdensis n.sp., Globusia sp., Diacoryphe schoenlaubi n.sp.

Alle Trilobiten stammen aus spröden sehr reinen hellgrauen Calcilutiten und liegen unverdrückt in Schalenerhaltung vor. Häufig sind jedoch die Panzerteile durch intensive Feinklüftung fraktioniert. Auffallend ist der hohe Anteil postlarvaler Jugendformen. Wie üblich in dieser bioturbaten sauerstoffreichen Fazies sind zusammenhängende Panzerteile die Ausnahme. Unter den mehr als 120 präparierten Panzerteilen liegen – die ankylosierten Cephala von *Helioproetus* und *Phacops* ausgenommen – nur 7 zusammenhängende Kopfteile vor.

Das bei SCHÖNLAUB, FEIST & KORN (1988) abgebildete Material ist im Museum Senckenberg, Frankfurt a. M., unter den Nummern SMF 49450-49460 hinterlegt. Die hier abgebildeten Stücke sowie alles zusätzliche Material werden in der Geologischen Bundesanstalt Wien unter den Inventarnummern GEOLBA 1989-3-1 bis 119 aufbewahrt. Meine Kollegen H.-P. SCHÖNLAUB und D. KORN stellten den Großteil des untersuchten Materials aus ihren Aufsammlungen zur Verfügung. Dr. STRUVE und Frau DORNER (Senckenberg, Frankfurt), Dr. KAUFFMANN (Marburg) und Dr. JAHNKE (Göttingen) machten mir Originalmaterial zum direkten Vergleich zugänglich. Einige Fragen zur taxonomischen Zuordnung der unterkarbonischen Taxa wurden mit Dr. C. BRAUCKMANN (Wuppertal), Prof. Dr. G. HAHN, Dr. R. HAHN, Dipl.-Geol. K. LEUSCHNER (Marburg) und Dr. A. ARCHINAL (Marburg) diskutiert. Dr. A. ARCHINAL machte mir freundlicherweise ein im Druck befindliches Manuskript über die in ihrer Dissertation (Marburg, 1990) vorgelegten Revision einiger Archegoninae zugänglich. Die Geländearbeiten wurden durch die Geologische Bundesanstalt (Wien) und das Centre National de la Recherche Scientifique (Paris) finanziell unterstützt. Allen genannten Personen bin ich für Ihre wertvolle Hilfe und ihre Anregungen zu Dank verpflichtet.

2. Zeitliche und räumliche Verbreitung der Trilobiten

Das stratigraphische Auftreten der verschiedenen Taxa in der Bankabfolge des Profils auf der Grünen Schneid geht aus der Tabelle (Abb. 1) hervor. Insgesamt können hier drei Faunenvergesellschaftungen unterschieden werden, die ohne vermittelnde Zwischenformen abrupt aufeinander folgen:

- 1) die Helioproetus-Chaunoproetus-Assoziation (15-6A),
- 2) die abruptirhachis-Fauna (6B-C)
- und

3) die Liobolina-Macrobole-Assoziation (6D-1).

Auffallend ist, daß kein Vertreter einer Assoziation in der darauffolgenden noch vorhanden ist.

Paläogeographisch sind alle drei Assoziationen außer in den Karnischen Alpen in pelagischen, Cephalopoden führenden Karbonatabfolgen Eurasiens verbreitet und treten, wenn vorhanden, im selben Profil übereinander auf:

- SE-England: Cornwall und N Devon (Ass. 1 und 3) (GOLDRING, 1955; SELWOOD, 1960);
- Nördliches rechtsrheinisches Schiefergebirge (Ass. 1, 2 und 3): Hasselbachtal, Oese, Apricke, Drewer, Stockum, Oberrödinghausen, Müssenberg (RUD. RICHTER, 1913; RUD. & E. RICHTER, 1926, 1951; BRAUCKMANN & HAHN, 1984; LUPPOLD, HAHN & KORN, 1984; C. & B. BRAUCKMANN, 1986);
- Ostthüringisches Schiefergebirge und Frankenwald: Gattendorf (Ass. 1, 2 und 3), Saalfeld, Schleiz (Ass. 1 und 3) (RUD. & E. RICHTER, 1926, 1951);
- Sudeten (Ass. 1 und 3): Ebersdorf (RUD. & E. RICH-TER, 1919 und pers. Beobachtung);

- O Mährischer Karst (Ass. 1 und 3) (CHLUPAC, 1966);
- Polnisches Mittelgebirge (Ass. 1, 2 und 3) (OSMOLS-KA, 1962, 1973);
- Montagne Noire (Ass. 1, 2 und 3): La Serre (FLAJS & FEIST, 1988), Puech de la Suque (LETHIERS & FEIST, 1991);
- Kazachstan (Ass. 1): Ural und Mugodjar (MAXIMOVA, 1955);
- SE China (Ass. 1, 2 und 3): Muhua und Nanbiancun (YUAN, 1988, ZHU ZHAO-LING, 1988), Dapoushang (XIANG LIWEN, 1989).

Generell wird die pelagische Cephalopodenkalkfazies der hoch-oberdevonischen "Wocklumer Kalke" im unmittelbaren Devon/Karbon-Grenzbereich durch eine Tonschieferzwischenlage ("Hangenbergschiefer") unterbrochen. Dieser Sedimentationswechsel wird auf ein globales "Event" zurückgeführt, infolge dessen die zu beobachtende end-oberdevonische Regression von einer rasch einsetzenden Transgression an der Devon/ Karbon-Wende abgelöst wird (WALLISER, 1984). In allen Trilobiten führenden Profilen mit den erwähnten Assoziationen liegt der Hangenbergschieferhorizont ausnahmslos zwischen den Assoziationen 1 und 2.

Nach vergleichenden Profiluntersuchungen im nördlichen rheinischen Schiefergebirge ist die Obergrenze der Wocklumer Kalke nicht isochron (BLESS et al., 1988; CLAUSEN, LEUTERITZ et al., 1989): sie liegt z.B. im Profil Apricke in der Mittleren *costatus*-Zone, im Hasselbachtal und Drewer aber erst in der Oberen *costatus*-Zone. In SE-China reicht die Cephalopodenkalkführung nach YUAN (1988) ebenfalls bis in die Obere *costatus*-Zone hinauf, bevor sie von einem geringmächtigen Schieferhorizont überlagert wird. Wie in Mähren wird in SE-China die *Helioproetus-Chaunoproetus*-Assoziation noch von einer weiteren Assoziation mit *Chaunoproetus* und *Mirabole*, aber ohne *Helioproetus*, überlagert. Diese jüngste oberdevonische Trilobitenassoziation scheint auf der Grünen Schneid zu fehlen.

In kondensierten Profilen wie am Müssenberg ist vermutlich der Hangenbergschiefer zwischen zwei Schichtbänken (Bank 4 und 3) ausgefallen (LUPPOLD et al. 1984, vgl. auch YUAN, 1988: 12). Eine ähnlich kondensierte Abfolge im unmittelbaren D/C-Grenzbereich scheint auf der Grünen Schneid vorzuliegen.

Auch hier fehlt der Hangenbergschiefer, der über der Bank 6A zu erwarten wäre; ein Äquivalent könnte allerdings der mergelige basale Anteil der Bank 6B (6B1) darstellen. Hieraus, wie auch allgemein aus den Hangenbergschiefern, sind keine Trilobitenreste bekannt.

Die die Hangenbergschiefer unmittelbar überlagernden Cephalopodenkalke (Stockumer Kalk, Hangenbergkalk) führen Belgibole abruptirhachis, der auf der Grünen Schneid (in Bank 6C) bereits ein Vertreter der sonst (Müssenberg, Drewer, Montagne Noire) etwas später erscheinenden Macrobole-Gruppe assoziiert ist. Diese Fauna gehört nach den vergesellschafteten Index-Conodonten und -Sporen in allen bisher bekannten Vorkommen bereits ins Unterkarbon. Problematisch ist dagegen die Situation im Profil Grüne Schneid insofern, als Siphonodellen in der ersten, abruptirhachis führenden, Bank 6B (6B2) fehlen und S. sulcata erst in der Bank 6D erscheint. Ein aus dieser Conodontenführung abzuleitendes früheres Einsetzen von abruptirhachis (und von Macrobole) bereits im höchsten Oberdevon kann zwar nicht durch typische Elemente der Oberen praesul-

	15	13	12	9	8	6A	6B	6C	6D	5A	5B	5C	4	3	2	1
Helioproetus cf. ebersdorfensis				x							,					
Helioproetus carintiacus		x		x	x	x		ĺ								
Helioproetus subcarintiacus	x			x	x											
Typhloproetus (Silesiops) korni		x		x	x	x										
Typhloproetus (Silesiops) sp.				x												
Chaunoproetus (Ch.)carnicus		x	x	x												
Chaunoproetus (Ch.) cf.palensis						x										
Haasia cf. antedistans		x	x	x												
Phacops (Ph.) granulatus				x		x										
Belgibole abruptirhachis							x									
Semiproetus (Macrobole) cf. funirepa							x	x								
Liobolina crestaverdensis							 		x							
Liobolina submonstrans											х	x	x		x	
? Globusia sp.													x			
Semiproetus (Macrobole) funirepa alpinus									x	x	x	x	x			
Semiproetus (Macrobole) drewerensis								ĺ							х	i
Semiproetus (Macrobole) sp. aff. drewerensis							 				x					
Cyrtoproetus (C.) blax														x	x	
Archegonus (Phillibole ?) planus							1									x
Semiproetus (Macrobole) brevis						1								x	x	x
Philliboloïdes macromma														x		x
Diacoryphe schoenlaubi						i i										x

Abb. 1. Tabellarische Aufstellung der vertikalen Verbreitung der Trilobitentaxa in der Bankabfolge des Profils "Grüne Schneid". Die durchgezogene Linie zwischen den Bänken 6C und 6D markiert die Devon/ Karbon-Grenze, die gestrichelte Linie zwischen 6A und 6B die Lage des Hangenberg-Events (= Zeitäquivalent des Hangenbergschiefers).

cata-Zone belegt werden: S. praesulcata und Pr. kockeli fehlen ebenfalls in der Bank 6B. Ein Hinweis hierfür ist aber durch die Präsenz vergesellschafteter Vertreter von Palmatolepis gracilis und Branmehla suprema gegeben (vgl. Beiträge von H.-P. SCHONLAUB, dieser Band), einer Conodontenfauna, die allerdings ausnahmsweise auch noch in der sulcata-Zone auftreten kann (ZIEGLER & SANDBERG, 1984). Auch im Steinbruch Drewer (Bank 13d, CLAUSEN, LEUTERITZ et al., 1989) und am Müssenberg (Basis der Bank 3, LUPPOLD et al., 1984; CLAUSEN, KORN et al., 1989) erscheint abruptirhachis noch vor sulcata und Cephalopodenkalke der Oberen praesulcata-Zone existieren im Eulenspiegeler Sattel über dem Hangenbergschiefer (CLAUSEN, LEUTERITZ et al., 1989).

Unumstrittenes Unterkarbon-Alter ist erst für die dritte Assoziation mit Vertretern der *Macrobole*-Gruppe und mit *Liobolina* in Bank 6D angezeigt. Im Gegensatz zu Müssenberg sind auf der Grünen Schneid noch keine typischen Vertreter von *drewerensis* in der *sulcata-*Zone vorhanden; sie wurden erst in der Bank 2 (*duplicata-*Zone) identifiziert. In Übereinstimmung zu den Verhältnissen von Müssenberg dagegen erscheint *Liobolina submonstrans* ebenfalls in der *duplicata-*Zone (Bank 5B).

Zusammenfassend ist die Trilobitenfauna der Helioproetus-Chaunoproetus-Assoziation (Bänke 15 bis 6A) in die Obere paradoxa-Zone (vgl. D. KORN, dieser Band) der oberen Wocklumeria-Stufe einzuordnen (KORN & LUPPOLD, 1987). Dies entspricht der Mittleren praesulcala-Zone nach der Conodontenbiozonierung (CLAUSEN et al, 1989). Die dritte Assoziation mit Liobolina und Vertretern von Macrobole ist auf die sulcala-Zone (Bänke 6D bis 5A) und duplicata-Zone (5B bis 1) des tieferen Unterkarbons verteilt (vgl. H.P. SCHÖNLAUB, dieser Band). Die dazwischenliegende Faunenassoziation 2 (Bänke 6B-C) charakterisierte nach bisheriger Kenntnis des stratigraphischen Auftretens von abruptirhachis bereits das basale Unterkarbon. Da aber die an das erste Auftreten von sulcata gebundene D/C-Grenze nicht nur höher liegt als die offensichtlich heterochrone Obergrenze des Hangenbergschiefers, sondern sogar in vielen Profilen die ersten post-Event-Niveaus des Hangenbergkalkes noch der Oberen praesulcata-Zone angehören (Profile im nordöstlichen Rheinischen Schiefergebirge: LUPPOLD et al., 1984; CLAUSEN, LEUTERITZ et al., 1989), in Südfrankreich: FLAJS & FEIST, 1988; PERRET, 1988; LETHIERS & FEIST, 1991; in Süd-China: ZIEGLER et al., 1988), könnte die Faunenassoziation 2 der Grünen Schneid ebenfalls noch der Oberen praesulcata-Zone angehören.

3. Paläoökologische Aspekte

Die an Kalkschlammsubstrat adaptierte Faunenassoziation der Wocklumeria-Kalke setzt sich im wesentlichen aus blinden (Helioproetus, Chaunoproetus (Chaunoproetus)) oder reduziert-äugigen (Typhloproetus (Silesiops), Haasia) Trilobiten zusammen. Eine Ausnahme bilden einige Vertreter des konservativen Phacops-Stammes, die eine relativ große Sehfläche bis zu ihrem Erlöschen an der D/C-Grenze beibehalten. Die Reduzierung der Sehorgane dürfte a priori ein Hinweis auf eine Anpassung an eine größere, lichtlose Wassertiefe sein (RUD. RICH-TER, 1913; CLARKSON, 1967; G. & R. HAHN, 1981). Die im Allgemeinen geringe Körpergröße, die Reduzierung prominenter Skulpturelemente und Bestachelung mit einhergehender Aufwölbung der Panzerteile könnte auf eine endobenthonische Lebensweise gewisser Taxa wie Helioproetus und Chaunoproetus (Chaunoproetus) hinweisen, wie dies ja auch für blinde Tropidocoryphinae angenommen wird (FEIST & CLARKSON, 1989).

Im folgenden Profilabschnitt (von 6B bis 1) kommen ausschliesslich Trilobiten mit funktionsfähigen, relativ großflächigen Augen vor: B. abruptirhachis, Semiproetus (Macrobole), Philliboloides, Diese Vergesellschaftung steht durch das Fehlen von blinden Vertretern in auffallendem Gegensatz zur vorhergehenden Fauna. Eine endobenthische Lebensweise ist für diese Faunenvergesellschaftung auszuschließen. Die Wassertiefe dürfte die photische-Zone kaum überschritten haben und somit geringer gewesen sein als zur Wocklumeria-Zeit, eine Annahme, die in gutem Einklang mit der These einer enddevonischen Regression stünde (JOHNSON et al., 1985). Die jähe Entfaltung neuer und an geringere Wassertiefe adaptierter Faunen spiegelt offensichtlich die in Folge des Hangenberg-Event veränderten bathymetrischen Verhältnisse wider.

Eine erneute, allmähliche Zunahme der Wassertiefe infolge der tief unterkarbonischen Transgression scheint sich erst in den jüngeren Anteilen des Profils



Abb. 2.

Verteilung blinder (= schwarze Säulen), reduziert-äugiger (= Säulen mit Querstrichen) und normal-äugiger (= weiße Säulen) Trilobitentaxa in der Bankabfolge des Profils "Grüne Schneid".

Die Lage der Devon/Karbon-Grenze sowie diejenige des Hangenberg-Events ist durch gestrichelte Linien hervorgehoben.

anzukündigen: neben großäugigen treten hier erstmals wieder reduziert-äugige Formen wie *Diacoryphe* auf (Abb. 2).

4. Paläontologische Beschreibung der Trilobiten

Im Folgenden werden alle auf der Grünen Schneid gefundenen Trilobiten systematisch ausgewertet. Neben einigen neuen Arten kann der Großteil des Materials bereits bekannten Taxa zugeordnet werden. Die Artbeschreibungen werden in einigen Fällen durch neue Merkmale ergänzt bzw. revidiert. Synonymielisten enthalten nur die wichtigsten Zitate. Von den meisten bekannten Taxa lag der Holotypus oder Originalmaterial vor ("V.").

4.1. Familie: Phacopidae HAWLE & CORDA, 1847

Unterfamilie: Phacopinae HAWLE & CORDA, 1847 Phacops EMMRICH, 1839 Gattung: Phacops (Phacops) latifrons Typus-Art: (BRONN, 1825)

> Phacops (Phacops) granulatus (MÜNSTER, 1840) (Taf. 1, Fig. 10)

- Ältere Synonymie: vgl. RUD. & E. RICHTER, 1926, 137.
- 1955 Phacops (Phacops) granulatus, MAXIMOVA, 136, Taf. 10, Fig. 3–5.
- 1958 Phacops granulatus, OSMOLSKA, 125, Taf. 1, Fig. 1. 1966 Phacops (Phacops) granulatus, CHLUPAC, 104, Taf. 22, Fig. 4–10.
- 1973 Phacops (Phacops) granulatus, CHLUPAC, 45.
- Neues Material: 2 Cephala (GEOLBA 1989-3-120,121).
- Bemerkungen: Die nach auswärts gekrümmte Augendeckelfurche und die nach unten geneigten Augendeckel unterscheiden die vorliegenden Exemplare von denjenigen des sehr ähnlichen wedekindi. Die verhältnismäßig geringe Länge des Auges (exsag.) mit 12 dorso-ventralen Linsenreihen sowie die reduzierte Zahl der Linsen (max. 4 Linsen pro Reihe) vermittelt zwischen granulatus und wedekindi.

4.2. Familie: Proetidae HAWLE & CORDA, 1847

4.2.1. Unterfamilie: Drevermanniinae MAXIMOVA, 1960

- Gattung: Chaunoproetus
- RUD. & E. RICHTER, 1919 Typus-Art: "Proetus" (subg. ?) palensis RUD. RICHTER, 1913

Chaunoproetus (Chaunoproetus) cf. palensis (RUD. RICHTER, 1913) (Taf. 4, Fig. 3-4)

- Material: 1 Cranidium (GEOLBA 1989-3-111), 1 Freiwange (GEOLBA 1989-3-112), 2 fragmentarische Pygidien (GEOLBA 1989-3-113, 114).
- Bemerkungen: Die Art palensis, Typusart der Gattung Chaunoproetus, wurde 1913 von RUD. RICHTER auf ein isoliertes meraspides Pygidium vom Großen Pal begründet. Da dieses Urstück in Wien verschollen ist (vgl. H. ALBERTI, 1974: S. 230), kann eine Revision und die notwendige Erweiterung der Artdiagnose erst nach horizontierter Neuaufsammlung an der Typlokalität erfolgen. Die hier vorliegenden adulten Pygidien entsprechen der Orginalbeschreibung hinsichtlich der relativ schlanken Spindel und des breiten hochgewölbten Randabfalls. Dagegen ist die Spindel in der Hinteransicht gegenüber den sich unmittelbar aus

den Dorsalfurchen heraus emporwölbenden Pleuralfeldern etwas eingesenkt. Das vergesellschaftete Cranidium hat eine relativ schlanke, vorn herausgewölbte Glabella und breite Festwangen, die denjenigen von Ch. stockumensis H. ALBERTI, 1974 vergleichbar sind. Der gepolsterte Randsaum der Freiwange, in der hinteren Hälfte flach aufliegend, richtet sich nach vorn zunehmend auf. Dementsprechend ist die begleitende Saumfurche vorn rinnenartig eingetieft, wird aber nach hinten seichter und verliert sich noch vor Erreichen der Hintersaumfurche (vgl. YUAN 1988, S. 41). Das verbreiterte, wulstige Wangeneck ist zugespitzt, trägt jedoch keinen Wangenstachel. Die Schalenoberfläche aller Panzerteile ist mit feinen, bei zwölffacher Vergrößerung erkennbaren Knötchen dicht besetzt.

Chaunoproetus (Chaunoproetus) carnicus (RUD. RICHTER, 1913)

(Taf. 4, Fig. 1-2)

- * 1913 Drevermannia (?) carnica RUD. RICHTER, Taf. 22, Fig. 16. p1926 Drevermannia ? carnica - RUD. & E. RICHTER, Taf. 6, Fig. 74-76.
- p1928 Drevermannia ? (Carnicia) carnica RUD. & E. RICHTER, 50. 1955 Drevermannia ? (Carnicia) carnica - MAXIMOVA, Taf. 9, Fig. 7-8.
- 1974 Chaunoproetus palensis palensis H. ALBERTI, Abb. 4, 10, Fig. 20-21.
- Weiteres Material: 4 fragmentarische Cranidien (GEOLBA 1989-3-115-118), 1 Pygidium (GEOLBA 1989-3-119).
- Bemerkungen: Der in Marburg hinterlegte Holotypus (Inventar-Nr. 2736) von carnicus wurde 1974 von H. ALBERTI (1974) erstmalig photographisch abgebildet. Das Material von der Grünen Schneid trifft weitgehend mit dem Typus überein; die Festwangen scheinen allerdings geringfügig breiter zu sein, ein Merkmal, das m.E. innerhalb der Variabilitätsbreite der Art verbleibt. Das vergesellschaftete Pygidium - bisher von carnicus unbekannt - stimmt weitgehend mit dem von H. ALBERTI, 1974 auf Abbildung 10, Fig. 21 wiedergegebenen und von ihm als "Breitform" von palensis angesehenen Stückes überein. Da dieses Stück aber mit dem Holotypus von carnicus vergesellschaftet auf derselben Gesteinsprobe vorliegt, ist es diesem wahrscheinlich zugehörig. Als Eigenheiten des Pygidiums von der Grünen Schneid ist der enge, fast spitzbogige Hinterumriss sowie die Skulpturierung durch kleine Knötchen auf dem Randabfall und im Post-Rhachisraum hervorzuheben.

4.3. Familie: Phillipsiidae OEHLERT, 1886

4.3.1. Unterfamilie: Cyrtosymbolinae HUPE, 1953

Helioproetus RUD. & E. RICHTER, 1919 Gattung: Typus-Art: "Proetus" (subg. ?) ebersdorfensis RUD. RICHTER, 1913

Helioproetus carintiacus (DREVERMANN, 1901) (Taf. 1, Fig. 1,3–5,7)

V*1901 Proetus (?) carintiacus, DREVERMANN, 119 (pars).

- 1913 "Proetus" (subg. ?) carintiacus, RUD. RICHTER, 408.
- 1919 Proetus (Helioproetus) carintiacus, RUD. & E. RICHTER, 120. 1926 Typhloproetus carintiacus, RUD. & E. RICHTER, 72, Taf. 5, Fig. 60.

1966 Typhloproetus (Typhloproetus?) carintiacus, CHLUPAČ, 75. 1988 Helioproetus carintiacus, YUAN, 17.

- Neues Material: 3 Cranidien (GEOLBA 1989-3-1-3), 5 Pygidien (GEOLBA 1989-3- 4-8). Bisher war nur das Pygidium der Art *carintiacus* bekannt. Mit typischen Pygidien vergesellschaftete Cranidien, die sich deutlich von denjenigen von *subcarintiacus* – den einzigen bisher bekannten Köpfen der Gattung – unterscheiden, sind höchstwahrscheinlich *carintiacus* zugehörig.
- Beschreibung: Glabella flaschenhalsförmig, mit halbkreisförmig umgrenztem Stirnlobus, der die Vordersaumfurche nicht oder gerade erreicht. In der Seitenansicht überragt die Glabella die Wangen von vorn bis hinten gleichmäßig, ist hinten kaum merklich gewölbt und fällt vorn gleichmäßig um 45° nach vorn ab. In der Vorderansicht ist der Frontallobus gerundet dachförmig quergewölbt, der hintere Teil der Glabella abgeplattet und nur kaum merklich die Wangen überragend. Jugendformen zeigen kräftig und gleichmäßig eingetiefte Dorsalfurchen, die im Alter hinten seichter werden. Auch die 4 Paar Glabellarfurchen sind nur bei Jugendformen deutlich eingeprägt und verschwimmen im Alter. Die Occipitalfurche ist gerade gestreckt, in Verlängerung der P1 Gabeläste grubenartig eingetieft, und keilt seitlich noch vor Erreichen der Dorsalfurche aus. Der Occipitalring wird seitlich durch ungebrochen durchlaufende Dorsalfurchen eingefaßt und ist hier fast um die Hälfte schmaler (sag.) als im Zentrum. Die Festwangen sind sehr breit und gleichmäßig quer und längs gewölbt. Die Gesichtsnaht ist zwischen den auf etwa gleicher Höhe (exsag.) liegenden Wendepunkten β und ω parabolisch einwärts gekrümmt, wobei der Scheitel der Einbuchtung gegenüber der Einmündung von P2 in die Dorsalfurche zu liegen kommt. Die Naht guert die Vordersaumfurche bei β . Nahtverlauf zwischen α und β - etwa ebenso lang wie zwischen β und ω - ist schwach gebogen. Die Distanz $\alpha - \alpha$ ist kleiner als die Breite des Glabella-Frontlobus (tr.). Die Vordersaumfurche ist rinnenartig eingetieft und wenig gekrümmt. Der Vordersaum liegt vor der Glabella horizontal auf. ist in sich jedoch merklich guergewölbt (sag.) und wird von mehreren rissigen-Stufenleistchen bedeckt.
- Vergleich: Der markante Profilknick im Postrhachisraum, den der Typus zeigt, ist weniger deutlich bei den Exemplaren von der Grünen Schneid. Die bereits in der zweiten Rippe beginnende Überlegenheit des vorderen Rippenastes an Breite ist auch an dem neuen Material zu beobachten und ist wohl das beste Unterscheidungsmerkmal gegenüber *subcarintiacus*, bei dem der vordere Rippenast sich erst von der 4. Rippe an verbreitert. Die vergesellschafteten Cranidien, die wahrscheinlich zu *carintiacus* gehören, kommen ebenfalls denjenigen von *subcarintiacus* außerordentlich nahe. Unterschiedlich ist der waagerecht liegende mit Stufenleisten besetzte Randsaum und die in der Seitenansicht viel geringere Aufwölbung des Kopf-

schildes. Bei jugendlichen Exemplaren sind die Glabellarfurchen kräftig eingetieft, und die Glabella ist durch gleichbleibend markante Dorsalfurchen deutlich gegenüber den Festwangen abgesetzt. Die hinteren Partien der Dorsalfurchen werden aber bei zunehmendem Alter seichter, ohne den Grad der völligen Ausseichtung wie bei *subcarintiacus* zu erreichen. Der tropfenförmige Frontallobus der Glabella erreicht nicht die Vordersaumfurche bei jugendlichen Exemplaren, berührt diese jedoch bei älteren Stadien; sie greift aber nicht auf den Vordersaum über, wie dies typisch bei *subcarintiacus* zu beobachten ist (vgl. Taf. 1, Fig. 9).

Helioproetus subcarintiacus (RUD. RICHTER, 1913) (Taf. 1, Fig. 2,8–9)

- V*1913 "Proetus" (subg. ?) subcarintiacus, RUD. RICHTER, 406, Taf. 23, Fig. 15.
 - 1919 Typhloproetus schindewolli, RUD. & E. RICHTER, 111, Fig. 6. 1919 Proetus (Helioproetus) subcarintiacus, RUD. & E. RICHTER, 120.
 - 1926 Typhloproetus subcarintiacus, RUD. & E. RICHTER, 68, Taf. 5, Fig. 54–58.
 - 1966 Typhloproetus (Typhloproetus) subcarintiacus, CHLUPAČ, 75. 1988 Helioproetus subcarintiacus, YUAN, 17.
- Neues Material: 1 Cephalon (GEOLBA 1989-3-9), 2 Pygidien (GEOLBA 1989-3-10,11).
- Bemerkungen: Die Wangenecken des Cephalons laufen in kurze Dornen aus und sind nicht – wie in den Rekonstruktionen von RUD. & E. RICHTER, 1926 (Taf. 5, Fig. 54 a) und von G. & R. HAHN, 1975 (Taf. 3, Fig. 14 a) angedeutet – in lange individuelle Wangenstacheln ausgezogen (vgl. auch YUAN, 1988, Abb. 45J). Die Randsäume des Cephalons und des Pygidiums sind im Unterschied zu *carintiacus* von einer feinen Randleiste eingefaßt.

Helioproetus cf. ebersdorfensis (RUD. RICHTER, 1913) (Taf. 1, Fig. 6)

Material: 1 Pygidium (GEOLBA 1989-3-12).

Das Pvaidium entspricht weitgehend der Artbeschreibung des Typus, besonders hinsichtlich der Gesamtgestalt und der Wölbungsverhältnisse. Die die Rhachis fortsetzende Spindelrippe scheint hier jedoch länger und reliefstärker zu sein. Der schmale Randsaum ist ebenfalls stärker gewulstet und am Hinterrand etwas aufgeworfen. Im Gegensatz zum Typus liegt eine weitere Flankenrippe vor. Die unzureichende Erhaltung des vorliegenden Stückes erlaubt nicht zu entscheiden, ob es sich hierbei etwa um ein nicht abgetrenntes Thoraxsegment handelt. Eine Zugehörigkeit des Pygidiums zu dem am Großen Pal vorkommenden H. gortanii ist nach direktem Vergleich mit dem Originalmaterial von gortanii auszuschließen: im Gegensatz zu den vorliegenden Verhältnissen setzen dort die Nahtfurchen erst in beträchtlicher Entfernung von den Dorsalfurchen ein.

Gattung: Haasia YUAN, 1988 Typus-Art: Cyrtosymbole wildungensis RUD. RICHTER, 1913

Haasia cf. antedistans RUD. & E. RICHTER, 1926 (Taf. 4, Fig. 5-6)

- Material: 2 Cranidien (GEOLBA 1989-3-13,14), 1 Pygidium-Fragment (GEOLBA 1989-3-15).
- Bemerkungen: Das spärliche und unvollständig erhaltene Material erlaubt keine gesicherte Artzuweisung; wesentliche Merkmale entsprechen jedoch der Diagnose von *H. antedistans*. Besonders die Cranidien stimmen im Umriß der Glabella, der Ausbildung eines schmalen Praefrontalraumes und des gepolsterten Randsaumes mit *antedistans* überein. Die typische, die gesamte Schale des Cranidiums bedeckende, wabenförmige Leistchenskulptur ist ebenfalls deutlich ausgebildet. Unterschiedlich ist die im Vergleich zum Typus breitere Glabellenbasis.

Das fragmentarische Pygidium läßt einen abgesetzten, relativ breiten, gepolsterten Randsaum erkennen.

4.3.2. Unterfamilie Archaegoninae G. Нанл & Впаискмалл, 1984

Gattung:	Typhloproetus RUD. RICHTER, 1913
Untergattung:	Typhloproetus (Silesiops)
	CHLUPÁČ, 1966
Typus-Art:	Typhloproetus schindewolfi
	RUD. & E. RICHTER, 1919 (pars),
	emend. RUD. & E. RICHTER, 1926

Bis vor kurzem wurde die Gattung *Typhloproelus* den Cyrtosymbolinae zugerechnet (CHLUPAČ, 1966; G. & R. HAHN, 1975). Der von G. HAHN & WUNN-PETRY, 1983 zur selbständigen Gattung aufgewertete *Silesiops* wurde jedoch anschließend den Archegoninae einbezogen (G. HAHN & BRAUCKMANN, 1984, 1988, 1989). Das im folgenden vorgestellte neue Material gibt Anlaß, die systematische Zuordnung von *Typhloproelus* und *Silesiops* neu zu überdenken.

Die neue Art korni ist mit der Typusart von Silesiops, schindewolli, eng verwandt. Das zugehörige bisher unbekannte Pygidium weicht hinsichtlich Relief und Pleurenbau so stark von demjenigen der ebersdorfensis-subcarintiacus-Gruppe ab, daß diese aus Typhloproetus entfernt werden und für sie der bereits 1919 von R. & E. RICH-TER vorgeschlagene Gattungsname "Helioproetus" wieder eingeführt werden muß (vgl. YUAN, 1988). Andererseits kommt das Pygidium von korni demjenigen der Typusart der Nominatuntergattung T. (Typhloproetus) microdiscus nahe. Da sich die Köpfe von Typhloproetus und Silesiops nur unwesentlich durch die Präsenz oder Abwesenheit der ohnehin reduzierten Sehfläche und Palpebralausbuchtung unterscheiden, sehe ich im Gegensatz zu G. HAHN & WUNN-PETRY, 1983 keinen Anlaß, Silesiops von Typhloproetus gattungsmäßig abzutrennen.

Nach Ausscheiden der *Helioproetus*-Gruppe, die vermutlich ein Seitenzweig der Cyrtosymbolinae darstellt, weist *Typhloproetus* s. str. nur wenige, für die Cyrtosymbolinae oder Archegoninae typische Merkmale auf. Allein die ausgelängte vorn sich verschmälernde Glabella findet sich bei manchen Archegoninae. Demgegenüber sind die Anlage der breiten Festwangen, der Nahtverlauf im Cephalon mit dem auffallenden Versatz der Hintersaumfurche an einer Nahtbrücke, die Segmentarmut und das Fehlen eines ausgeprägten Rippenmusters im Pygidium untypisch und könnten Beziehungen zu den Drevermanniinae anzeigen. Die Zugehörigkeit zu den Archegoninae muß somit nach Auffinden bislang unbekannter Panzerteile wie Thoraxsegmente, Hypostom und Rostrum überprüft werden.

Typhloproetus (Silesiops) korni n.sp. (Taf. 1, Fig. 12-18)

- Derivatio nominis: nach meinem Kollegen Dieter KORN aus Sundern, der das Material gesammelt hat.
- Holotypus: Cephalon, GEOLBA 1989-3-16, Taf. 1, Fig. 12 a,b.
- Paratypoide: 3 Cephala (GEOLBA 1989-3-17-19), 4 Cranidien (GEOLBA 1989-3-20-23) und 5 Pygidien (GEOLBA 1989-3- 24-28).
- Locus typicus: Grüne Schneid.

Stratum typicum: hellgrauer dichter Kalk, Bank 9.

- Alter: höchstes Famennium, Obere paradoxa-Zone.
- Diagnose: Eine Art von *T. (Silesiops)* mit folgenden Besonderheiten: Cephalon mit eingesenkter Saumfurche, breitem gepolstertem und dicht mit Randleisten besetztem Randsaum, gleichbleibend tiefen Dorsalfurchen, in sich gewölbter, im vorderen Drittel seitlich schwach eingezogener Glabella. Pygidium von eng parabolischem Umriß mit kurzer, abgeflachter Spindel, hinten ausseichtenden Dorsalfurchen, reliefschwachen, gleichmäßig gewölbten Flanken ohne Randsaum, scharfem Außenrand. Skulptur: gesamte Schale mit feinen Knötchen besetzt.

Beschreibung: Das Cephalon ist hochbogig umrissen und von einem breiten, etwas gepolsterten, horizontal liegenden Außensaum umgeben, der dicht mit zahlreichen durchlaufenden Stufenleisten bis zur Saumfurche hin besetzt ist. Das innere Cephalon wird vom Saum durch eine breite rinnenartig eingesenkte Saumfurche abgesetzt, aus der es knickartig steil ringsherum ansteigt. Die Glabella ist in der Vorderansicht nur wenig gewölbt und kaum aus der Gesamtwölbung heraustretend. Die Festwangen fallen weniger steil als die Freiwangen nach außen ab, sodaß an der Naht ein Gefälleknick entsteht, unter dem die Sehfläche als etwas geschwollenes Polster wenig hervortritt. In der Seitenansicht tritt die Glabella gegenüber den Festwangen hervor und wird ihrerseits ein wenig vom gepolsterten Occipitallobus überragt. In der Aufsicht ist die Glabella bedeutend länger als breit, ist gut durch schmale gleichbleibend tiefe Dorsalfurchen abgesetzt und ist vor ihrer Mitte - bei adulten Formen deutlich, bei jugendlichen schwächer - seitlich etwas eingezogen. Der Frontallobus ist langgestreckt und dringt mit eng parabolisch umgrenzter Stirn bis an den Vordersaum vor, den er vor der Stirn etwas nach vorn versetzt. Die drei Paar Glabellarfurchen sind sehr seicht, die hintere adaxial ein wenig nach hinten gebogen und weit vor der Occipitalfurche auskeilend. Die Occipitalfurche, ebenso tief und schmal wie die Dorsalfurchen, biegt im Zentrum gleichmäßig nach vorn vor. Der Occipitalring, ein wenig gepolstert, ist bei adulten Exemplaren im Zentrum fast doppelt so breit (sag.) wie an den Seiten. Die Gesichtsnaht, insgesamt nach außen konkav verlaufend, buchtet am tiefsten gegenüber P2-P3 ein. Dieser Umbiegungspunkt der Naht kann bei jugendlichen Exemplaren etwas weiter vorn liegen (knapp vor P3 (tr.)). Von dort läuft der Vorderast sagittalparallel oder kaum merklich divergent nach vorn und biegt von der Saumfurche an in stumpfem Bogen bis zum Vorderrand ein. Der Hinterast verläuft bis zur Hintersaumfurche geradlinig, divergiert geringfügig von der Dorsalfurche und überquert die Hintersaumfurche über einem Brückchen. Der Hintersaum verbreitert sich von innen nach außen. Die Festwangen sind an der Vordersaumfurche schmaler als an der Hintersaumfurche (tr.). Der Punkt tiefster Einbuchtung der Naht liegt knapp innerhalb der Längsprojektion von y (exsag.). Nur bei jugendlichen Exemplaren ist durch Nahtstreckung an dieser Stelle eine Kante als Relikt eines Palpebrallobus angedeutet. Die angrenzende Festwange trägt hier eine undeutliche Palpebralschwiele. Die schmalen Freiwangen laufen an den Wangenecken in sehr lange, kräftige, etwas dorsoventral abgeplattete Wangenstacheln aus. Die etwas geschwollene, sichelförmige Sehfläche mit ca. 30 unregelmäßig umgrenzten Linsen liegt ohne Plattform, Sockel oder Augenfurche direkt dem ungepolsterten Wangenfeld auf. Der Punkt der größten Einbiegung der Naht fällt etwa mit dem Vorderende der Sehfläche zusammen. Glabella, Occipitalring und Festwanaen sind mit homogener Knötchenskulptur dicht besetzt. Das Freiwangenfeld des jugendlichen Exemplares ist glatt.

Das Pygidium, etwas länger als seine halbe Breite, ist eng parabolisch umrissen und mit gleichmäßig gewölbten Flanken ohne abgesetzten Randsaum versehen. Die im Querschnitt hochbogige Spindel ist schmaler als eine Flanke und erreicht nicht ganz zwei Drittel der Gesamtlänge des Pygidiums. Die Dorsalfurchen biegen nach innen ein, keilen jedoch noch vor Erreichen des Spindelendes aus. Dieses läuft hochbogig zu und geht ohne Absatz in eine undeutliche Spindelschwiele über. Die Spindel trägt 7 + 1 flache, undeutlich abgegrenzte Ringe ohne mittlere Anschwellungen. Von den seichten und schwach nach vorn aebogenen Ringfurchen erreichen nur die vorderen vier die Dorsalfurchen, während die hinteren auf die Spindelmitte beschränkt bleiben. Der erste Spindelring, etwas schmaler als die übrigen, ist schwach gepolstert. Die regelmäßig zum Rand abfallenden Pleuralfelder sind äußerst reliefschwach: nur drei Rippenpaare sind zu erkennen, deren Schrägfurchen etwas deutlicher eingeprägt sind als die Nahtfurchen. Nur die Schrägfurche des ersten Segmentes ist scharf und stärker eingetieft. Die Rippen enden auf den Flankenmitten und lassen einen sehr breiten, auch bei streifendem Licht nur sehr schwach gepolsterten Rand, saum", der am Außenrand scharf endet. Spindelringe und innere Flankenteile tragen eine feine, dichte Knötchenskulptur.

- Bemerkungen: Der Holotypus zeigt im Vergleich zu größeren Exemplaren eine relativ schlankere und im Vorderteil weniger stark herausragende Glabella. Diese Züge, wie auch die Polsterung der Sehfläche, dürften als jugendliche Merkmale zu werten sein.
- Vergleich: Die neue Art kommt der Typus-Art schindewolfi besonders im Verlauf der Gesichtsnaht und der Präsenz eines Augenreliktes nahe. Unterschiedlich ist die Ausbildung des gepolsterten Randsaumes und

der eingetieften Saumfurche. Die Glabella der neuen Art ist deutlich reliefstärker und zeigt eine seitliche Einschnürung, die bei *schindewolfi* nicht wahrzunehmen ist. Da von der Typus-Art nur das Cephalon bekannt ist, ist die Zuordnung der zusammenhanglosen Pygidien problematisch. Da sie aber mit den Köpfen vergesellschaftet auftreten, ist ihre Zusammengehörigkeit wahrscheinlich. Sie lassen sich am ehesten mit den Pygidien von *Cyrtosymbole (Waribole) eulenspiegelia* RUD. & E. RICHTER 1926 vergleichen, von denen wiederum die Köpfe unbekannt sind. Auf Grund der Ähnlichkeit in Form und Umriß sowie des Fehlens eines Randsaumes wie bei *korni*, teile ich die Ansicht von YUAN (1988), der *eulenspiegelia* der Gattung *Typhloproetus* zuordnet.

Typhloproetus (Silesiops) sp.

(Taf. 1, Fig. 11)

Material: 1 juveniles Cranidium (GEOLBA 1989-3-29).

Bemerkungen: Die Form der hochkonischen Glabella, die die Randsaumfurche erreicht, sowie die Ausbildung eines gut abgesetzten, gepolsterten und mit Stufenleisten besetzten Randsaumes entspricht den Verhältnissen bei *Typhloproelus* und speziell denjenigen bei korni. Die Ausbildung kleiner Palpebralloben ist zwar für *T. (Silesiops)* kennzeichnend, trifft jedoch nicht auf korni zu. Andererseits ist aber das vorliegende Cranidium ein Jugendstadium; das Vorhandensein von Palpebralloben könnte somit ein rekapitulatives Merkmal darstellen, das im Laufe der späteren holaspiden Ontogenese reduziert wird.

Gattung:	Archegonus BURMEISTER, 1843
Untergattung:	Archegonus (Phillibole)
	RUD. & E. RICHTER, 1937
Typus-Art:	Phillibole aprathensis
	RUD. & E. RICHTER, 1937

Archegonus (Phillibole?) planus n.sp. (Taf. 4, Fig. 12–14,20)

- Derivatio nominis: planus = eben, wegen der flachen Glabella.
- Holotypus: Cranidium, GEOLBA 1989-3-94, Taf. 4, Fig. 13a-c.
- Paratypoide: 2 Freiwangen (GEOLBA 1989-3-95,96),
- 1 Pygidium (GEOLBA 1989-3-97).
- Locus typicus: Grüne Schneid.
- Stratum typicum: hellbeige-grauer dichter Kalk, Bank 1.
- Alter: duplicata-Zone, mittleres Unter-Tournaisium.
- Diagnose: Eine Art von A. (Phillibole) mit folgenden Besonderheiten: Cephalon mit schlanker, reliefschwacher, abgeflachter Glabella; breitem, kaum aufgerichtetem, nur gering gebogenem Vordersaum; unsymmetrischen, kleinen Palpebralloben; kleiner, flachliegender Sehfläche; ohne Wangenstachel. Pygidium breit mit schlanker, geradlinig begrenzter Spin-

del und abgeflachten, nur vorn hervortretenden Flankenrippen.

Beschreibung: Cranidium. Die insgesamt schlanke Glabella verschmälert sich birnenförmig nach vorn zu einem etwas ausgelängten, engparabolisch umgrenzten Stirnlobus. Sie ist um ein Fünftel länger (sag.) als breit, erreicht ihre größte Breite an ihrem Hinterrand und ist knapp vor ihrer Mitte seitlich deutlich eingezogen. In der Seiten- und Frontalansicht ist sie auffallend reliefschwach, dorso-ventral abgeplattet und die Festwangen kaum überragend. Vier dünne, geradlinig gestreckte, zueinander parallel liegende und mit 45° nach hinten geneigte Glabellarfurchen sind kaum eingetieft; die dazwischen liegenden Seitenloben sind ungepolstert. Die Dorsalfurchen sind durchgehend deutlich und gleichmäßig eingetieft. Die Glabellenstirn erreicht soeben die breite und seicht eingemuldete Vordersaumfurche. Der Vordersaum ist breit, in sich quergewölbt (sag.), nur wenig aufgerichtet und auffallend gering gebogen (tr.). Die vorderen Festwangen sind regelmäßig gewölbt aber nicht gepolstert. Die kleinen Augendeckel liegen horizontal, sind kaum quergewölbt und unsymmetrisch nach vorn ausgelängt. Die Occipitalfurche, tiefer eingesenkt als die Dorsalfurchen, schwingt in der Mitte nur geringfügig nach vorn. Der Occipitallobus, nur unvollständig erhalten, verschmälert sich zu den Seiten und weist weder Nackenläppchen noch Nackenfurchen auf. Die Gesichtsnaht, in relativ großem Abstand von der Dorsalfurche, ist bei γ und ϵ äquidistant. Der Abschnitt γ - δ ist bei weitem länger und schwächer gebogen als $\delta - \epsilon$. Der Suturabschnitt $\epsilon - \zeta$ verläuft geradlinig und parallel zur Dorsalfurche bis auf die Höhe der Occipitalfurche, um dann knicklos nach außen zu biegen. Das hintere Festwangeneck ist kurz und deutlich schmäler (exsag.) als der Hintersaum. Die dicke Schale ist ohne gröbere Skulptur und läßt erst bei 25-facher Vergrößerung feinste nur im Streiflicht zu erkennende schuppenartige Knötchen erkennen.

Die Freiwange ist ohne Wangenstachel und weist statt dessen ein stumpfwinklig abgestutztes Wangeneck auf. Das gleichmäßig und allseitig gewölbte Wangenfeld geht randlich in eine breit eingemuldete, flache Randsaumfurche über, an die sich ein gewulsteter, mit mehreren durchlaufenden Stufenleisten besetzter Randsaum anschließt. Die Augengegend ist nur schwach gepolstert und nicht vom Wangenfeld abgesetzt. Bei der kleineren Freiwange (Taf. 4, Fig. 14) ist eine flache, halbmondförmige Sehfläche mit ca. 60 Linsen ausgebildet. Bei der größeren dagegen (Fig. 20) ist diese zu einem kleinen, von einer seichten Furche umgebenen, Feldchen ohne Linsen reduziert. Die Schale ist glatt, weist aber zahlreiche grübchenartige Einstiche auf.

Das breite Pygidium hat einen weit parabolischen Umriß und eine lange Spindel, die vorn nicht ganz eine Flankenbreite erreicht. Die Spindel ist geradlinig begrenzt, läuft nach hinten spitzbogig zu und trägt 10+1 Spindelringe. Das Spindelende wird durch eine kurze Spindelleiste verlängert. Die Flanken tragen 8 Rippen, von denen nur die vorderen 3 deutlich hervortreten, während die hinteren nur durch die verlängerten Rippenvorderäste in Erscheinung treten. In der ersten Rippe ist der Vorderast etwas schmaler und höher als der Hinterast, in den folgenden Rippen sind beide Äste gleich breit und hoch, oben abgeflacht. Die Vorderäste, etwas länger als die Hinteräste, klingen jedoch weit vor Erreichen des Außenrandes aus. Die Außenränder, ohne abgesetzten Randsaum, biegen gleichmäßig nach unten ab, bilden aber mit dem nach unten konvexen Umschlag eine scharfe Kante. Der Außenrandabfall ist mit wenigen rissigen, nicht durchlaufenden Stufenleistchen versehen. Die dicke Schale ist mit feinsten, schuppenartigen Knötchen dicht besetzt.

Vergleich: Die neue Art kann auf Grund ihrer relativ breiten Festwangen und Palpebralloben, der auffallend flachen Glabella sowie dem abgerundeten Wangeneck nur mit Vorbehalt zu A. (Phillibole) gerechnet werden. Unter den gleichaltrigen Archegoninae ohne Wangenstacheln kommt C. (Cyrtoproetus) blax in der Gestaltung der Freiwange und der Sehfläche, des Augendeckels und im Nahtverlauf der neuen Art nahe. C. (Cyrtoproetus) blax hat aber, neben den für Cyrtoproetus typischen Occipitalzweigfurchen, eine deutlich plumpere und stärker aufgewölbte Glabella mit kräftig eingetieften Seitenfurchen. Auch die Spindel ist plumper und breiter als bei der neuen Art.

Gattung: Semiproetus REED, 1943 Untergattung: Semiproetus (Macrobole) RUD. & E. RICHTER, 1951

- Typus-Art: Cyrtosymbole (Macrobole) drewerensis RUD. & E. RICHTER, 1951.
- Typus-Art: In der in ihrer Dissertation vorgelegten und im Druck befindlichen Revision einiger Archegoninae führte A. ARCHINAL die zeitweise in Synonymie mit Archegonus (Phillibole) gestellte Untergattung Macrobole wieder ein und ordnete sie dem zur Gattung aufgewerteten Semiproetus zu. Gleichzeitig wurde blax aus dem Macrobole-Kreis entfernt und Cyrtoproetus eingegliedert. Die von ARCHINAL neu eingeführten Kombinationen werden hier übernommen.

Semiproetus (Macrobole) funirepa (FEIST, 1988)

- V.*1988 Carbonocoryphe (Winterbergia?) funirepa FEIST in FLAJS & FEIST, 79, Taf. 11, Fig. 7-12.
- Bemerkungen: Die taxonomische Zuordnung der Art *funirepa* stieß infolge unzureichenden Materials auf Schwierigkeiten (vgl. Diskussion, FLAJS & FEIST, 1988, S. 80). In Unkenntnis des Verlaufs der hinteren Gesichtsnaht wurde sie zunächst im Hinblick auf den eigenartigen Pleuralbau im Pygidium zu *Carbonocoryphe* gestellt. An der Typuslokalität neu entdeckte Cranidien weisen jedoch einen für *Carbonocoryphe* untypisch langen, dorsalfurchenparallelen Hinterastabschnitt auf. Demzufolge wird *funirepa* hiermit S. (Macrobole) zugeordnet.
- Revidierte Diagnose: Art der Untergattung S. (Macrobole) mit folgenden Besonderheiten: Cranidium mit langer, vorn hochbogig ausgezogener Glabella, gepolsterten Seitenloben, kurzen, relativ weit ausladenden Palpebralloben und kurzen Nahtvorderästen, die erst weit vorn kräftig divergieren. Freiwange mit großem Auge und langem Wangenstachel. Pygidium von

parabolischem Umriß, mit hoher, langer, in Postrhachisschwiele auslaufender Spindel mit 10+1 Ringen. Gewölbte Innenflanken, die durch eine deutliche Umschlagsdepression gegenüber dem schleppenartig flach liegenden Randbereich abgesetzt sind. 8–9 Rippen, deren insgesamt gleichbreit bleibende Vorderäste adachsial breiter, distal höher und viel länger als die Hinteräste sind und in der Umschlagsdepression hakenartig nach hinten Knicken, um auf dem Rand in lange Randleisten auszulaufen. Hinteräste distal verbreitert, nur bis zur Umschlagsdepression reichend. Grobe Knötchenskulptur.

Die Art funirepa ist in der Montagne Noire mit B. abruptirhachis vergesellschaftet. Auf der Grünen Schneid wurden gemeinsam mit abruplirhachis (in den Bänken 6B und C) ein fragmentarisches Cranidium (GEOLBA 1989-3-38), eine Freiwange (GEOLBA 1989-3-37) und ein Pygidiumfragment (GEOLBA 1989-3-36) gefunden, die Eigenschaften von funirepa aufweisen und zu dieser Art gehören könnten. Diese Stücke werden vorläufig mit "cf. funirepa" gekennzeichnet (Taf. 2, Fig. 7-9). Das Pygidium zeigt ähnlich dem südfranzösischen Typus eine hohe und auffallend lange, plumpe Rhachis, die nahe an den Hinterrand heranreicht. Auch das Segmentmuster und die Skulpturelemente entsprechen sich. Das Pygidium von der Grünen Schneid weist im Unterschied zu funirepa einen viel schmaleren Randsaumbereich auf; die Flanken fallen steil bis zum Außenrand ab, der von den distal kräftig nach hinten gebogenen Rippenvorderästen fast erreicht wird. Das fragmentarische Cranidium läßt eine im Gegensatz zu funirepa höhere und vorn breitere Glabella erkennen, die seitlich nicht eingechnürt ist. Die Glabellarfurchen sind ähnlich tief eingeschnitten und die Seitenloben gepolstert. Der Verlauf der Gesichtsnaht, das große, abgeflachte Auge ohne Plattform sowie die dichte Knötchenskulptur stimmen gut mit funirepa überein.

In den Bänken 6D bis 4 tritt dann sehr häufig eine weitere, mit *funirepa* eng verwandte Form auf, die als geographische Variante, die neue Unterart *funirepa alpinus*, angesehen wird.

Semiproetus (Macrobole) funirepa alpinus n.ssp. (Taf. 3, Fig. 1-9,14-7)

Derivatio nominis: *alpinus*: in den Alpen vorkommend.

- Holotypus: Cranidium, GEOLBA 1989-3-51 Taf. 3, Fig. 2a-c.
- Paratypoide: 1 Cephalon (juvenil) (GEOLBA 1989-3-49), 15 Cranidien (GEOLBA 1989-3-50, 52-64), 5 Freiwangen (GEOLBA 1989-3-65-69), 14 Pygidien (GEOLBA 1989-3-70-83).
- Locus typicus: Grüne Schneid.
- Stratum typicum: grau-beige dichter Kalk, Bank 5B
- Alter: Untere Gattendorfia-Stufe (cul), sulcata- und duplicala-Zonen.

Differentialdiagnose: Eine Unterart von S. (M.) funirepa mit folgenden Besonderheiten: Glabella im vorderen Drittel seitlich nicht eingezogen, Stirnlobus anterolateral etwas gestutzt; Palpebralloben sichelförmig, vorn etwas länger ausgezogen und seitlich weniger stark hervorragend. Rhachis spitzkonisch, abgesetzter Randbereich etwas abgebogen. Knötchenskulptur insgesamt feiner und gleichmäßig.

- Beschreibung: Das Pygidium ist parabolisch umgrenzt und weist eine hohe, vorn eine Flankenbreite erreichende Spindel auf, die von geradlinig konvergierenden Dorsalfurchen gut gegenüber den Flanken abgesetzt ist. Die Dorsalfurchen verlängern sich über das Spindelende hinaus und definieren eine dreieckige Postrhachisschwelle, in die das Spindelende übergeht. Die Rhachis trägt 9+1, bei spätadulten Exemplaren 10+1 gerade Spindelringe. Die Flanken fallen allseits nach außen ab und sind innen bis zur Umschlagsdepression in sich stärker gewölbt. Die seitlichen Randbereiche sind nur schwach guergewölbt, die hinteren Randbereiche eben. An den Au-Benrändern fällt die Schale nach unten ab. Meist sind 8, bei größeren Exemplaren 9 Rippen ausgebildet, deren Vorderäste adachsial breiter als die Hinteräste beginnen und diese insgesamt an Höhe und Länge übertreffen. Die Hinteräste verbreitern sich etwas nach außen, reichen aber nicht weiter als bis zur Umschlagsdepression. Diese wird dagegen von den Vorderästen unvermindert überquert. Während die Rippen von vorn nach hinten immer stärker rückgeneigt sind und sich letztlich sagittal-parallel stellen, sind sie in sich nur wenig gebogen. Dagegen biegen die durchlaufenden Vorderäste in der Umschlagsdepression knickartig nach hinten um und verlaufen bis in Randnähe. Die vorderen gehen dort in lang anhaltende bandartige Randleisten über, die die hinteren Rippenenden einfassen. Die Gesamtschale ist mit kleinen Knötchen gleicher Größe dicht besetzt.
- Bemerkungen: Innerhalb der Populationen sind einzelne Merkmale größeren Variationen unterworfen. Diese betreffen insbesondere die Länge der Glabella und der Spindel im Verhältnis zur Gesamtlänge sowie die Größe und Wölbung der. Sehfläche auf der Freiwange. Auch das Rippenmuster im Pygidium zeigt zuweilen eine beginnende Verlängerung der vorderen Rippenhinteräste, die die Umschlagsdepression überqueren und bei gleichzeitiger Verminderuna der Skulpturelemente sowie der Randleisten Tendenzen aufzeigen, wie sie typisch bei dem etwas jüngeren drewerensis ausgebildet sind. So könnte z. B. das auf Taf. 3, Fig. 7 abgebildete Pygidium eine Übergangsform zwischen funirepa alpinus und drewerensis drewerensis darstellen. Solche Übergangsformen scheinen innerhalb der Macrobole-Gruppe besonders häufig aufzutreten und dürften die explosionsartige Speziationsphase im Anschluß an die Hangenberg-Krise widerspiegeln. Bereits SELWOOD (1960) zweifelte aus diesem Grunde eine Differenzierbarkeit zwischen drewerensis und longisuta an. M. E. ist aber kaum anzunehmen, daß sich alle Merkmale gleichzeitig und mit gleicher Geschwindigkeit abändern, sodaß scharf gefaßte Diagnosen anhand horizontiert entnommener größerer Populationen zu taxonomischer Differenzierung führen müßten. Voraussetzung ist hierbei jedoch, daß gleiche Altersstadien verglichen werden.
- Vergleich: Gleichaltrige Vertreter von *Macrobole*, die einen vergleichbar hochbogigen Umriß im Pygidium, hohe und lange Spindel mit graden Spindelringen und einen mit Leisten besetzten Randsaum aufweisen, sind die in Drewer vorkommenden Taxa *hercules* und *ogivalis*, von denen bisher nur Pygidien bekannt sind. Entscheidende Unterschiede liegen in den Wöl-

bungsverhältnissen und im Segmentbau. Beide Arten zeigen keine Umschlagsdepression. Bei ogivalis sind die Flanken fast eben ausgebreitet, während sie bei hercules im Gegenteil viel stärker und gleichmäßig nach unten abbiegen. Bei ogivalis sind beide Rippenäste von annähernd gleicher Länge, während bei hercules, im Gegensatz zu *lunirepa*, beide Äste an der Dorsalfurche gleichbreit beginnen und dort infolge durchlaufender Interpleuralfurchen die Rippenkonfiguration unterdrücken. Die Arten drewerensis und duodecimae unterscheiden sich u. a. durch ihre plumpere, vorn breitere Glabella (drewerensis longisuta zeigt im Gegenteil eine noch spitzere Glabellenstirn) und gleichlange, stärker gebogene Rippenäste und eine viel kürzere Spindel.

Semiproetus (Macrobole) drewerensis (RUD. & E. RICHTER, 1951)

- (Taf. 3, Fig. 18-19)
- V* 1951 Cyrtosymbole (Macrobole) drewerensis, Rud. & E. RICHTER, 235, Taf. 1, Fig. 7–11; Taf. 5, Fig. 47; Abb. 1,3.
 - 1960 Cyrtosymbole (Macrobole) drewerensis, SELWOOD, 180, Taf. 29, Fig. 14~16.
 1965 Archegonus (Phillibole) drewerensis, G. HAHN, 250,
 - Abb. 6, 11, 19.
 - 1968 Archegonus (Macrobole) drewerensis, GANDL, 70, Taf. 5, Fig. 1–3.
 - 1981 Archegonus (Phillibole) drewerensis, BRAUCKMANN, 98, Abb. 1–3.
 - 1984 Archegonus (Phillibole) drewerensis, G. HAHN in LUPPOLD et al., 96, Taf. 3, Fig. 2,7,9.
- non 1988 Archegonus (Phillibole) drewerensis, FEIST in SCHÖNLAUB et al., 157, Taf. 2, Fig. 11–17 (= lunirepa alpinus)
- Neues Material: 2 fragmentarische Cranidien (GE-OLBA 1989-3-84,85), 2 Pygidien (GEOLBA 1989-3-86,87).

Die Köpfe zeigen den für *drewerensis* typischen, gleichmäßig parabolisch gerundeten Stirnumriß der Glabella und den kleinen innerhalb der Längsprojektion von β liegenden Palpebrallobus. Auch die Pygidien stimmen weitgehend mit dem Typusmaterial überein. Der Außenrand ist vergleichsweise stärker abgerundet und trägt 2–3 undeutliche, nicht durchlaufende Stufenleisten, wie dies auch an einigen Exemplaren von Oberrödinghausen zu beobachten ist. Die Schale der Cranidien und Pygidien ist ohne Skulptur. Soweit an dem zahlenmäßig geringen und bruchstückhaften Material zu beurteilen, kommt es der typischen Unterart von *drewerensis* am nächsten.

Semiproetus (Macrobole) sp. aff. drewerensis (RUD. & E. RICHTER, 1951) (Taf. 3, Fig. 10)

Material: 1 Pygidium (GEOLBA 1989-3-88).

Das isolierte Pygidium fällt unter den zahlreichen, vergesellschafteten Pygidien von *lunirepa alpinus* durch seine Breite – sowohl der Flanken als auch der Rhachis –, die Reliefschwäche des Segmentmusters und das bis auf den mit Körnchen besetzten Hinterrand der zentralen Rhachisringe völlige Fehlen von Schalenskulptur auf. Wenn auch die Zugehörigkeit zum Artenkreis um drewerensis durch die bis in die hinteren Bereiche des Pygidiums ausgeprägte Segmentierung der Flanken außer Frage steht, ist eine Zuordnung des Stückes besonders infolge der ungewöhnlich breiten und kurzen Spindel schwierig. Vermutlich liegt eine neue Art vor; dies kann aber erst an Hand des noch fehlenden Kopfes entschieden werden.

Semiproetus (Macrobole) brevis n.sp. (Taf. 4, Fig. 7-9)

- Derivatio nominis: *brevis* = kurz, wegen der relativ kurzen Glabella und Spindel.
- Holotypus: Pygidium, GEOLBA 1989-3-100, Taf. 4, Fig. 9.
- Paratypoide: 1 Cranidium (-) (GEOLBA 1989-3-98), 1 Freiwange (-) GEOLBA 1989-3-99), 1 fragmentarisches Pygidium (GEOLBA 1989-3-101).

Locus typicus: Grüne Schneid.

- Stratum typicum: hellgraue dichte Kalke, Bank 2.
- Alter: duplicata-Zone, mittleres Unter-Tournaisium.
- Diagnose: Eine Art von Semiproetus (Macrobole) gekennzeichnet durch: Cephalon mit schlanker, vorn spitzbogig zulaufender Glabella, breitem Praeglabellarfeld, schmalem, abgesetztem Randsaum, langem Wangenstachel, großem Auge mit Plattformen und Augenfurche; Pygidium mit schlanker, hinten zugespitzter Spindel, breitem Postrhachisraum, flachen Rippen mit deutlichem Rippenmuster und nach unten abgebogenem Hinterrand. Skulptur: anastomisierende Leistchen.
- Beschreibung: Cranidium: Das kleine, offenbar juvenile Cranidiumfragment besitzt eine schlanke, seitlich kaum eingezogene, vorn spitzbogig umgrenzte Glabella mit 4 Paar zwischen leicht gepolsterten Seitenloben eingesenkten Glabellarfurchen. Der Scheitel des Stirnlobus bleibt beträchtlich von der Außensaumfurche entfernt. Das Praeglabellarfeld erreicht fast die Breite des Occipitallobus (sag.). Der Vordersaum ist schmal, in sich kaum gepolstert (sag.) und etwas entlang der Saumfurche aufgestellt. Der Occipitallobus, vorn geradlinig begrenzt, verschmälert sich nur geringfügig zu den Seiten. Die Festwangen scheinen im Bereich vor und hinter dem Palpebrallobus ziemlich breit zu sein.

Die Freiwange hat einen mit Stufenleisten besetzten, aufgerichteten Randsaum, der in einen langen Wangenstachel ausläuft. Das Auge ist halbkreisförmig umrissen und kurz, sodaß ein gerader Suturhinterast von ε bis ζ ausgebildet ist.

Das Auge wird vorn und hinten von je einer skulpturfreien Plattform begleitet. Auge und Plattformen werden von einer schmalen, deutlich eingetieften und regelmäßig nach außen konvex gebogenen Augenfurche eingefaßt.

Das Pygidium ist von weit parabolischem Umriß und hat keinen abgesetzten Randsaum. Die Länge übertrifft geringfügig die halbe Breite. Die Spindel ist hoch, schlank und läuft, zwischen geraden Dorsalfurchen sich nach hinten zuspitzend, in eine unbestimmte Rhachisleiste aus. Die Spindellänge überragt kaum ²/₃ der Gesamtlänge des Pygidiums. In der Seitenansicht fällt die Spindel regelmäßig von vorn nach hinten ab und geht ohne Knick in den Postrhachisraum über. Die Rhachis trägt 8+1 ebene Spindelringe (das größere Exemplar hat 9+1 Ringe), die von deutlichen, bis zur Dorsalfurche durchlaufenden Furchen getrennt werden. Die Ringfurchen sind in der Achse nach hinten geschwungen. Auf den Flanken sind 8+1 flache Rippen ausgebildet, deren Vorderäste ebenso breit aber länger als die Hinteräste sind, jedoch den Außenrand nicht erreichen. Die Seiten- und Hinterränder sind etwas geschwollen und biegen nach unten ab. Die gesamte Schale ist dicht mit feinen anastomisierenden Leistchen besetzt.

Vergleich: Das markante Rippenmuster im Pygidium entspricht zwar demjenigen der drewerensis-Gruppe, die Ausbildung eines breiten Praeglabellarfeldes und Postrhachisraumes ist aber ungewöhnlich. Nun ist das vorliegende Cranidiumfragment offensichtlich juvenil; die Praefrontalfeldbreite dürfte sich bei Adultformen verringern, jedenfalls aber nicht so stark wie bei den Vertretern der drewerensis-Gruppe. Ein Praeglabellarfeld ist dagegen bei S. (Semiproetus) twistonensis REED aus dem höheren Tournaisium von Lancashire ausgebildet. Auf der zugehörigen Freiwange sind ebenfalls die breiten Augenplattformen in typischer Weise von einer schwach gebogenen Augenfurche eingefaßt (vgl. G. HAHN, 1965: Fig. 18; OSMÓLSKA, 1970; Taf. 2, Fig. 4-9). Dieses Merkmal tritt jedoch bei cf. twistonensis aus dem Frankenwald nicht auf (GANDL, 1968: Taf. 5, Fig. 14). Im Gegensatz zu twistonensis hat brevis eine stärker konische Glabella und eine viel kürzere Rhachis. Es fehlt zudem der abgesetzte Randsaum.

Gattung: *Philliboloides* GANDL in G. & H. HAHN, 1969 Typus-Art: *Phillipsia glassi* LEYH, 1897

Philliboloides macromma n.sp.

(Taf. 4, Fig. 15-17, ?18)

- Derivatio nominis: macros (gr.) = groß, omma (gr.)= Auge; großäugig.
- Holotypus: Cranidium, GEOLBA 1989-3-102, Taf. 4, Fig. 16.
- Paratypoide: 1 juveniles Cranidium (GEOLBA 1989-3-103), 2 Freiwangen (GEOLBA 1989-3-104, 105); von fraglicher Zugehörigkeit: 1 Pygidium (GEOLBA 1989-3-106).

Locus typicus: Grüne Schneid.

Stratum typicum: hellgraue mikritische Kalke, Bank 3.

Alter: duplicata-Zone, mittleres Unter-Tournaisium.

- Diagnose: Eine Art von *Philliboloides* mit folgenden Besonderheiten: Cephalon mit subzylindrischer, kaum eingeschnürter Glabella, aufgerichtetem Randsaum, mäßig weit ausladenden, sehr langen Palpebralloben, schwachen Occipitalseitenloben, sehr großem Auge mit einfassender Wangenkante, abgerundetem Wangeneck. Fraglich zugehöriges Pygidium kurz und allseitig kräftig gewölbt mit breitem strukturlosem Randbereich.
- Beschreibung: Das Cranidium wird geprägt durch eine subzylindrisch breite, im vorderen Drittel kaum merklich eingezogene, insgesamt nur wenig sich nach vorn verjüngende Glabella. Sie ist flach quergewölbt, überragt nur geringfügig die horizontalliegen-

den Palpebralloben, liegt in der hinteren Hälfte horizontal und etwas tiefer als der Occipitallobus und fällt nach vorn allmählich bis zur Vordersaumfurche ab. Vier Paar mäßig tief eingeprägte, schmale Glabellarfurchen, von denen die erste einen kurzen Zweigfortsatz aufweist, liegen zwischen ungepolsterten Seitenloben; nur L1 ist etwas geschwollen. Der Frontallobus ist hochbogig umrissen. Der kräftig gebogene Vordersaum ist mit etwa 45° aufgebogen, in sich ungepolstert und nach außen breit abgerundet. Die Occipitalfurche, tiefer und kräftiger als die Dorsalfurchen, schwingt in der Mitte kaum merklich nach vorn, während der kräftige Occipitallobus sich zu den Seiten hin verbreitert. Der zentrale Teil, mit eigener Polsterung, trägt vor seiner Mitte ein kräftiges Nackenknötchen. Der Vorderrand des Occipitalringes ist seitlich gekerbt; von hier aus umlaufen feine Occipitalseitenfurchen nur sehr schwach hervortretende Occipitalseitenloben. Die vordere Festwange ist ausgesprochen schmal (tr.), das entsprechende Festwangenfeld klein, dreieckig, in der Mitte dachförmig durch die von der Freiwange kommende und bis zur Glabellenstirn schwach zu verfolgende Wangenkante geknickt. Die in sich ungepolsterten Palpebralloben sind auffallend lang, laden aber seitlich nur mäßig weit aus. Die hinteren Festwangen beschränken sich auf winzige dreieckige Feldchen, die nur bis zur Mitte des wulstigen Hintersaumspornes vorreichen. Die Vorderäste der Gesichtsnaht sind kurz und laden mä-Big weit aus: die Längsprojektion von β bleibt innerhalb derjenigen von $\delta.~\gamma,$ noch vor den Glabellarfurchen liegend, ist nahe an die Dorsalfurche herangerückt. Noch näher zur Dorsalfurche liegt ζ, knapp vor der Einmündung der Occipitalfurche. Der zwischen ε und ζ auf kurze Distanz geradlinig verlaufende Hinterast der Gesichtsnaht entfernt sich nach hinten ein wenig von der Dorsalfurche. Die Schale ist bei 25-facher Vergrößerung aufgerauht; diejenige des juvenilen Cranidiums ist glatt.

Freiwange: Das Wangeneck ist stumpfwinklig ohne Wangenstachel. Auffällig ist das riesige Auge, das mehr als die Hälfte der Gesamtbreite einnimmt. Die Sehfläche ist oben etwas in ihrer Wölbung abgeflacht, steht hinten steiler als vorn und trägt über 400 halbkugelig vorstehende Linsen. Die Sehfläche steht nicht auf einem Sockel, sondern schließt direkt an eine schwach konkave Augenplattform an, die ihrerseits vom äußeren Wangenfeld durch eine kantenartig hervorstehende Wangenleiste getrennt wird. Die Wangenleiste verliert zunehmend an Reliefstärke in Annäherung an die vorderen Festwangen, verbreitert sich dagegen nach hinten, um vor der Hintersaumfurche in einen furchenparallelen Wulst überzugehen. Die Außensaumfurche ist breit eingemuldet und steht vor dem Wangeneck mit der strichartig schmalen aber tieferen Hintersaumfurche in Verbindung. Der wulstige Randsaum verbreitert sich nach vorn und stellt sich gleichzeitig zunehmend steiler. Er trägt auf seinem breit gerundeten Außenabfall 3 kräftige, durchlaufende Leisten. Die Schale ist glatt.

Ein vermutlich nicht ausgewachsenes Pygidium (Taf. 4, Fig. 18) könnte zur Art gehören. Es ist kurz, von eng parabolischem Umriß, kräftig längs und quergewölbt. Die kurze Spindel ist vorn schmaler als eine Flankenbreite, nicht ganz so hoch wie die Flanke und fällt nach hinten nur wenig ab, um in eine breite zipfelförmige Spindelschwiele überzugehen. Von den 8+1 geraden und flachen Spindelringen ist der erste etwas schmäler als die beiden nachfolgenden. Nur die vorderen 3 Spindelringfurchen laufen bis zur Dorsalfurche durch, die hinteren sind nur auf dem Kamm fein eingeritzt. Die Flanken des Pygidiums sind kräftig gewölbt und fallen steil zum Außenrand ab, ohne durch einen abgesetzten Randsaum unterbrochen zu werden. Der Außenrandabfall ist flach und ungepolstert. Nur die inneren Partien der ersten beiden Flankenrippen sind deutlich ausgeprägt. Die wulstigen Vorderäste sind etwas breiter und länger aber ebenso hoch wie die Hinteräste. Die hinteren und randlichen Flankenteile sowie der Postrhachisraum hinter der kurzen Spindelschwiele bleiben ohne Relief. Die Schalenoberfläche der Flanken ist bei 25-facher Vergrößerung aufgerauht, die zentralen Teile der Spindelringe tragen kleine Knötchen.

Vergleich: Charakteristische Merkmale wie die sehr langen Augendeckel und das entsprechend große Auge, das abgerundete Wangeneck, der kurze gerade Nahtabschnitt ε-ζ und - im fraglich dazugehörigen Pygidium - der breite, strukturlose Seiten- und Hinterrandbereich weisen die neue Art eindeutig Philliboloides zu, deren bisher bekannte Vertreter bedeutend jünger (Obertournai bis Unter-Visé) sind. Unter ihnen kommen die Köpfe von cantabricus und sp. G. aff. alassi (vgl. GANDL, 1973: 40 ff.) dem Cephalon von macromma am nächsten. Gemeinsam ist die das große Auge einfassende Wangenleiste und die Form der Glabella. Demgegenüber liegt bei den kantabrischen Formen der Vordersaum flacher und die Palpebralloben ragen seitlich weiter hervor. Bei dem noch jüngeren cornicangulus BRAUCKMANN, 1987 treten die bei macromma nur schwach angedeuteten Occipitalseitenloben kräftig hervor. Während diese Merkmalsunterschiede Ausdruck der großen zeitlichen Differenz zwischen dem Auftreten der Arten sein mögen, fällt das zu macromma gestellte Pygidium etwas mehr aus dem Rahmen der Diagnose von Philliboloides: im Vergleich zu den späteren Formen ist es viel kürzer, kleinflächiger und stärker gewölbt. Es zeigt immerhin die typisch breite skulpturlose Randzone. Seine Zugehörigkeit zu Philliboloides und speziell zu macromma muß durch weiteres Material abgesichert werden.

Gattung: Cyrtoproetus REED, 1943 Typus-Art: Phillipsia cracoensis REED, 1899

Cyrtoproetus (Cyrtoproetus) blax (RUD. & E. RICHTER, 1951) (Taf. 3, Fig. 11-13)

V*1951 Cyrtosymbole (Macrobole) blax, RUD. & E. RICHTER, 240, Taf. 2, Fig. 14–16,?17; Taf. 5, Fig. 50; Abb. 5. 1960 Cyrtosymbole (Macrobole) aff. blax, SELWOOD, 182, Taf. 29, Fig. 12-13.

1965 Archegonus (Phillibole) blax, G. HAHN, 251, Abb. 12.

Neues Material: 1 Cranidium (GEOLBA 1989-3-89), 4 Pygidien (GEOLBA 1989-3-90 bis 93). Zwischen dem Cranidium von der Grünen Schneid und dem Typusmaterial bestehen nur geringfügige

Unterschiede. Zum Beispiel sind hier die Augendekkel in der Vorderansicht leicht nach innen und nicht nach außen gesenkt. Die Schale ist bis auf einige winzige Körnchen auf dem Occipitallobus und den randlichen Bereichen der Glabella glatt. Größere Unterschiede bestehen in den Pygidien besonders im Relief des Rippenmusters, das bei dem neuen Material viel stärker ausgeprägt ist. G. HAHN (1965: 251) vermutete, daß das von RUD. & E. RICHTER, 1951, Taf. 2, Fig. 16 abgebildete "blax"-Pygidium in Wirklichkeit zu Liobolina gehört. Die neuen Funde scheinen diese Ansicht zu bestätigen.

Beschreibung des Pygidiums: Bei weit semielliptischem Umriß ist die Länge deutlich größer als die halbe Breite. Die Spindel ist breiter als eine Flanke und verjüngt sich zu einem zugespitzten Spindelende, das in eine unbestimmte Postrhachisschwiele ausläuft. In der Seitenansicht ist die Spindel ebenso hoch wie die Flanke und von schwach gebogener, regelmäßig nach hinten abfallender Kontur, ohne Knick in den Postrhachisraum übergehend. Spindel und Flanken sind gleichmäßig guergewölbt. Die Rhachis trägt 10+1 äußerst reliefschwache Spindelringe, die durch fein eingeritzte, bis zur Dorsalfurche durchlaufende Furchen getrennt werden. Die Hinterränder der Ringe sind über den Ringfurchen zu einem sehr feinen Wall aufgeworfen. Der erste Spindelring ist nur halb so breit wie der zweite. Die Hinterränder der ersten drei Ringe schwingen zentral etwas nach hinten. Die Flanken tragen etwa 7 Rippen, von denen nur die vorderen vier deutlich hervortreten. Bei den ersten beiden Rippen überwiegen die Hinterbänder an Breite. Beide Rippenbänder aller Rippen verlieren sich in großem Abstand vom Außenrand, die Hinteräste etwas eher als die Vorderäste. Der Außenrand ist scharf, ohne Polsterung und ohne Randleiste. Aus ihm erhebt sich allseitig das gleichmäßig gewölbte innere Pygidium ohne Andeutung eines Randsaumes oder einer Randsaumfurche. Die Schale ist ohne Skulptur.

4.3.3. Unterfamilie Weaniinae OWENS, 1983

Gattung: Belgibole G. HAHN, 1963 Typus-Art: Cyrtosymbole (Belgibole) belgica G. HAHN, 1963

Belgibole abruptirhachis (RUD. & E. RICHTER, 1919)

(Taf. 2, Fig. 1-6)

- V*1919 "Proetus" (subg. ?) Gümbeli var. abruptirhachis, RUD. & E. RICHTER, 124, Abb. 11.
 - 1951 Cyrtosymbole (Waribole) abruptirhachis, RUD. & E. RICHTER, 233, Taf. 1, Fig. 1–6; Taf. 5, Fig. 46. 1965 Archegonus (Waribole) abruplirhachis, G. HAHN, 238, 241.

 - 1988 Archegonus (Waribole) abruptirhachis, FEIST in FLAJS et al., 77, Taf. 10, Fig. 1-7.
 - 1988 Belgibole abruptirhachis, G. HAHN & BRAUCKMANN, 97.
 - 1990 Belgibole abruptirhachis abruptirhachis, G. & R. HAHN & WOLF. 92.
- Neues Material: 3 Cranidienfragmente (GEOLBA 1989-3-30,31,32), 1 Freiwange (GEOLBA 1989-3-33), 1 Hypostom (GEOLBA 1989-3-34), 1 Pygidium (-) (GEOLBA 1989-3-35).

- Bemerkungen: Obwohl nur unvollständige Panzerteile vorliegen, besteht kein Zweifel an der Zuordnung zu *abruptirhachis*: typisch ist die plumpe, seitlich nicht eingeschnürte Glabella, das steil abfallende, hohe Rhachisende sowie die durch die rampenartige Erhöhung der Rippenvorderäste hervorgerufene Imbrikation der Segmente des Pleuralfeldes. Die Freiwange dagegen trägt einen Wangenstachel, der sich untypisch rasch verschmälert. Das große Auge mit den begleitenden schmalen Plattformen sowie das gewölbte Wangenfeld entsprechen aber dem Typusmaterial.
- Diskussion: Die Art abruptirhachis wurde kürzlich von G. HAHN und C. BRAUCKMANN (1988) der Gattung Belgibole G. HAHN, 1963 und somit den Weaniinae OWENS, 1983 einbezogen. Ausschlaggebend war dabei das Segmentmuster im Pleuralfeld des Pygidiums, das eine für die Weaniinae typische Erhöhung des Segmenthinterbandes gegenüber dem Vorderband des folgenden Segmentes aufweist. Demgegenüber hat das Cephalon eine für diese Unterfamilie untypische Gestalt der Glabella und einen im Gegensatz zu den übrigen Vertretern von Belgibole nur kurzen Suturhinterast . In einigen Fällen wird jedoch ein kurzer gerader Abschnitt ε-ζ ausgebildet (G. & R. HAHN & WOLF, 1990). Die Form der vorn breiten und plumpen Glabella und das große Auge kommen dagegen den Verhältnissen bei der Typus-Art von Waribole, i.e. W. warsteinensis RUD. & E. RICHTER, 1926 am nächsten. Man kann nun hinsichtlich der taxonomischen Beurteilung die Merkmale des Pygidiums vorrangig bewerten und abruptirhachis durchaus als frühen Vertreter der Weaniinae ansehen oder – im Gegenteil - hierin auf Grund des entsprechenden Cephalons einen Nachkömmling von Waribole sehen. Die Frage, ob das für die Weaniinae typische Segmentmuster aus demjenigen von Waribole hervorgegangen ist, könnte nur an Hand bisher noch fehlender phylogenetischer Übergangsformen, speziell zwischen warsteinensis und abruptirhachis, geprüft werden.

4.3.4. Unterfamilie Cummingelinae G. & R. HAHN, 1967

Gattung: Liobolina RUD. & E. RICHTER, 1951 Typus-Art: Liobolina nebulosa RUD. & E. RICHTER, 1951

Liobolina submonstrans RUD. & E. RICHTER, 1951

(Taf. 2, Fig. 10-14)

- V¹951 *Liobolina* submonstrans, RUD. & E. RICHTER, 248, Taf. 3, Fig. 22–27, Taf. 5, Fig. 52, Abb. 9.
 - 1967 Liobolina submonstrans, G. HAHN, 179.
 - 1968 Liobolina submonstrans, GANDL, 56, Taf. 2, Fig. 14.
 - 1984 Liobolina submonstrans, G. HAHN in LUPPOLD et al., 97, Taf. 3, Fig. 8.
 - 1988 Liobolina submonstrans, FEIST in SCHÖNLAUB et al., 157, Taf. 2, Fig. 7-8.
- Neues Material: 1 Cranidium (GEOLBA 1989-3-39, 4 Pygidien (GEOLBA 1989-3-40 bis 43).
- Bemerkungen: Die beiden Cranidien von der Grünen Schneid (GEOLBA 1989-3-39 und SMF 49450) sind

abweichend vom Typusmaterial durch eine schmalere und vorn hochbogig umgrenzte Glabella ausgezeichnet. In der Seitenansicht ist der Frontallobus beim Holotyp stärker gebläht. Der Umriß des Vordersaumes scheint größeren Schwankungen unterworfen zu sein: er ist beim Holotypus wenig, aber gleichmäßig gekrümmt, bei den Paratypoiden wie beim Generotypus etwas gestutzt; die Exemplare von der Grünen Schneid sind vorn hochbogig, wenn auch nicht so eng wie die Glabellenstirn, umgrenzt. Die Randleistchen auf dem Vordersaum beginnen beim Typusmaterial weit innen, direkt vor der Glabellenstirn, während bei dem hiesigen Material die innere Hälfte des Saumes glatt bleibt.

Im Gegensatz zu den geringfügig abweichenden Cranidien entsprechen sich die Pygidien völlig. Die gesamte Schale ist auch beim Typusmaterial mit dichtgesetzten, feinen Einstichen versehen, die bei 25-facher Vergrößerung deutlich zu sehen sind.

Diskussion: G. HAHN (1967) bezog isolierte Pygidien aus dem Cully von Winterberg/Harz auf *submonstrans* und stellte für sie die Unterart *sculptilis* auf. Meines Erachtens liegt hier aber auf Grund des reliefstarken Segmentmusters und des knicklosen Überganges der Rhachis in den Postrhachisraum eine andere Art vor. Eine Überprüfung an Hand bisher fehlender Cranidien wäre hier notwendig.

Liobolina crestaverdensis n.sp. (Taf. 2, Fig. 15–19)

- Derivatio nominis: nach der Fundlokalität "cresta verde" (Grüne Schneid).
- Holotypus: Pygidium, GEOLBA 1989-3-48, Taf. 2, Fig. 19.
- Paratypoide: 1 fragmentarisches Cephalon (GEOL-BA 1989-3-44), 1 Cranidium (GEOLBA 1989-3-45), 3 Pygidien (GEOLBA 1989-3-46 bis 48).
- Locus typicus: Grüne Schneid, Karnische Alpen.
- Stratum typicum: hellgrauer dichter Kalk, Bank 6D.
- Alter: basales Unterkarbon, sulcata-Zone.
- Diagnose: Eine Art der Gattung *Liobolina* mit folgenden Besonderheiten: Cephalon mit horizontal liegendem, gepolstertem Randsaum, kräftig gekrümmten Augendeckeln, Augen mit Plattform, deutlich divergierenden Suturvorderästen, zugespitztem Freiwangeneck mit Wangenstachel. Pygidium mit abgesetztem, gepolstertem Randsaum; Spindel schmaler als eine Flanke mit kräftig eingetieften Spindelfurchen; Flanken nur in der äußeren Hälfte nach unten abfallend.
- Beschreibung: Die sub-rechteckige Glabella ragt hoch über den Wangen hervor und fällt erst in ihrem vorderen Drittel steil nach vorn ab. Der Frontallobus ist jedoch nicht gebläht. Die schwach gepolsterten Seitenloben treten nur wenig hervor; nur L1 ist etwas deutlicher und wird fast ringsherum von der seichten S1-Furche abgetrennt. S1 und 2 erreichen die Dorsalfurche, S 3 und 4 nicht ganz. Die kräftig eingetiefte Dorsalfurche umläuft in gleicher Tiefe die gesamte Glabella. Die Glabellenstirn dringt vorn etwas auf den Saum vor. Dieser liegt flach auf, ist in sich kaum gepolstert, hat jedoch einen mit 5–6 durchlaufenden Stufenleisten besetzten, breit abgerundeten Außen-

rand (sag.). Der Randsaum verschmälert sich zusehends in Annäherung auf das Wangeneck, wobei sich der Außenrandabfall gleichzeitig steiler stellt. Die auf der Freiwange schmale und tiefe Außensaumfurche wird auf der Festwange seichter, bevor sie von dem Frontallobus der Glabella unterbrochen wird. Die weit vorragenden Palpebralloben sind eng sichelförmig, in sich gepolstert und liegen insgesamt horizontal. Die Vorderäste der Gesichtsnaht divergieren merklich, ein breites, in sich gewölbtes Festwangenfeld lassend. Sie sind von y ausgehend zunächst geradlinig gestreckt, stellen sich vorn parallel zur Sagittalen und schwenken erst nach Erreichen des Vordersaumabfalles knickartig nach innen. Die Hinteräste divergieren von ɛ bis zum Hinterrand der Glabella kaum merklich, streben dann in flachem Bogen allmählich nach außen.

Die Occipitalfurche, hinter den L1-Loben stärker eingetieft, schwenkt im Zentrum kaum merklich nach vorn aus. Der ungepolsterte Occipitallobus, seitlich ebenso breit wie in der Mitte (sag.), steigt steil von der Occipitalfurche nach hinten an und kulminiert im hinteren Drittel, in Lebensstellung die Glabella etwas überragend. Die Hintersaumfurche, in der Mitte des Occipitalringes beginnend, wird auf der Freiwange an der Naht nach vorn versetzt, um dann nach geradlinigem Verlauf im Wangeneck spitzwinklig auf die Außensaumfurche zu stoßen. Das Auge hat eine halbkreisförmig umgrenzte, sichelförmig schmale Sehfläche, auf der man bei 25-facher Vergrößerung etwa 100 Linsen gut unterscheiden kann. Die Sehfläche sitzt einer nach vorn und nach hinten ohrenförmig erweiterten, nach außen abfallenden Plattform auf, die ihrerseits vom aufgewölbten Wangenfeld durch einen rinnenartig eingetieften Hof getrennt ist. Die gesamte Schale ist mit locker gestreuten, nach hinten gerichteten Körnchen besetzt und weist zudem unregelmä-Big angeordnete kleine Grübchen von variierender Größe auf.

Das Pygidium, hinten hochbogig umrissen, ist um ein Drittel länger als seine halbe Breite. Die Spindel wird durch tiefe, hinten einwärts gebogene Dorsalfurchen umgrenzt. Die Rhachis neigt sich schwach nach hinten und fällt erst am Hinterende steiler ab. Neun bis zehn (+1) wulstartige Spindelringe werden durch tiefe, bis zur Dorsalfurche durchlaufende, kaum merklich nach vorn gebogene Ringfurchen getrennt. Die Hinterränder der Ringe sind mit einer Knotenreihe besetzt. Das parabolisch zulaufende Spindelende wird durch eine schwache Furche von einer dahinter anschließenden dreieckigen Spindelrampe abgesetzt. Das innere Pygidium wird durch eine seichte aber deutliche Saumfurche eingefaßt und von einem breiten, wulstartig gepolsterten Randsaum umgeben. Die Flanken des Pygidiums, die in ihrer inneren Hälfte eben liegen, fallen außen steil bis zur Saumfurche ab. Fünf deutliche und zwei schwach ausgeprägte Rippen sind zu erkennen, die von scharf eingeritzten, von der Dorsalfurche ausgehenden Pleuralfurchen einerseits, und breiteren, adaxial ausseichtenden Schrägfurchen andererseits, unterteilt werden. Die Rippenvorderäste sind adaxial breiter als die Hinteräste und überragen sie geringfügig. Segmentbänder und Spindelrampe enden in der Außensaumfurche, wohingegen die Segmentfurchen kaum merklich auf den Saum übertreten. Der Randsaum ist mit zahlreichen, anastomisierenden Leistchen besetzt. Segmentbänder und Saum sind mit Knötchen und Grübchen bedeckt, den gleichen Skulpturelementen wie auf dem Cephalon.

Vergleich: Die neue Art zeigt den für Liobolina typisch gestutzten Vordersaumumriß und die weit vorragende subrectanguläre Glabella. Als Unterschiede im Vergleich zur Nominatspezies, aber auch zu L. submonstrans sind in erster Linie zu nennen: der schwächere Stirnabfall des Glabella-Frontlobus, der eben liegende Vordersaum, das weitaus stärkere Divergieren der Suturvorderäste, ein Merkmal, das auch die von GANDL (1968) beschriebene Jugendform von L. wurmi aufweist. Zudem hat keine der bisher bekannten Arten von Liobolina vergleichsweise prominente Palpebralloben wie crestaverdensis. Die bisher nur von wurmi bekannte Freiwange hat ein gerundetes Wangeneck ohne Wangenstachel. Bei der neuen Art ist das Wangenende spitz ausgezogen und läuft in einen Wangenstachel aus. Das Pygidium ist durch eine Reihe spezifisch abweichender Merkmale von allen anderen Arten der Gattung getrennt. Besonders fallen hier als Unterscheidungsmerkmale der durch eine Saumfurche abgesetzte, mit Leistchen bedeckte Außensaum und die reliefstarke Spindel ins Auge. Von den Altersgenossen nebulosa und submonstrans ist die neue Art zudem durch das viel flachere Querprofil und dementsprechend die im Verhältnis zur Flanke schmalere Spindel unterschieden.

4.3.5. Unterfamilie Cystispininae G. & R. HAHN, 1962

Gattung: Diacoryphe RUD. & E. RICHTER, 1951

Diacoryphe schoenlaubi n.sp.

(Taf. 4, Fig. 11, 19-20)

- Derivatio nominis: nach meinem Kollegen HANS PETER SCHÖNLAUB, Koordinator der Untersuchungen im Devon-Karbon-Grenzprofil an der Grünen Schneid.
- Holotypus: Cranidium, GEOLBA 1989-3-107, Taf. 4, Fig. 20 a-b.
- Paratypoide: 1 Cranidium (GEOLBA 1989-3-108), 2 Freiwangen (GEOLBA 1989-3-109,110).
- Locus typicus: Grüne Schneid.
- Stratum typicum: hellbeige-graue mikritische Kalke, Bank 1.
- Alter: duplicala-Zone, mittleres Unter-Tournaisium.
- Diagnose: Art der Gattung *Diacoryphe* RUD. & E. RICH-TER mit folgenden Besonderheiten: Cranidium mit nur mäßig weit ausladenden Suturvorderästen, kurzen, deutlich hervortretenden Palpebralloben, im Hinterabschnitt noch schwach kenntlichen Dorsalfurchen; Freiwange mit kleinen nierenförmigen Augenwülsten und sehr langen, schlanken, etwas von der Sagittalen divergierenden Wangenstacheln.
- Beschreibung: Cranidium. Die Glabella, von lang konischem, vorn spitzbogig umgrenztem Umriß, ist reliefschwach und seitlich von gradlinigen, schmalen, nach hinten fast ausseichtenden Dorsalfurchen begrenzt. Ihre Kontur bildet in der Seitenansicht, ge-
meinsam mit dem Occipitallobus, einen äußerst schwachen Bogen. Auch im Querprofil ist die Wölbung nur gering und geht knicklos auf die Festwangen über. Drei Paar Glabellarfurchen lassen sich nur auf dem Steinkern ausmachen. Die Occipitalfurche, auf dem Steinkern durchlaufend eingeprägt, läßt sich in Schalenerhaltung nur unter den Glabellenecken schwach lokalisieren. Vor der Glabella liegt ein breit eingemuldetes Praeglabellarfeld, aus dem nach vorn ohne Knick der Vorderrandbereich krempenartig ansteigt. Nur der vordere Rand dieser Krempe ist durch eine undeutliche Saumfurche ein wenig abgesetzt. Die Krempe trägt auf ihrer gepolsterten Kante mehrere durchlaufende Stufenleisten. Das vordere Festwangenfeld ist sehr breit, ungepolstert, nach vorn geneigt in die Praefrontalraum-Einmuldung übergehend. Nach hinten schließt sich ein kleiner, aber seitlich deutlich vorspringender, ungepolsterter Palpebrallobus an, der nach außen sanft abfällt. Die hintere Festwange ist sehr lang und schmal, verbreitert sich nach hinten nur unwesentlich und ist insgesamt ohne Polsterung in ihrer Längsausstreckung gewölbt. Der Occipitalring ist nur auf dem Steinkern gut abgesetzt. Er ist seitlich ebenso breit wie in der Mitte und im Bereich der vorderen Seitenloben geringfügig geschwollen. Die Vorderäste der Gesichtsnaht laden zunächst weit aus, biegen aber noch vor der Höhe des Glabellenscheitels in breitem knicklosem Bogen zum Vorderrand zurück. Der Suturwendepunkt y liegt doppelt so weit von der Dorsalfurche entfernt wie ε . Der Hinterast der Gesichtsnaht ist lang, gerade gestreckt und biegt erst auf der Höhe der hinteren Occipitalringhälfte nach außen um. Eine Hintersaumfurche ist nicht ausgebildet. Die Schale ist skulpturlos. Die Steinkernoberfläche weist im Bereich der vorderen Festwangen zahllose grübchenartige Vertiefungen auf.

Die breite Freiwange trägt einen sehr langen Wangenstachel, der in seinen Ausmaßen - er ist nicht vollständig erhalten - mindestens die Länge (exsag.) des anschließenden Wangenfeldes erreichen dürfte. Der Wangenstachel ist schlank und ungebläht, von zvlindrischem Querschnitt und etwas nach außen divergierend. Das flache Wangenfeld neigt sich gleichmäßig vom Nahtbereich bis zur breiten Randdepression, aus der sich der Randbereich ohne Knick aufbiegt, um dann eine zylindrisch gepolsterte, mit 3 durchlaufenden Stufenleisten versehene Außenkante zu bilden. Im Gegensatz zu den Verhältnissen auf der Festwange ist eine Hintersaumfurche tief eingesenkt; sie biegt am Wangeneck in stumpfem Winkel nach unten um und setzt sich auf dem Wangenstachel fort. Der Hintersaum schwillt in Richtung Wangeneck wulstartig an und bildet mit der Wangenstachelbasis einen stumpfen Winkel. An der Palpebralnaht ist ein schmaler nierenförmiger Augenwulst ausgebildet, der durch eine schwache Furche vom Freiwangenfeld abgesetzt ist. Ein undeutliches Linsenmuster erscheint auf dem Augenwulst bei starker Vergrößerung. Die Schalenoberfläche ist sonst glatt.

Vergleich: Die Unterschiede zur Typusart *pleifferi* einerseits und zu *strenuispina* OSMOLSKA, 1962 andererseits sind nur geringfügig. Sie betreffen die Ausbildung des Palpebrallobus und die Form des Freiwangenstachels. Diesbezüglich scheint die neue Art eine vermittelnde Stellung zwischen *pleifferi* und *strenuispina* einzunehmen: sie teilt mit *pleifleri* die Form des Wangenstachels, hat aber demgegenüber relativ schmälere vordere und hintere Festwangen. Dagegen hat sie mit *strenuispina* die Ausbildung eines individualisierten Palpebrallobus und eines Augenwulstes gemeinsam, unterscheidet sich dagegen – wie übrigens auch von *incisa* G. & R. HAHN & BRAUCKMANN, 1989 – in der Form des schlanken, nach außen gerichteten Wangenstachels.

5. Schlußfolgerungen

Aus den Trilobitenuntersuchungen können eine Reihe von Rückschlüssen stratigraphischer, palaeogeographischer und palökologischer Art gezogen werden.

Zunächst erlaubt die strenge Zonierung der aufeinanderfolgenden Assoziationen, die in anderen Gebieten bereits angewandte Trilobitenstratigraphie im Devon/ Karbon-Grenzbereich schärfer zu fassen. Nach Vergleich mit den von H.P. SCHÖNLAUB und D. KORN (dieser Band) bearbeiteten und mit den Trilobiten vergesellschafteten Conodonten und Cephalopoden zeigt sich, daß die für die höchsten Wocklumer Kalke typischen Trilobitengattungen Chaunoproetus, Helioproetus und Haasia (vermutlich auch Typhloproetus s. str.) sowie die Phacopidae nicht nur nicht die Devon/Karbon-Grenze überschreiten, sondern auch nicht die Zeitäguivalente des Hangenbergschiefers (Mittlere bis basale Obere praesulcata-Zone) überdauern. Die erste Faunenassoziation nach dem Hangenberg-Event - und noch vor Einsetzen von S. sulcata - wird durch B. abruptirhachis charakterisiert, die somit offensichtlich bereits im allerhöchsten Oberdevon (oberer Teil der Oberen praesulcata-Zone) einsetzt. Im Profil auf der Grünen Schneid bleibt abruptirhachis auf diesen Zeitbereich beschränkt und wurde nicht höher, in Vergesellschaftung mit sulcata (wie z.B. im Profil La Serre, Montagne Noire) gefunden. Demgegenüber erscheinen Liobolina und die drewerensis-Gruppe mit S. (Macrobole) funirepa alpinus gemeinsam mit sulcata und markieren somit die Karbonbasis besonders scharf.

innerhalb der *drewerensis*-Gruppe scheint *funirepa* die Pionierform darzustellen, während *drewerensis* selbst, wie andererseits auch *C. (Cyrtoproetus) blax* und *Liobolina submonstrans*, entsprechend den Verhältnissen im Bahnprofil Oberrödinghausen etwas später einsetzten (*duplicata*-Zone). Das mittlere Unter-Tournai wird an der Grünen Schneid durch das Auftreten mehrerer neuer Arten von Archegoninae sowie das erste Erscheinen der Gattung *Diacoryphe* gekennzeichnet.

Nach der paläogeographisch isolierten Situation der Karnischen Alpen am Südrand der variszischen Internzonen wären recht unterschiedliche Faunen zu denjenigen zu erwarten, die aus den zur Zeit der Devon/Karbon-Wende weit entfernten, nördlich der Internzonen gelegenen Gebieten, das Rhenoherzynikum und das Saxothuringikum, stammen. Es stellt sich aber heraus, daß auf Gattungsniveau sämtliche, auf Artniveau immerhin 50 % aller Taxa, beiden Seiten der variszischen Zentralzonen gemeinsam sind. Dies schließt die Existenz breiter, beide Bereiche trennender Ozeanbecken aus, wie sie von VAN DER VOO (1988) auf Grund von palaeomagnetischen Daten für das ausgehende Oberdevon gefordert wird. Infolge weit fortgeschrittener Annäherung der epikontinentalen Plattenränder von Gondwana (Karnische Alpen und Montagne Noire) und den Lauro-Baltica vorgelagerten Plattenbereichen (Rhenoherzynikum und Saxothuringikum) waren Migrationen benthischer Faunenvergesellschaftungen über unmittelbar benachbarte pelagische Außenschelfe hinweg möglich.

Diese paläobiogeographischen Verhältnisse würden eher den von Scotese & McKerrow (1990) entwickelten Modellvorstellungen der Plattenverteilung an der Devon/Karbon-Wende entsprechen.

Tafel 1

Fig. 1,3-5,7: Helioproetus carintiacus (DREVERMANN, 1901). Fig. 1: Pygidium, GEOLBA 1989-3-4, Schalenerhaltung, Grüne Schneid: Bank 13, ×8,1. Fig. 3: Cranidium, GEOLBA 1989-3-1, Schalenerhaltung auf rechter Festwange unvollständig, Grüne Schneid: Bank 6A. a) Aufsicht, ×8.2. b) Seitenansicht, ×8,1. Fig. 4: Cranidium, GEOLBA 1989-3-2, juvenil, Schalenerhaltung, Grüne Schneid: Bank 8, ×9,7. Fig. 5: Pygidium, GEOLBA 1989-3-5, Schalenerhaltung mit Sprung im linken Pleuralfeld, Grüne Schneid: Bank 8. a) Aufsicht, ×6,2. b) Seitenansicht, ×6,2. Fig. 7: Pygidium, GEOLBA 1989-3-6, Schalenerhaltung, Grüne Schneid: Bank 8. a) Aufsicht, x7,4. b) Seitenansicht, ×6,2. c) Hinteransicht, ×6,6. Fig. 2,8-9: Helioproetus subcarintiacus (RUD. RICHTER, 1913). Fig. 2: Pygidium, GEOLBA 1989-3-10, fragmentarisch, Grüne Schneid: Bank 15, ×7.4. Fig. 8: Cephalon, GEOLBA 1989-3-9, partielle Schalenerhaltung, Grüne Schneid: Bank 8. a) Aufsicht, ×6,7. b) Seitenansicht, ×6,2. Pygidium, GEOLBA 1989-3-11, Schalenerhaltung mit 2 Gesteinssprüngen, Grüne Schneid: Fia. 9: Bank 9, ×7,5. Fig. 6: Helioproelus cf. ebersdorfensis (RUD. RICHTER, 1913). Pygidium, GEOLBA 1989-3-12, Schalenerhaltung, linkes vorderes Pleuralfeld und Spindelhinterende unvollständig, Grüne Schneid: Bank 9. a) Aufsicht, ×9,3. b) Hinteransicht, ×6,5. Fig. 10: Phacops (Phacops) granulatus (MÜNSTER, 1840). Cephalon, GEOLBA 1989-3-120, Schalenerhaltung, Grüne Schneid: Bank 9. a) Aufsicht, ×6. b) Seitenansicht, ×6. Typhloproetus (Silesiops) sp. Fig. 11: Cranidium, GEOLBA 1989-3-29, juvenil, Schalenerhaltung, Grüne Schneid: Bank 9, ×6,8; (auf demselben Gesteinsstück: Pygidium von H. carintiacus). Typhloproetus (Silesiops) korni n.sp. Fig. 12-18: Fig. 12: Cephalon, Holotypus, GEOLBA 1989-3-16, Schalenerhaltung, Grüne Schneid: Bank 9. a) Aufsicht, ×11,4. b) Seitenansicht, ×10,6. Fig. 13: Cephalon, GEOLBA 1989-3-17, Latexabguß, nur linke Cephalonhälfte erhalten, Grüne Schneid: Bank 13, ×8,2. Fig. 14: Pygidium, GEOLBA 1989-3-26, Schalenerhaltung, rechtes Pleuralfeld unvollständig, Grüne Schneid: Bank 9, ×9. Fig. 15: Cranidium, GEOLBA 1989-3-22, Latexabguß, hintere Festwangen unvollständig, Grüne Schneid: Bank 13, ×11,9. Fig. 16: Pygidium, GEOLBA 1989-3-27, Schalenerhaltung, vorderer Teil der Spindel unvollständig, Grüne Schneid: Bank 8. a) Aufsicht, ×7,8. b) Schräge Seitenansicht, ×9,7. Fig. 17: Cranidium, GEOLBA 1989-3-23, Schalenerhaltung, Grüne Schneid: Bank 8, ×8,8. Fig. 18: Pygidium, GEOLBA 1989-3-28, Schalenerhaltung, Grüne Schneid: Bank 9. a) Aufsicht, ×8,1.

Aus dem adaptativen Faunenverhalten im Hinblick

auf die Beibehaltung bzw. Reduzierung funktioneller

Sehorgane können Rückschlüsse auf die bathvmetri-

schen Verhältnisse an der Devon/Karbon-Grenze - eine

Periode besonders inkonstanter eustatischer Bedin-

gungen - gezogen werden. Der abrupte Wechsel von

mehrheitlich reduziertäugigen oder gar blinden Popula-

tionen zu solchen mit normalen oder großen Augen

spiegelt besonders eindrucksvoll die in Folge des Han-

genberg-Ereignisses eingetretene weltweite Reduzie-

rung der Wassertiefe wider.

b) Seitenansicht, ×6,3.



Fig. 1- 6: Belgibole abruptirhachis (RUD. & E. RICHTER, 1951).

- Fig. 1: Freiwange, GEOLBA 1989-3-33, partielle Schalenerhaltung, Grüne Schneid: Bank 6B, ×8,8.
- Fig. 2: Cranidium, GEOLBA 1989-3-30, fragmentarisch, partielle Schalenerhaltung auf der linken Glabellahälfte, Grüne Schneid: Bank 6B.
 - a) Aufsicht, ×6,4.
 - b) Seitenansicht, ×6,5.
- Fig. 3: Cranidium, GEOLBA 1989-3-31, Fragment des Vorderkopfes, Latexausguß des Negativs, weitgehend Steinkernerhaltung, Grüne Schneid: Bank 6B, ×6,0.
- Fig. 4: Pygidium, GEOLBA 1989-3-35, fragmentarisch, weitgehend in Schalenerhaltung, Latexausguß des Negativs, Grüne Schneid: Bank 6B.
 - a) Aufsicht, ×7,1.
 - b) Seitenansicht, ×8,2.
- Fig. 5: Cranidium, GEOLBA 1989-3-32, Schalenerhaltung, Praefrontalraum nicht erhalten, Grüne Schneid: Bank 6B.
 - a) Aufsicht, ×6.
 - b) Hinteransicht, ×6,5.
- Fig. 6: Hypostom, GEOLBA 1989-3-34, Schalenerhaltung, linker Seitenrand und Hinterrand beschädigt, Grüne Schneid: Bank 6B, ×6,9.
- Fig. 7- 9: Semiproetus (Macrobole) cf. funirepa (FEIST, 1988).
 - Fig. 7: Cranidium, GEOLBA 1989-3-36, Fragment, Steinkernerhaltung mit Schalenresten im Praefrontalraum, Grüne Schneid: Bank 6C.
 - a) Aufsicht, ×5,7. b) Seitenansicht, ×5,9.
 - Fig. 8: Freiwange, GEOLBA 1989-3-37, vorderer Außensaum unvollständig, Schalenerhaltung, Grüne Schneid: Bank 6C, ×8,1.
 - Fig. 9: Pygidium, GEOLBA 1989-3-38, fragmentarisch, linkes Pleuralfeld fehlend, Kluftversatz im Bereich des 4. Spindelringes und der 2. Rippe, partielle Schalenerhaltung, Grüne Schneid: Bank 6B (oberer Teil).
 a) Aufsicht, ×5,3.
 - b) Seitenansicht, ×6,2.
- Fig. 10-14: Liobolina submonstrans RUD. & E. RICHTER, 1951.
 - Fig. 10: Pygidium, GEOLBA 1989-3-40, fragmentarisch, nur linkes Pleuralfeld und Postrhachisraum erhalten, Schalenerhaltung, Grüne Schneid: Bank 5B.
 - a) Aufsicht, ×3,9.
 - b) Hinteransicht, ×3,6.
 - Fig. 11: Cranidium, GEOLBA 1989-3-39, Palpebralloben nicht erhalten, weitgehend Schalenerhaltung, Grüne Schneid: Bank 5B.
 - a) Aufsicht, ×5,9.
 - b) Seitenansicht, ×5,7.
 - Fig. 12: Pygidium, GEOLBA 1989-3-41, fragmentarisch, Schalenerhaltung, Grüne Schneid: Bank 2. a) Aufsicht, ×6,8.
 - b) Hinteransicht, ×8,4.
 - Fig. 13: Pygidium, GEOLBA 1989-3-42, fragmentarisch, Schalenerhaltung, Grüne Schneid: Bank 5C. a) Aufsicht, ×4,6.
 - b) Hinteransicht, ×4,5.
 - Fig. 14: Pygidium, juvenil; GEOLBA 1989-3-43, Schalenerhaltung, Grüne Schneid: Bank 5B.
 - a) Aufsicht, ×7,2.
 - a) Seitenansicht, ×6,7.
 - c) Hinteransicht, ×7,2.
- Fig. 15-19: Liobolina crestaverdensis n.sp.
 - Fig. 15: Cranidium, GEOLBA 1989-3-45, Schalenerhaltung, Grüne Schneid: Bank 6D.
 - a) Aufsicht, ×5,2.
 - b) Seitenansicht, ×5,6.
 - c) Vorderansicht, ×5,6.
 - Fig. 16: Cephalon, GEOLBA 1989-3-44, partielle Erhaltung des Mittelkopfes, Freiwangenstachel abgebrochen, Schalenerhaltung, Grüne Schneid: Bank 6D.
 - a) Aufsicht, ×6,6.
 - b) Seitenansicht, ×6,1.
 - Fig. 17: Pygidium, GEOLBA 1989-3-46, fragmentarisch, Spindel mit 10+1 Rhachisringen, Schalenerhaltung, Grüne Schneid: Bank 6D.
 - a) Aufsicht, ×4,5.
 - b) Seitenansicht, ×3,7.
 - Fig. 18: Pygidium, GEOLBA 1989-3-47, Spindel mit 10+1 Ringen, Schalenerhaltung, Grüne Schneid: Bank 6D. a) Aufsicht, ×4,5.
 - b) Hinteransicht, ×5,9.
 - Fig. 19: Pygidium, Holotypus, GEOLBA 1989-3-48, vorderes rechtes Pleuralfeld fehlend, Schalenerhaltung, Grüne Schneid: Bank 6D.
 - a) Aufsicht, ×4,5.
 - b) Seitenansicht, ×4,5.



Fig. 1-9,14-17: Semiproetus (Macrobole) funirepa alpinus n.ssp. (RUD. & E.RICHTER, 1951). Fig. 1: Cranidium, GEOLBA 1989-3-50, Schalenerhaltung, Grüne Schneid: Bank 6D. a) Aufsicht, ×7,3. b) Seitenansicht, ×7,2. 2: Cranidium, Holotypus, GEOLBA 1989-3-51, Schalenerhaltung, Grüne Schneid: Bank 5B. Fig. a) Aufsicht, ×6,5. b) Vorderansicht, ×4,9. c) Seitenansicht, ×5,8. Fig. 3: Cranidium, GEOLBA 1989-3-52, partielle Schalenerhaltung, Grüne Schneid: Bank 5A. a) Aufsicht, ×6,3. b) Seitenansicht, ×6,1. Fig. 4: Freiwange, GEOLBA 1989-3-65, Wangenstachel nicht erhalten, partielle Schalenerhaltung, Grüne Schneid: Bank 5B, ×6,1. Fig. 5: Freiwange, GEOLBA 1989-3-66, weitgehend Steinkernerhaltung, Grüne Schneid: Bank 5B (auf demselben Gesteinsstück wie Pygidium, Taf. 3, Fig. 10), ×5,3. Fig. 6: Cephalon, juvenil, GEOLBA 1989-3-49, linke Wange fehlend, Schalenerhaltung, Grüne Schneid: Bank 5B. a) Aufsicht, ×8,1. b) Seitenansicht, ×6,2. Fig. 7: Pygidium, GEOLBA 1989-3-70, Schalenerhaltung, Grüne Schneid: Bank 5B. a) Aufsicht, ×5,3. b) Seitenansicht, ×5,4. Fig. 8: Cranidium, GEOLBA 1989-3-53, partielle Schalenerhaltung, Grüne Schneid: Bank 5A, ×7,5. Fig. 9: Cranidium, GEOLBA 1989-3-54, Schalenerhaltung, Grüne Schneid, Bank: 5A, ×8,4. Fig. 14: Pygidium, GEOLBA 1989-3-71, Schalenerhaltung, rechte vordere Flanke nicht erhalten, Grüne Schneid: Bank 6D, ×4,7. Fig. 15: Pygidium, GEOLBA 1989-3-72, Schalenerhaltung, Grüne Schneid: Bank 5B, ×7,3. Fig. 16: Pygidium, GEOLBA 1989-3-73, Schalenerhaltung, Grüne Schneid: Bank 5B, ×5. Fig. 17: Pygidium, GEOLBA 1989-3-74, Schalenerhaltung, Rhachisende abgebrochen, Grüne Schneid: Bank 5B. a) Aufsicht, ×7,3. b) Seitenansicht, ×6.3. Semiproetus (Macrobole) sp. aff. drewerensis (Rud. & E. RICHTER, 1951). Fig. 10: Pygidium, GEOLBA 1989-3-88, Schalenerhaltung, Grüne Schneid: Bank 5B (auf demselben Gesteinsstück wie Freiwange, Taf. 3, Fig. 5). a) Aufsicht, ×7,1. b) Hinteransicht, ×7,0. Fig. 11-13: Cyrtoproetus (Cyrtoproetus) blax (RUD. & E. RICHTER, 1951). Fig. 11: Cranidium, GEOLBA 1989-3-89, Schalenerhaltung, Vorderrand nur partiell erhalten, Grüne Schneid: Bank 2. a) Aufsicht, ×7,2. b) Seitenansicht, ×6,6. Fig. 12: Pygidium, GEOLBA 1989-3-90, Schalenerhaltung, Gesteinssprung auf der linken Hälfte des Pygidiums, Grüne Schneid: Bank 3. a) Aufsicht, ×5,5. b) Seitenansicht, ×5,4. Fig. 13: Pygidium, GEOLBA 1989-3-91, weitgehend Schalenerhaltung, Grüne Schneid: Bank 2. a) Aufsicht, ×4,8. b) Seitenansicht, ×4.8. Semiproetus (Macrobole) drewerensis (RUD. & E. RICHTER, 1951). Fig. 18-19: Fig. 18: Pygidium, GEOLBA 1989-3-86, Schalenerhaltung, fragmentarisch, Grüne Schneid: Bank 2, ×9,1. Fig. 19: Pygidium, GEOLBA 1989-3-87, Schalenerhaltung, erster Spindelring nur partiell erhalten, Grüne Schneid: Bank 2.

- a) Aufsicht, ×5,8.
 - b) Seitenansicht, ×6,0.

42



Fig. 1– 2:	Chaunoproetus (Chaunoproetus) carnicus (RUD. RICHTER, 1913). Fig. 1: Cranidium, GEOLBA 1989-3-115, Schalenerhaltung, Grüne Schneid: Bank 12, ×10,7. Fig. 2: Pygidium, GEOLBA 1989-3-119, Schalenerhaltung, Grüne Schneid: Bank 12. a) Aufsicht, ×11,7. b) Seitenansicht, ×8,9.
Fig. 3– 4:	 Chaunoproetus (Chaunoproetus) cf. palensis (Rub. RICHTER, 1913). Fig. 3: Cranidium, GEOLBA 1989-3-111, Schalenerhaltung, Grüne Schneid: Bank 6A, ×3,3. Fig. 4: Pygidium, GEOLBA 1989-3-113, Schalenerhaltung, vordere Rhachis unvollständig, Grüne Schneid: Bank 6A. a) Aufsicht, ×6,6. b) Seitenansicht, ×5,5.
Fig. 5– 6:	Haasia cf. antedistans (Rub. & E. RICHTER, 1926). Fig. 5: Juveniles Cranidium, GEOLBA 1989-3-13, Schalenerhaltung, fragmentarisch, Grüne Schneid: Bank 12, ×11,8.
Fig. 7–10:	Semiproetus (Macrobole) brevis n.sp. Fig. 7: Juveniles Cranidium, GEOLBA 1989–3–98, Latexausguß des Negativs, unvollständig, Grüne Schneid: Bank 3, x7.4
	 Fig. 8: Freiwange, GEOLBA 1989–3–99, Latexausguß des Negativs, Grüne Schneid: Bank 2, ×9,1. Fig. 9: Pygidium, Holotypus, GEOLBA 1989–3–100, Schalenerhaltung, Grüne Schneid: Bank 2, ×9,1. Fig. 10: Pygidium, GEOLBA 1989–3–101, Schalenerhaltung, Hinter- und Seitenränder unvollständig, Grüne Schneid: Bank 1, ×8,1.
Fig. 11,19–20:	 Diacoryphe schoenlaubi n.sp. Fig. 11: Cranidium, Holotypus, GEOLBA 1989-3-107, partielle Schalenerhaltung, Grüne Schneid: Bank 1. a) Aufsicht, ×7,3. b) Seitenansicht, ×7,1. Fig. 19: Freiwange, GEOLBA 1989-3-109, Schalenerhaltung, Spitze des Wangenstachels unvollständig, Grüne
	Schneid: Bank 1, ×8,3. Fig. 20: Cranidium, GEOLBA 1989–3–108, Schalenerhaltung, Grüne Schneid: Bank 1. a) Aufsicht, ×7,8. b) Seitenansicht, ×7,8.
Fig. 12–14,21:	 Archegonus (Phillibole?) planus n.sp. Fig. 12: Pygidium, GEOLBA 1989-3-97, partielle Schalenerhaltung, Rhachis nur im Ansatz erhalten, Umschlag am rechten Flankenrand sichtbar, Grüne Schneid, Bank 1, ×5,4. Fig. 13: Cranidium, Holotypus, GEOLBA 1989-3-94, Schalenerhaltung, Occipitalring und hintere linke Festwange unvollständig, Grüne Schneid: Bank 1. a) Aufsicht, ×7,2. b) Seitenansicht, ×7,1. c) Vorderansicht, ×6,2. Fig. 14: Freiwange, GEOLBA 1989-3-95, Schalenerhaltung, Sehfläche von Gesteinssprung überquert, Grüne Schneid: Bank 1, ×7,5.
_	Fig. 21: Freiwange, GEOLBA 1989–3–96, Schalenerhaltung, Sehfläche auf ein winziges halbkreisförmiges Feldchen reduziert, Grüne Schneid: Bank 1, ×4,7.
Fig. 15–17,?18:	 Philliboloides macromma n.sp. Fig. 15: Freiwange, GEOLBA 1989-3-104, Schalenerhaltung, Grüne Schneid: Bank 1, ×5. Fig. 16: Cranidium, Holotypus, GEOLBA 1989-3-102, Schalenerhaltung, Grüne Schneid: Bank 3, ×8,1. Fig. 17: Freiwange, GEOLBA 1989-3-105, Schalenerhaltung, Grüne Schneid: Bank 1, ×4,2. Fig. 18: Pygidium (Zugehörigkeit zu macromma fraglich), GEOLBA 1989-3-106, Schalenerhaltung, Grüne Schneid: Bank 1.

ſ

- a) Aufsicht, ×6,8.b) Seitenansicht, ×6,6.
- 44



- ALBERTI, H.: Neue Trilobiten (Cyrtosymbolen) aus dem Oberdevon IV bis VI (Nord-Afrika und Mittel-Europa). Beitrag 1. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 144, 2, 143–180, Stuttgart 1973.
- ALBERTI, H.: Neue Trilobiten (Chaunoproetiden, Mirabolen) aus dem Oberdevon IV bis VI (Nord-Afrika und Mittel-Europa). Beitrag 2. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **146**, 2, 221–261, Stuttgart 1974.
- ALBERTI, H., GROOS-UFFENORDE, H., STREEL, M., UFFENORDE, H. & WALLISER, O.H.: The stratigraphical significance of the *Pro-tognathodus* fauna from Stockum (Devonian/Carboniferous boundary, Rhenish Schiefergebirge). – Newsl. Stratigr., **3**, 4, 263–276, Leiden 1974.
- ARCHINAL, A.: Die Neudefinition der Untergattung Archegonus (Phillibole) und die Gattungen Semiproetus und Proliobole (Trilobita, Ober-Devon und Unter-Karbon). – Senck. leth., 71, 3/ 4, Frankfurt a. M. 1991 (im Druck).
- BLESS M.J.M., SIMAKOV, K.V. & STREEL, M.: Advantages and disadvantages of a conodont-based or event-stratigraphic Devonian-Carboniferous Boundary. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **100**, 3–14, Frankfurt a.M. 1988.
- BRAUCKMANN, C.: Die Cyrtosymbolinae mit geblähten Wangen-Stacheln (Trilobita; Dinantium bis Namurium). – Senck. leth., **59**, 1/3, 137–203, Frankfurt a.M. 1978.
- BRAUCKMANN, C.: Kulm-Trilobiten aus der *Galtendorfia*-Stufe (Unter-Karbon cul) von Aprath (Wuppertal, W-Deutschland). – Jber. naturwiss. Ver. Wuppertal, **34**, 96–100, Wuppertal 1981.
- BRAUCKMANN, C.: Neue Kulm-Trilobiten aus dem Bergischen Land (Bundesrepublik Deutschland). – Jber. naturwiss. Ver. Wuppertal, 40, 101–116, Wuppertal 1987.
- BRAUCKMANN, C. & BRAUCKMANN, B.: Famennian Trilobites: an outline on their stratigraphical importance. – Ann. Soc. géol. Belgique, **109**, 9–17, Bruxelles 1986.
- BRAUCKMANN, C. & HAHN, G.: Trilobites as index fossils at the Devonian-Carboniferous boundary. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, 67, 11–14, Frankfurt a.M. 1984.
- CLARKSON E.N.K.: Environmental significance of eye-reduction in trilobites and recent arthropods. – Marine Geology, 5, 367–375, 1967.
- CLAUSEN, C.-D., KORN, D., LUPPOLD, F.W. & STOPPEL, D.: Untersuchungen zur Devon/Karbon-Grenze auf dem Müssenberg (nördliches Rheinisches Schiefergebirge). – Bull. Soc. belge Géol., 98, 3/4, 353–369, Bruxelles 1989.
- CLAUSEN, C.-D., LEUTERITZ, K. & ZIEGLER, W.: Ausgewählte Profile an der Devon/Karbon-Grenze im Sauerland (Rheinisches Schiefergebirge). – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 35, 161–226, Krefeld 1989.
- CHLUPAC I.: The Upper Devonian and Lower Carboniferous trilobites of the Moravian Karst. – Sbor. geol. ved., rad P, Paleont., 7, 5–143, Prag 1966.
- DREVERMANN, F.: Die Fauna der oberdevonischen Tuffbreccie von Langenaubach bei Haiger. – Jb. Preuss. Geol. L.-A., 1900, 99–207, Berlin 1901.
- FEIST, R. & CLARKSON, E.N.K.: Environmentally controlled phyletic evolution, blindness and extinction in Late Devonian tropidocoryphine trilobites. – Lethaia, **22**, 359–373, Oslo 1989.
- FLAJS, G. & FEIST, R.: Index conodonts, trilobites and environment of the Devonian-Carboniferous Boundary beds at La Serre (Montagne Noire, France). - Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, 100, 53-107, Frankfurt a.M. 1988.
- GAERTNER, H.R.v.: Geologie der zentralkarnischen Alpen. Denkschr. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., **102**, 113–199, Wien 1931.
- GANDL, J.: Stratigraphische Untersuchungen im Unterkarbon des Frankenwaldes unter besonderer Berücksichtigung der

Trilobiten, 1: Die Trilobiten im Unterkarbon des Frankenwaldes. – Senck. leth., **49**, 1, 39–117, Frankfurt a.M. 1968.

- GANDL, J.: Die Karbon-Trilobiten des Kantabrischen Gebirges (NW-Spanien), 1: Die Trilobiten der Vegamián-Schichten (Ober-Tournai). – Senck. leth., 54, 1, 21–63, Frankfurt a.M. 1973.
- GEDIK, I.: Conodonten aus dem Unterkarbon der Karnischen Alpen. Abh. Geol. B.-A., **31**, 1–29, Wien 1974.
- GOLDRING, R.: The Upper Devonian and Lower Carboniferous trilobites of the Pilton beds in N-Devon. Senck. leth., 36, 1/2, 27–48, Frankfurt a.M. 1955.
- HAHN, G.: Revision der Gattung Archegonus BURMEISTER 1843 (Trilobita). – Senck. leth., **46**, 4/6, 229–262, Frankfurt a.M. 1965.
- HAHN, G.: Neue Trilobiten vom Winterberg/Harz (Unter-Karbon). – Senck. leth., 48, 2, 163–189, Frankfurt a.M. 1967.
- HAHN, G. & BRAUCKMANN, C.: Zur Kenntnis ober-devonischer Trilobiten aus dem Bergischen Land. – Jber. naturwiss. Ver. Wuppertal, **37**, 116–124, Wuppertal 1984.
- HAHN, G. & BRAUCKMANN, C.: Neue Kulm-Trilobiten aus Wuppertal (Bundesrepublik Deutschland). 1. Weaniinae. – Jber. naturwiss. Ver. Wuppertal, **41**, 96–112, Wuppertal 1988a.
- HAHN, G. & BRAUCKMANN, C.: Revision zweier Trilobiten-Arten aus dem hohen Ober-Devon des Bergischen Landes (Bundesrepublik Deutschland). – Jber. naturwiss. Ver. Wuppertal, 41, 113–118, Wuppertal 1988b.
- HAHN, G. & BRAUCKMANN, C.: Zur Phylogenie der Archegoninae (Trilobita, Oberdevon – Perm). – Jber. naturwiss. Ver. Wuppertal, **42**, 163–182, Wuppertal 1989.
- HAHN, G. & HAHN, R.: Die Trilobiten des Ober-Devon, Karbon und Perm. – In: GÜRICH: Leitfossilien, Verlag Borntraeger, 1. – 2. neubearb. Auflage, 127 S., 12 Taf., Berlin 1975.
- HAHN, G. & HAHN, R.: Kulm-Trilobiten und ihr Lebensraum. Natur und Museum, **111**, 355–361, Frankfurt a.M. 1981.
- HAHN, G. & HAHN R.: Einige seltene Trilobiten-Taxa aus dem deutschen Kulm (Unter-Karbon). – Senck. leth., 63, 5/6, 429–449, Frankfurt a.M. 1982.
- HAHN, G., HAHN, R. & BRAUCKMANN, C.: Catalogus Fossilium
 Austriae. Ein systematisches Verzeichnis aller auf österreichischem Gebiet festgestellten Fossilien. Heft VII/a Trilobita. – 3–148, Wien (Verlag d. Österr. Akad. Wiss.) 1982.
- HAHN, G., HAHN, R. & BRAUCKMANN, C.: Neue Kulm-Trilobiten aus Wuppertal (Bundesrepublik Deutschland). 2. Eine Fauna aus dem Devon/Karbon-Grenzbereich. – Jber. naturwiss. Ver. Wuppertal, 42, 183–200, Wuppertal 1989.
- HAHN, G., HAHN, R. & WOLF, C.: *Belgibole abruptirhachis*, Leit-Trilobit an der Devon/Karbon-Grenze. – Senck. leth., **70**, 1/3, 89–103, Frankfurt a.M. 1990.
- HAHN, G. & WUNN-PETRY, I.: Seltene Trilobiten aus der *nasutus*-Zone (Kulm-Fazies, Unter-Karbon). – Senck. leth., **64**, 2/4, 237–255, Frankfurt a.M. 1983.
- JOHNSON J.G., KLAPPER, G. & SANDBERG, C.A.: Devonian eustatic fluctuations in Euramerica. – Geol. Soc. Amer. Bull., 96, 567–587, 1985.
- KORN, D.: Ammonoideen aus dem Devon/Karbon-Grenzprofil an der Grünen Schneid (Karnische Alpen, Österreich). – J. Geol. B.-A., **135**/1, Wien 1991 (dieser Band).
- KORN, D. & LUPPOLD, F.W.: Nach Clymenien und Conodonten gegliederte Profile des oberen Famenniums im Rheinischen Schiefergebirge. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, 92, 199–223, Frankfurt a.M. 1987.
- LETHIERS, F. & FEIST, R.: Ostracodes, stratigraphie et bathymétrie du passage Dévonien-Carbonifère au Viséen inférieur en Montagne Noire (France). – Géobios, 24, 1, 71–104, Lyon 1991.
- LUPPOLD, F.W., HAHN, G. & KORN, D.: Trilobiten-, Ammonoideen- und Conodonten-Stratigraphie des Devon/Karbon-

Grenzprofiles auf dem Müssenberg (Rheinisches Schiefergebirge). – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **67**, 91–121, Frankfurt a.M. 1984.

- MAXIMOVA, S.A.: Trilobity srednego i verchnego devona Urala i severnych Mugodschar. – Trudy vsesejusn. nautschnoissled. Geol. Inst. (VSEGEI), n.S., **3**, 1–263, Moskva 1955.
- OSMÓLSKA, H.: Famennian and Lower Carboniferous Cyrtosymbolinae (Trilobita) from the Holy Cross Mountains, Poland. – Acta Palaeont. Polonica, 7, 53–222, Warszawa 1962.
- OSMÓLSKA, H.: On some rare genera of the Carboniferous Cyrtosymbolinae HUPE, 1953 (Trilobita). – Acta Palaeont. Polonica, **15**, 1, 115–135, Warszawa 1970.
- OSMÓLSKA H.: Tournaisian trilobites from Dalnia in the Holy Cross Mts. – Acta Geol. Polonica, 23, 1, 61–81, Warszawa 1973.
- PERRET, M.F.: Le passage du Dévonien au Carbonifère dans les Pyrénées. Zonation par conodontes. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **100**, 39–52, Frankfurt a.M. 1988.
- RICHTER, R.: Beiträge zur Kenntnis devonischer Trilobiten. II. Oberdevonische Proetiden. – Abh. Senckenberg. Naturforsch. Ges., 31, 341–423, Frankfurt a.M. 1913.
- RICHTER, R. & E.: Proetiden aus neueren Aufsammlungen im vogtländischen und sudetischen Oberdevon. – Senckenbergiana, 1, 4, 97–130, Frankfurt a.M. 1919.
- RICHTER, R. & E.: Die Trilobiten des Oberdevons. Beiträge zur Kenntnis devonischer Trilobiten 4. – Abh. Preuss. Geol. Landesanstalt, n.F., **99**, 1–314, Berlin 1926.
- RICHTER, R. & E.: Der Beginn des Karbons im Wechsel der Trilobiten. – Senckenbergiana, 32, 1/4, 219–266, Frankfurt a.M. 1951.
- SCHÖNLAUB, H.P.: Field Trip A, Carnic Alps. Guidebook/Abstracts: Second European Conodont Symposium (ECOS II), Vienna/Prague. – Abh. Geol. B.-A., 35, 5–57, Wien 1980.
- SCHONLAUB, H.P., FEIST, R. & KORN, D.: The Devonian-Carboniferous Boundary at the section "Grüne Schneid" (Carnic Alps, Austria): a preliminary report. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **100**, 149–167, Frankfurt a.M. 1988.

- SCHÖNLAUB, H.P.: Stratigraphy, Biogeography and Paleoclimatology during the Alpine Paleozoic and its Implications for Plate Movements. – Jb. Geol. B.-A., **135**/1, Wien 1992 (this volume).
- SCHÖNLAUB, H.P. et al.: The Devonian/Carboniferous Boundary In the Carnic Alps (Austria) – A Multidisciplinary Approach.
 Jb. Geol. B.-A., 135/1, Wien 1992 (this volume).
- SCOTESE, C.R. & MCKERROW, W.S. (Eds.): Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography: Revised World Maps and Introduction. – Geological Society Memoir, **12**, 1–21, London 1990.
- SELWOOD, E.B.: Ammonoids and trilobites from the Upper Devonian and lowest Carboniferous of the Launceston area of Cornwall. – Palaeontology, 3, 2, 153–185, London 1960.
- VAN DER VOO, R.: Paleozoic paleogeography of North America, Gondwana and intervening displaced terranes: comparisions of paleomagnetism with paleoclimatology and biogeographical patterns. – Geol. Soc. Amer., Bulletin, **100**, 311–324, 1988.
- WALLISER, O.H.: Pleading for a natural D/C Boundary. Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **67**, 241–246, Frankfurt a.M. 1984.
- XIANG LIWEN in JI QIANG et al.: The Dapoushang section, an excellent section for the Devonian-Carboniferous Boundary stratotype in China. Chapter 10.4: Trilobites. – Science Press, Bejing, 120-123, Taf. 35–36, Beijing 1989.
- YUAN, J.: Proetiden aus dem jüngeren Oberdevon von Süd-China. – Palaeontographica A, 201, 1/3, 1–102, Stuttgart 1988.
- ZHU ZHAO-LING: Devonian-Carboniferous Boundary in Nanbiancun, Guilin, China – Aspects and Records. Trilobites (YU CHANG-MIN, edit.). – Science Press, 199–208, Taf. 49–53, Beijing 1988.
- ZIEGLER, W., JI QIANG & WANG CHENYUAN: Devonian-Carboniferous Boundary – Final candidates for a stratotype section. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **100**, 15–19, Frankfurt a.M. 1988.
- ZIEGLER, W. & SANDBERG, C.A.: *Palmatolepis*-based revision of upper part of standard Late Devonian conodont zonation. Geol. Soc. Amer., Special Paper **196**, 179–194, 1984.

Neuergebnisse au	s dem Paläozoikum der	Ost- und Südalp	en Red	aktion: Hans Peter	Schönlaub & Albert Daurer
Jb. Geol. BA.	ISSN 0016-7800	Band 135	Heft 1	S. 49–56	Wien, März 1992

Conodont Biofacies Analysis of the Devonian/Carboniferous Boundary Beds in the Carnic Alps

By ROLAND J.M.J. DREESEN*)

With 9 Figures and 2 Tables

Österreich Italien Karnische Alpen Devon/Karbon-Grenze Conodonten Biofazies

Österreichische Karte 1 : 50.000 Blätter 195–200

Inhalt

	Zusammenfassung	. 49)
	Abstract	. 48	3
1.	Introduction	. 50)
2.	Conodont Biofacies Concept and Ecostratigraphy	. 51	ł.
3.	Comments on the Comparative Biofacies Analysis of the Grüne Schneid (GS) and the Kronhofgraben (K) Sections	53	3
	References	. 56	3

Analyse der Conodonten-Biofazies an der Devon/Karbon-Grenze in den Karnischen Alpen

Zusammenfassung

Die Arbeit präsentiert die Ergebnisse der Conodonten-Biofazies-Analyse an der Devon/Karbon-Grenze der Profile "Grüne Schneid" und "Kronhofgraben" der Zentralen Karnischen Alpen in Österreich. Die Analysen wurden an 15 Conodonten-Proben des Profils "Grüne Schneid" durchgeführt, mit einer Summe von 16.846 einzelnen Conodonten-Elementen mit einer durchschnittlichen Identifikationsrate von 52 %, und an 8 Proben vom Profil "Kronhofgraben" mit 14.345 Conodonten-Elementen und ca. 60 % identifizierter Taxa.

In beiden Abschnitten ist die ältere Schicht der *S. praesulcata*-Zone durch die palmatolepid-bispathodide (branmehlide) Biofazies charakterisiert. Die unterkarbonen Teile beider Abschnitte, d.h. die Aquivalente des untersten Tournai, repräsentieren die polygnathide Biofazies (durchschnittlich über 85 %) und zeigen erstaunliche Ähnlichkeiten in ihrer Biofazies-Evolution. Trotzdem, der Anteil der Vertreter von *Pseudopolygnathus* und *Siphonodella* ist im Profil "Kronhofgraben" weit höher; dies deutet auf eine tiefere Position hin. Einen noch größeren Unterschied zwischen beiden Abschnitten stellt das Vorkommen einer starken *Protognathodus*-Population bei der Grünen Schneid dar. Dies ist auf die Tatsache zurückzuführen, daß zur selben Zeit Schiefer (i.e. die Äquivalente der Hangenberg-Schiefer) im Kronhofgraben abgelagert wurden.

Der interessanteste Wechsel in der Biofazies findet unter der S. praesulcata/S. sulcata-Grenze des Abschnittes Grüne Schneid statt, i.e. zwischen den Proben 6A and 6B. Einem plötzlichen Abfall von Palmatolepis, Pseudopolygnathus und Branmehla steht ein auffallender Anstieg von Polygnathus und Protognathodus gegenüber; dies weist auf ein eustatisches Absinken des Meeresspiegels hin, wie es in vielen anderen Abschnitten kurz vor der D/C-Grenze beobachtet werden kann.

Abstract

This paper presents the results of a conodont-based biofacies analysis of the Devonian/Carboniferous boundary sections at Grüne Schneid and Kronhofgraben, Central Carnic Alps, Austria. This analysis is based on countings from 15 conodont samples from the Grüne Schneid section totalling 16.846 single conodont elements, with an average identification level of 52 %, and 8 samples from the Kronhofgraben section totalling 14.345 conodont elements, with some 60 % identified taxa.

In both sections the older part of the S. praesulcata Zone is characterized by a palmatolepid-bispathodid (branmehlid) biofacies. The Lower Carboniferous parts of both sections, i.e. the equivalents of the early Tournaisian Stage, are represented by a

^{*)} Author's address: Dr. ROLAND J.M.J. DREESEN, Institut Scientifique de Service Public (ISSeP), Rue du Chéra, 200, B-4000 Liège.

polygnathid biofacies (average over 85 %) and shows remarkable similarity in their biofacies evolution. There is, however, a slightly higher frequency of representatives of *Pseudopolygnathus* and of *Siphonodella* in the Kronhofgraben section when compared with the Grüne Schneid section. This suggests a slightly deeper setting of the former. An even more striking difference between both sections is the occurrence of an important *Protognathodus* population at Grüne Schneid resulting from the fact that during the same time interval, shales (i.e. the equivalents of the Hangenberg Shale) were deposited at Kronhofgraben.

The most interesting change in conodont biofacies occurs below the *S. praesulcata/S. sulcata* zonal boundary at Grüne Schneid, i.e., between samples 6A and 6B. The sudden decrease of *Palmatolepis*, *Pseudopolygnathus* and *Branmehla* contrasts with a striking increase of *Polygnathus* and *Protognathodus*, suggesting an eustatic sea-level drop as observed in many other sections just before the D/C boundary.

1. Introduction

The conclusions drawn in this report are based on countings of conodonts derived from limestone samples of the sections Grüne Schneid and Kronhofgraben, Carnic Alps, Southern Austria. Both sections have been extensively studied during the past years (SCHÖN-LAUB, 1969; SCHÖNLAUB et al., 1988, 1991; HAHN & KRATZ, 1991). For details of the succession we refer to the former papers. All identifiable platform and ramiform conodont elements, including the broken ones were counted. The biofacies analysis is based on the platform conodont elements only. Although the absolute numbers are not so important the relative frequencies are even more relevant. The weight of the totally dissolved rock sample varies from 2.5 kg to more than 11 kg depending on the importance to recover diagnostic conodonts for individual levels, e.g., the De-



Fig. 1.

Grüne Schneid section, Central Carnic Alps, Austria.

The boundary between the Devonian and the Carboniferous lies within the 32 cm thick bed no. 6, and more precisely between samples 6C and 6D.

vonian/Carboniferous boundary. This level is defined by the first occurrence of *Siphonodella sulcata* (HUDDLE) and its coincidence with lower limits of the Dinantian, Tournaisian, Mississippian and other chronostratigraphic units (G. FLAJS et al., 1988 eds.).

> In addition to the study by SCHÖNLAUB et al. (1988) of the Grüne Schneid section, a few comments with respect to the identified platform conodont species are listed below:

- The last representatives of the late Upper Devonian genera *Palmatolepis* and *Branmehla* may occur as high as sample GS 6 C, as there were found 1 broken specimen of *Palmatolepis gracilis* and 3 specimens of *Branmehla suprema*.
- Most of the "siphonodellids" of sample GS 3 B are doubtful and may rather belong to the yet poorly known group of *Polygnathus mehli*.



Fig. 2. Grüne Schneid section: detail of Fig. 1 near the D/C boundary. Note uniform cephalopod limestone development across the boundary, i.e., between samples 6C and 6D.



- Siphonodella sulcata is probably present in samples GS 1, GS 2, GS 5 B and GS 5 C (the majority are broken specimens).
- 4) Within sample GS 3 B, a fragmentary siphonodellid showed a rather evolved anterior platform part, suggesting the presence of *Siphonodella duplicata* Morphotype 2.
- 5) The occurrence of the different stratigraphically important species of *Protognathodus* all together at the same stratigraphic level (for example in sample GS 4 B2) possibly points to a slight condensation within this bed.

2. Conodont Biofacies concept and Ecostratigraphy

The basis concept of lateral (coeval) conodont biofacies related to linear belts of regional paleotectonic settings which parallel the paleo-coastline, has been proposed by SANDBERG (1976) for the Lower expansa (formerly Upper *styriacus*, late Upper Devonian) Zone in the western U.S.

Each individual biofacies was named for the one or two most abundant platform conodont genera, representing at least 70 % of the population.

The original biofacies concept included five biofacies only and was applied to a single zone in the U.S. It was expanded to include a total of nine distinct biofacies and modelled through several zones in Belgium by SANDBERG & DREESEN (1984). The latter was based on a preliminary application of SANDBERG's 1976 model by DREESEN & THOREZ (1980) to the late Upper Devonian (Famennian) regressive megasequence (Psammites du Condroz) South of the London-Brabant Massif.

Recently, SANDBERG et al. (1988) added two extra biofacies which brings the total number of worldwide Late Devonian conodont facies to eleven:

Each of the outer four paleotectonic belts contains a single conodont biofacies:

- Palmatolepid or palmatolepid-bispathodid (continental rise and lower slope).
- II) Palmatolepid-polygnathid (middle and upper slope or outer shelf).

Fig. 3. Kronhofgraben section.

The vertically dipping section displays, from the right to the left: cephalopod bearing limestones of the Upper Devonian *praesulcata* Zone (sample K1), followed by a 50 cm thick shale horizon (the equivalent of the Hangenberg Shale), and 6 limestone beds (no.12 named K12: 15 cm, K13: 13 cm, K14: 4 cm, K15: 24 cm, K16: 17 to 20 cm, K17: 5 to 7 cm). This continuous limestone succession is overlain by black radiolarian cherts (left part of the photo), in the lower part of which two small limestone lenses are intercalated (sample K19).

III) Polygnathid-icriodid (outer to middle shelf).
 IV) Polygnathid-pelekysgnathid (inner shelf; tidal flats; shallow subtidal).

The inner or fifth belt contains five distinct conodont biofacies typical of varying conditions in restricted marine peritidal settings:

- V) Clydagnathid.
- VI) Scaphignathid.
- VII) Patrognathid. Drugogoobusag-b
- VIII) Pandorinellid.
- IX) Antognathid.

A tenth nearshore inner-belt polygnathid biofacies (already mentioned by SANDBERG & POOLE in 1971) was formerly added by SANDBERG et al. (1988) to represent a distinct biofacies of the inner carbonate platform.

Finally, a polygnathid-ancyrodellid biofacies was introduced by SANDBERG & DREESEN (1987) to represent a special niche characterizing the seaward flanks of Frasnian reefs and mud mounds in the Frasnian of Belgium.

Similarly, SANDBERG & GUTSCHICK (1984) suggested a biofacies model for Lower Carboniferous conodont distribution from deep basin to shoreline in the *Scalio-gnathus anchoralis* Zone.

Already in the mid-1970's facies control was the accepted explanation for the poor correlation between the Dinantian faunas of the British Isles (carbonate platform) and those of the US and West Germany (basinal facies (AUSTIN, 1974, 1976).

A clear distinction had been recognized in the Tournaisian Series between conodonts from shelf environments characterized by *Clydagnathus* and *Patrognathus* and those from basin environments with *Siphonodella* and *Protognathodus*. A similar distinction between conodont faunas of shelf and basin was demonstrated in later Dinantian horizons by AUSTIN (1976), who described a shelf facies characterized by *Cavusgnathus, Mestognathus* and *Taphrognathus* whereas the deeper-water facies were characterized by species of *Gnathodus*. AUSTIN & DAVIES (1984) indicated that the facies control of conodonts during the Dinantian can also be demonstrated by comparing faunas from rocks deposited in similar facies but different age.

The same authors outlined the relationship between sediment types and conodont genera and went on to

Table 1.

Grüne Schneid section. Data sheet summarizing countings of conodonts from the beds shown on Fig. 1. Abbreviations: Sip = Siphonodella; Bis = Bispathodus; Bra = Branmehla; Pse = Pseudopolygnathus; Pro = Protognathodus; Pol = Polygnathus; Palma = Palmatolepis, D/C = Devonian/Carboniferous boundary.

GRUNE SC	HNEID S	ECTION					[<u></u>	<u> </u>							
			<u> </u>							<u> </u>					
	GS 1	GS 2	GS 3a	GS 3b	GS 4	GS 5c	GS 5b	GS 5a	GS 6d2	GS 6d1	GS 6c	GS 6b2	GS 6b1	GS 6a	GS 7
Sip	1	4	1	0.5	0,5	0.8	2.3	1,1	0.5	1	0	0	0	0	1
Bis	0,5	2	2	2,5	6,5	4,8	5,1	3,3	7	5,9	6,4	3,4	6,2	7,5	20
Bra	0	0	0	Ó	0	0	0	0	0	0	0.5	0	12	29.2	29
Pse	4	6	5	6	6	11,8	8	6	0,8	0,5	0	0	3,5	18,6	11
Pro	5	10	0	0	0	0	0,8	15,2	3,6	8	20	58,1	37,3	0	0
Pol	89,5	78 ,	92	91	87	82,6	83,8	74,3	88	84,5	73	38,1	32	3	0
Palma	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0,1	0	8,9	41,7	39
		<u> </u>													
	GS 1	GS 2	GS 3a	GS 3b	GS 4	GS 5c	GS 5b	GS 5a	GS 6d2	GS 6d1	GS 6c	GS 6b2	GS 6b1	GS 6a	GS 7
Total counts	339	379	384	282	817	2584	1382	1671	975	2350	2967	486	840	1017	373
	GS 1	GS 2	GS 3a	GS 3b	GS 4	GS 5c	GS 5b	GS 5a	GS 6d2	GS 6d1	GS 6c	GS 6b2	GS 6b1	GS 6a	GS 7
% ident.taxa	67	65	63	69	58	55,7	54	43,1	39,3	42,7	42,2	30,5	26,8	71	60,2
	GS 1	GS 2	GS 3a	GS 3b	GS 4	GS 5c	GS 5b	GS 5a	GS 6d2	GS 6d1	GS 6c	GS 6b2	GS 6b1	GS 6a	GS 7
weight in gr.	2500	3000	3000	3000	7542	11738	8487	11610	3240	6410	8500	3170	6300	2500	2500
										D	IC				

apply knowledge of environments of deposition of modern sediments to conodont distribution patterns.

In the SANDBERG & GUTSCHICK model for the late Tournaisian, seven distinct conodont biofacies were recognized (from offshore to inshore):

- I) Bispathodid (starved basin).
- II) Scaliognathid-doliognathid (starved basin and lower slope).
- III) Gnathodid-pseudopolygnathid (foreslope).
- IV) Eotaphrid (shelfedge).
- V) Hindeodellid (outer platform).
- VI) Pandorinellid (inner platform)
- VII) Mestognathid (tidal lagoon and sabkha).

Although this biofacies model can be applied to British and Belgian Dinantian conodont faunas, the model does not extend across the carbonate platform. It might be possible that additional, shallow-platform, protected shelf and restricted marine biofacies will be added to the SANDBERG & GUTSCHICK model in future (DREESEN et al., 1986).

A formal biofacies model for the Devonian/Carboniferous boundary beds is not yet available. Obviously, it should contain elements from both the "standard" Late Devonian and Lower Carboniferous biofacies models.

With the exception of ecologically extreme niches such as: basin or deeper subtidal (dominated by either

Palmatolepis, Siphonodella or Gnathodus) and intertidal or supratidal facies with higher energy and/or salinities (high frequency of *Patrognathus*), the facies control of platform conodont genera at the Devonian-Carboniferous transition is rather difficult to assess. Especially the distribution pattern and biofacies affinities of *Pseudopolygnathus* and *Protognathodus* are less clear and require further investigation.

Species such as *Polygnathus communis* and *Bispathodus stabilis* are common in most marine environments: both are thought to have inhabited the nearsurface layers of the sea, perhaps near the wave-base (AUSTIN & DAVIES, 1984; SANDBERG & GUTSCHICK, 1979).

The common presence of *Polygnathus communis* and absence of *Pseudopolygnathus* suggested that the former might have lived in the upper water layers and the latter in slightly deeper water (AUSTIN & DAVIES, 1984). Moreover, pseudopolygnathids such as *P. dentilineatus* apparently lived at somewhat greater depths than *Bispathodus aculeatus*, *B. stabilis* and *Pol. communis*, and hence in less agitated waters than its common associates.

In order to obtain the total percentage of *Bispathodus* for recognizing the palmatolepid-bispathodid biofacies in some faunas, morphologically similar platform genera such as *Branmehla* and *Mehlina* are counted with *Bis*-

DIC

KRONHOFGR	ABEN	SECTION						
	K 19	K 17	K 16	K 15	K14	K 13	K 12	K1
Sip	97,3	4	8,5	0,8	1,9	2,5	2,5	0
Bis	0	0	Ó	0	0,2	0,9	2,9	6.3
Bra	0	0	0	0	0	0	Ó	54
Pse	0,8	10,6	12,2	9,9	8,9	3,2	0,3	13,3
Pro	0	0,6	1,4	0,4	1,9	2	6.8	0
Pol	1,9	84,7	77,9	88,9	87,1	91,4	87,5	1.9
Pal	0	0	0	0	0	0	0	24,5
	K 19	K 17	K 16	K 15	K14	K 13	K 12	K 1
total counts	4622	874	1693	1049	2234	738	490	2645
	K 19	K 17	K 16	K 15	K14	K 13	K 12	К1
ident.taxa%	100	45	70,1	46,5	53,5	58	57	46
	K 19	K 17	K 16	K 15	K14	K 13	K 12	K1
weight dissolv.	3264	3875	3125	3465	1845	2946	24530	3000

Table 2. Kronhofgraben section. Data sheet summarizing conodont countings. Abbreviations as in Table 1. pathodus (ZIEGLER & SANDBERG, 1984). The Bispathodus group (sensu lato) occurs abundantly in pelagic, far offshore settings, but it is equally common in most nearshore settings. This group is interpreted to have lived in the euphotic zone in the highest part of the water column. It occurs widely, independent of bottom conditions, in all but the most nearshore, restricted biofacies.

Characteristic of the Devonian/Carboniferous boundary beds is the appearance of protognathodids: a distinct protognathodid biofacies (ZIEGLER, 1969; ZIEGLER & LEUTERITZ, 1969) interrupts worldwide, in a short stratigraphic interval, the pelagic siphonodellid or ecologically equivalent palmatolepid-bispathoid biofacies. This has been related to a brief eustatic fall in sea level just before the end of the Devonian (ZIEGLER & SANDBERG, 1984). Ecological and sedimentological arguments favour the idea of considering *Protognathodus* as the dweller of more nearshore environments or as a "shallow-water intruder".

%

3. Comments on the Comparative Biofacies Analysis of the Grüne Schneid (GS) and Kronhofgraben (K) Sections (Tabs. 1,2; Figs. 4-9)

Except for slight differences in the frequencies of *Siphonodella*, there is a remarkable similarity in biofacies evolution during the oldest part of the Carboniferous (*S. sulcata* and *duplicata* Zones): in both sections we are dealing with a polygnathid biofacies (average over 85%). In the "rest", we observe a slightly higher frequency of *Pseudopolygnathus* and of *Siphonodella* in the Kronhofgraben section as compared to the Grüne Schneid section.

A striking difference between both sections during the *S. sulcata* Zone is the occurrence of an important *Protognathodus* population in Grüne Schneid at the top of the Zone (almost 30 %). This difference obviously results from the fact that we had a deposition of shale



Fig. 4. Grüne Schneid section. Total counts. D/C = Devonian/Carboniferous boundary.

100 90 80 70 60 50 40 30 20 10 ٥ GS 1 GS 2 GS 3a GS 3b GS 4 GS 5c GS 5b GS 5a GS GS GS 6c GS GS GS6a GS7 6d1 🔺 6d2 6b2 6b1 D/C

Fig. 5.

Grüne Schneid section. Percentage of identified taxa.

Data sheet summarizing countings of conodonts from the beds shown on Fig. 1. Sip = Siphonodella; Bis = Bispathodus; Bra = Branmehla; Pse = Pseudopolygnathus; Pro = Prolognathus; Pol = Polygnathus; Palma = Palmatolepis. D/C = Devonian/Carboniferous boundary.





during that particular time interval at Kronhofgraben. The next *Protognathodus* "bloom" within the *S. duplicata* Zone (corresponding to the levels of samples 1 and 2 of the Grüne Schneid section) can possibly be correlated with the base of the chert sequence in the Kronhofgraben section (from which part no conodonts could be extracted).

Although the biofacies record for the *S. praesulcata* Zone is more complete in the Grüne Schneid section, there is a good similarity in biofacies between both sections: comparable relative frequencies of *Pal-matolepis*, *Pseudopolygnathus*, and if we take *Bispathodus* and *Branmehla* as a common biofacies group, the similarity is even greater.

For both sections the oldest part of the *praesulcata* Zone is thus characterized by a palmatolepid-bis-pathodid (branmehlid) biofacies.

The most interesting biofacies change occurs below the *praesulcata-sulcata* zonal boundary in the Grüne

Kronhofgraben section. Total counting of

conodonts from the samples shown on

D/C = Devonian/Carboniferous boundary.

Fig. 7.

Fig. 3.



%





Schneid section: between samples GS 6A and GS 6B we observe an abrupt decrease in *Palmatolepis*, *Pseudopolygnalhus* and *Branmehla*, and a sudden increase in *Polygnalhus* and especially in *Protognathodus*. This would point to the eustatic sea-level drop, as observed just before the Devonian/Carboniferous boundary in other sections worldwide.

A next important observation concerns the D/C boundary located at the transition from samples 6C to 6D in the Grüne Schneid section: The last representa-

%

tive of the Upper Devonian genus *Palmatolepis* occurs just below that level. Interestingly, *Branmehla* disappears at the same time, whereas there is a significant drop in *Protognathodus* and a slight increase in *Polygnathus*.

Finally, a true "pelagic" Siphonodellid biofacies is present in bed K19 of the Kronhofgraben section (see Fig. 9) pointing to an important deepening event during the *S. sandbergi* Zone. This conclusion is strongly supported by the appearance of blind trilobites (HAHN & KRATZ, 1991, this volume).



Kronhofgraben section. Computer generated drawing showing distribution of facies related conodont taxa. Abbreviations as in Table 1.

- AUSTIN, R. L. (1974): The biostratigraphic distribution of conodonts in Great Britain and the Republic of Ireland. – Bel. Geol. Survey, Int. Symp. Belg. Micropal. Limits from Emsian to Viséan, Namur, Sept. 1974, Publ. N. 3, 1–17.
- AUSTIN, R. L. (1976): Evidence from Great Britain and Ireland concerning West European Dinantian conodont Paleoecology. – In: BARNES, C. R. (ed.): Conodont Paleoecology, Geol. Ass. of Canada Special Paper 15, 201–224.
- AUSTIN, R. L. & DAVIES, R. B. (1984): Problems of recognition and implications of Dinantian conodont biofacies in the British Isles. – In: CLARK, D. L. (ed.): Conodont Biofacies and Provincialism, Geol. Soc. America Special Publication, 196, 195–228.
- DREESEN, R., SANDBERG, C. A. & ZIEGLER, W. (1986): Late Devonian and early Carboniferous conodont biostratigraphy and biofacies. – In: BLESS, M. J. M. & STREEL, M. (eds.): Late Devonian events around the Old Red Continent, Ann. Soc. géol. Belg., **109**, 27–42.
- DREESEN, R. & THOREZ, J. (1980): Sedimentary environments, conodont biofacies and paleoecology of the Belgian Famennian (Upper Devonian) – an approach. – Soc. géol. Belg., **103**, 97–11.
- FLAJS, G., FEIST, R. & ZIEGLER, W. (eds.): Devonian-Carboniferous Boundary – Results of recent studies. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, 100, 1–245, 1988.
- HAHN, G. & KRATZ, R.: Eine Trilobitenfauna des tiefen Wassers aus dem Unterkarbon der Karnischen Alpen – Vorläufige Mitteilung. – Jahrb. Geol. B.-A., 134/4, 1991 (this volume).
- SANDBERG, C. A. (1976): Conodont biofacies of Late Devonian Polygnathus styriacus Zone in Western United States. – In: BAR-NES, C. R. (ed.): Conodont Paleoecology, Geol. Assoc. of Canada Special Paper, 15, 171–186.
- SANDBERG, C. A. & DREESEN, R. (1984): Late Devonian icriodontid biofacies models and alternate shallow-water conodont zonation. – In: CLARK, D. L. (ed.): Conodont biofacies and Provincialism, Geol. Soc. America Special Paper 196, 143–178.
- SANDBERG, C. A. & DREESEN, R. (1987): Conodont dating of perireefal strata and events in the Frasnian (lower Upper Devonian) of Belgium. – Geol. Soc. America, Abstracts with Programs, **19**, p. 177, Boulder.
- SANDBERG, C. A. & GUTSCHICK, R. C. (1979): Guide to conodont biostratigraphy fo Upper Devonian and Mississippian rocks along the Wasatch Front and Cordilleran Hinge Line. – In:

SANDBERG, C. A. & CLARK, D. L. (eds): Conodont biostratigraphy of the Great Basin and Rocky Mountains, Brigham Young University Geology Studies, **26**/3, 107–134.

- SANDBERG, C. A. & GUTSCHICK, R. C. (1984): Distribution, microfauna and source-rock potential of Mississippian Delle Phosphatic Member of Woodman Formation and equivalents, Utah and adjacent States. – In: WOODWARD, J., MEISS-NER, F. F. & CLAYTON, J. L. (eds): Hydrocarbon source rocks of the Greater Rocky Mountain region, Denver Colorado, Rocky Mountain Association of Geologists, 135–178.
- SANDBERG, C. A. & POOLE, F. G. (1977): Conodont biostratigraphy and depositional complexes of Upper Devonian cratonic-platform and continental-shelf rocks in the Western United States. – In: MURPHY, M. A., BERRY, W. B. N. & SANDBERG, C.A. (eds.): Western North America; Devonian – University of California, Riverside, Campus Museum Contributions, 4, 144–182.
- SANDBERG, C. A., ZIEGLER, W., DREESEN, R. & BUTLER, J. (1988): Late Frasnian mass extinction: Conodont event stratigraphy, global changes, and possible causes. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **102**, 263–307.
- SCHÖNLAUB, H. P.: Conodonten aus dem Oberdevon und Unterkarbon des Kronhofgrabens (Karnische Alpen, Österreich). – Jb. Geol. B.-A., **112**, 321–354, 1969.
- SCHÖNLAUB, H. P., BOECKELMANN, K., FENNINGER, A., KLEIN, P., MAGARITZ, M. & ATTREP, M. Jr.: The Devonian/Carboniferous Boundary in the Carnic Alps, Austria. – Jb. Geol. B.-A., **134**/4, 1991 (this volume).
- SCHÖNLAUB, H. P., FEIST, R. & KORN, D. (1988): The Devonian-Carboniferous Boundary at the section "Grüne Schneid" (Carnic Alps, Austria): A preliminary report. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **100**, 149–167, 1988.
- ZIEGLER, W. (1969): Eine neue Conodontenfauna aus dem höchsten Oberdevon. – Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., 17, 343–360.
- ZIEGLER, W. & LEUTERITZ, K. (1979): Die Grenze Devon/Karbon.
 In: KOCH et al.: Alter, Fazies und Paläogeographie der Oberdevon/Unterkarbon-Schichtenfolge an der Seiler bei Iserlohn. – Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., 17, 679–732.
- ZIEGLER, W. & SANDBERG, C. A. (1984): Palmatolepis-based revision of upper part of standard Late Devonian conodont zonation. – In: CLARK, D. L. (ed.): Conodont biofacies and Provincialism, Geol. Soc. America Spec. Publ. **196**, 179–194.
- ZIEGLER, W. & SANDBERG, C. A. (1984bis): Important candidate sections for stratotype of conodont based Devonian-Carboniferous Boundary. - Cour. Forsch. Inst. Senckenberg, 67, 231-239.

Neuergebnisse au	s dem Paläozoikum der	Ost- und Südalp	en . Red	aktion: Hans Peter	Schönlaub & Albert Daurer
Jb. Geol. BA.	ISSN 0016-7800	Band 135	Heft 1	S. 57–98	Wien, März 1992

The Devonian/Carboniferous Boundary in the Carnic Alps (Austria) – A Multidisciplinary Approach

By Hans P. Schönlaub, Moses Attrep, Klaus Boeckelmann, Roland Dreesen, Raimund Feist, Alois Fenninger, Gerhard Hahn, Peter Klein, Dieter Korn, Roland Kratz, Mordeckai Magaritz, Charles J. Orth & Josef-Michael Schramm*)

With 21 Text-Figures, 3 Tables and 9 Plates

Austria Carnic Alps Devonian/Carboniferous Bundary Conodonts Ammonoids Trilobites Stable Isotopes Geochemistry Metamorphism

Österreichische Karte 1 : 50.000 Blatt 197

Contents

	Zusammenfassung	. 58 58
1.	Introduction	. 58
2.	Grüne Schneid Section	. 59
	2.1. Lithology, Sedimentology and Microfacies	. 60
	2.2. Paleontology	. 63
	2.2.1. Conodonts	. 63
	2.2.2. Ammonoids	. 63
	2.2.3. Trilobites	. 64
	2.3. Conodont Biofacies	. 65
З.	Kronhofgraben Section	. 65
	3.1. Lithology, Sedimentology and Microfacies	. 66
	3.2. Paleontology	. 68
	3.2.1. Conodonts	. 68
	3.2.2. Ammonoids, Trilobites	. 68
	3.3. Conodont Biotacies	. 68
4.	Mineralogy, Geochemistry and Stable isotopes	. 69
	4.1. Mineralogy	. 69
	4.2. Common and Trace Elements 1 (ICP, AAS, LECU)	. 70
	4.3. Common and Trace Elements II (INAA, ENAA)	. / 76
6	4.4. C and C isotopes	. 70
6		. //
7	Plea for Reconsideration of Grüne Schneid Section as Global Stratotype for the Devonian/Carboniferous Boundary	. 79
	References	. 73 98

^{*)} Authors' addresses: Univ.-Doz. Dr. HANS P. SCHÖNLAUB, Dr. PETER KLEIN, Geologische Bundesanstalt, P.O. Box 154, Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien; Dr. MOSES ATTREP, Jr., Dr. CHARLES J. ORTH, Isotope and Nuclear Chemistry Division, Los Alamos National Laboratory, Los Alamos, N. M. 87545, USA; Dr. KLAUS BOECKELMANN, Institut für Geologie und Paläontologie, TU Berlin, Ernst-Reuter-Platz 1, D-1000 Berlin; Dr. ROLAND DREESEN, Institut Scientifique de Service Public, Rue du Chéra, 200, B-4000 Liège, Belgique; Dr. RAIMUND FEIST, Laboratoire de Paléontologie, U.S.T.L., Place E. Bataillon, F-34060 Montpellier, France; Univ.-Prof. Dr. ALOIS FENNINGER, Institut für Geologie und Paläontologie, Universität, Heinrichstraße 26, A-8010 Graz; DIETER KORN, Institut für Geologie und Paläontologie, Universität, Sigwartstraße 10, D-7400 Tübingen; Univ.-Prof. Dr. GERHARD HAHN, Dipl.-Geol. ROLAND KRATZ, Institut für Geologie und Paläontologie, Universität, Fachbereich 18, Lahnberge, Hans-Meerwein-Straße, D-3550 Marburg; Dr. MORDECKAI MAGARITZ, Environmental Science and Energy Research, The Weizmann Institute of Science, 76100 Rehovot, Israel; Univ.-Prof. Dr. JOSEF-MICHAEL SCHRAMM, Institut für Geologie und Paläontologie, Universität, Hellbrunner Straße 34/III, A-5020 Salzburg.

Die Devon/Karbon-Grenze in den Karnischen Alpen (Österreich) – Eine Fallstudie interdisziplinärer Zusammenarbeit

Zusammenfassung

Die vorliegende Arbeit ist eine ausführliche Zusammenfassung von erweiterten und neuen Ergebnissen von Einzelarbeiten zum Geschehen an der Devon/Karbon-Grenze in den Profilen Grüne Schneid und Kronhofgraben der zentralen Karnischen Alpen. Ersteres ist durch kontinuierliche Karbonatsedimentation an der Wende vom Devon zum Karbon gekennzeichnet. Eine reiche Conodonten-, Clymenien- und Goniatiten- sowie Trilobitenführung ermöglichen die exakte Festlegung des Grenzniveaus im oberen Teil der Kalkbank 6 (26.5 cm über der Basis von Bank 6) sowie eine Feingliederung in einzelne Zonen mit entsprechenden Leitformen von Conodonten, Ammonoideen und Trilobiten. Wechselnde Verhältnisse von Fazies-abhängigen Conodontenassoziationen und der vertikale Wechsel zwischen blinden und nicht-blinden Trilobiten sind Hinweise für geringfügige Meeresspiegelschwankungen im jüngsten Oberdevon und in der älteren Tournais-Stufe. Kurz vor Ende des Oberdevons (Mittlere praesulcata-Zone) kommt es als Folge des "Hangenberg-Events" zu einer Regression, die in der duplicata Zone des älteren Tournai von einem Meeresspiegelanstieg gefolgt wird.

Die umfangreichen biostratigraphischen Untersuchungen werden ergänzt von lithofaziellen, mineralogischen, geochemischen und isotopenchemischen Analysen. Aus der Fülle von Daten schließen wir, daß im Profil Grüne Schneid – wie bisher von keiner anderen Stelle auf der Erde mit dieser Exaktheit nachgewiesen – über die Devon/Karbon-Grenze hinweg ununterbrochen und in gleichbleibender Fazies Kalksedimentation stattfand. Hinweise auf Hartgründe, Schichtlücken und Umlagerungen fehlen ebenso wie jegliche Hinweise auf ein extraterrestrisches Ereignis. Diese Erkenntnisse sowie die "drittrangige" Bedeutung der Grenze in Hinblick auf ein Massensterben unterstreichen die Auffassung, das Profil Grüne Schneid als weltweit geeignetes Referenzprofil für die Grenze Devon/Karbon erneut vorzuschlagen.

Im 9 km entfernten D/C-Profil des Kronhofgrabens schaltet sich an der Devon/Karbon-Grenze ein 50 cm mächtiger pyritreicher Schieferhorizont in die Kalkabfolge ein. Sein Chemismus weist erhöhte Gehalte von organischem Kohlenstoff, Schwefelkies, Iridium und von Schwermetallen auf. Für die Bildung dieses Äquivalents der "Hangenberg-Schwarz-Schiefer" des Rheinischen Schiefergebirges wird ein reduzierendes Milieu vermutet. Lithofazies, Conodonten und blinde Trilobiten sind darüberhinaus Hinweise auf einen im Vergleich zur Lokalität Grüne Schneid tieferen Bildungsraum. Als Ursache wird eine lokal verstärkte Subsidenz angenommen, die die Regressions-Transgressionstendenz im flacheren Grüne-Schneid-Areal überlagert.

Abstract

This paper presents new and revised sedimentological, paleontological, geochemical and isotopic data on two D/C boundary sections from the Carnic Alps of southern Austria, the Grüne Schneid and the Kronhofgraben sections. Based on rich abundances of conodonts, ammonoids and trilobites for the Grüne Schneid section continuous and uniform sedimentation is concluded across the boundary. The D/C boundary lies within the upper part of the 32 cm thick limestone bed no. 6, and more precisely 26.5 cm above its base. In successive order different associations of conodonts, ammonoids and trilobites have been recognized in the studied 6 m thick section. Of particular interest are the varying abundances of facies-related conodont genera and the occurrences of blind and oculated trilobites. Comprehensive geochemical and isotopic analysis support the conclusion of an uninterrupted sequence. In addition, there is no indication suggesting an extraterrestrial component in the sediment nor is there a strong argument for a severe mass mortality. Rather, the available information suggests a moderate regressive event shortly before the end of the Devonian, followed by a transgression at the beginning of the duplicata Zone of early Tournaisian age.

As a consequence, Grüne Schneid section is regarded to serve as the excellent stratotype for the D/C boundary. It fulfills all criteria required for a reference section, such as abundances of various fossil groups, continuity and uniformity of facies. The total absence of hardgrounds, stratigraphic gaps or reworking further supports this recommendation although the D/C boundary matter seems to have settled more recently.

The Kronhofgraben section, located some 9 km to the east of the Grüne Schneid section, is characterized by a 50 cm thick shale intercalation in the overall limestone succession. In comparison with the area of Grüne Schneid it represents a deeper environment. This conclusion is reached from analysis of the facies and the fauna such as conodonts and trilobites. In the shale horizon the contents of organic carbon, sulfur, heavy metals and of Ir are considerably enriched, suggesting deposition under reduced stagnant conditions below the maximum carbonate sedimentation depth. Presumably the metal enrichments were caused by oceanic processes and not from cosmic dust. Similar to the Grüne Schneid section the carbon isotope profile across the boundary interval shows no significant variations, which support the idea that no severe mass extinction occurred at or close to the D/C boundary, i.e. some 353 Ma ago.

1. Introduction

The Devonian/Carboniferous (D/C) boundary event, known also as "Hangenberg Event", has been widely recognized for a long time. It represents a significant although not major extinction event (Text-Fig. 1) that affected many pelagic organisms such as conodonts, ammonoids and trilobites and to a lesser extent also ostracodes, foraminifera and corals. Whether earth originated causes – tectonic, eustatic and volcanic – or extraterrestrial ones can be held responsible for this turnover has been variously speculated in recent times.

Recently, based on zircon crystal age data using the SHRIMP ion microprobe, statistically indistinguishable ages of 353.2 ± 4.0 Ma and 355.8 ± 5.6 Ma have been reported for bentonites lying 35 and 53 cm above the D/C boundary at Hasselbach, Germany, and Glenbawn, Australia, respectively. Consequently, for the "Hangen-



Text-Fig. 1.

Total number of conodont species appearing and major extinction events. 1,2,3,4 = times of extinction for other groups of organisms; EI to EXII = times of extinction for conodont species. After D.L. CLARK, unpubl.

berg Event" an age of about 353 Ma may be estimated (G. YOUNG & J. CLAOUÉ-LONG, 1991). As will be shown here this event occurred shortly before the D/C boundary.

In the Carnic Alps of southern Austria and northern Italy the Devonian/Carboniferous boundary beds are excellently exposed. In a recent publication H.P. SCHÖNLAUB et al. (1991, Tab. 1, Text-Fig. 2) summarized the stratigraphic data from more than 20 limestone sections in which a continuous sedimentation across the Devonian/Carboniferous boundary has well been documented. At the end of the following stage, i.e., the Tournaisian, a drop in sea-level resulted in a karstification event which caused an extensive relief with limestone dissolution at surface and subsurface levels and local formation of fissures, caves and breccias (H.P. SCHÖNLAUB et al., 1991).

Since the official organisation of the IUGS Working Group on the Devonian/Carboniferous Boundary in 1976, many accomplishments were made towards a more accurate definition of the base of the Carboniferous Period. The level finally chosen in 1979 "represents an attempt at closest possible conformity with the current definition of the boundary, namely at the base of the Gattendorfia Zone as recommended by the 1935 Heerlen Congress" (E. PAPROTH, 1980). In 1979 it was generally agreed upon that this is at the first appearance of the conodont species *Siphonodella sulcata* within the evolutionary lineage from *S. praesulcata* to *S. sulcata*. Apparently this level is just below the entry (= lowermost record) of the ammonoid genus *Gattendorfia* in the Hönnetal section of the Rhenish massif.

Since then search began for the section best suited as boundary stratotype (see E. PAPROTH & M. STREEL (eds.), 1984; E. PAPROTH & G. D. SEVASTOPULO, 1988). Following the "Last call for candidate stratotypes" of 1985, in addition to three already existing candidate sections (Muhua, Berchogur, Hasselbachtal) four other sections were proposed to serve as stratotypes in 1987, namely Nanbiancun in southern China, Drewer in Germany, Grüne Schneid in the Carnic Alps of southern Austria and La Serre in the Montagne Noire, France. After lengthy discussion during the Courtmacsherry meeting in southern Ireland the latter gained the majority of support. Finally, in 1990 La Serre section was officially ratified by IUGS as Boundary Stratotype for the base of the Carboniferous.

Yet, by that time many specialists reached a broad consensus that in fact the Grüne Schneid section represents the best section of the marine realm as it contains rich assemblages of conodonts, ammonoids and trilobites of a high correlative potential. In addition, its succession displays a uniform lithology of cephalopod limestones suggesting the same distinct facies pattern for the latest Devonian and the earliest Carboniferous. The absence of any shaly intercalations, of gaps and/or reworked faunas or rocks may further indicate that the so-called "Hangenberg Event" did not affect the Grüne Schneid section. However, as will be shown for the Kronhofgraben section, this event can be recognized in other parts of the Carnic Alps. It reflects the culmination of a worldwide occurring regression followed by a transgression which on a global scale characterizes the D/C boundary.

This summary report presents new and updated results for the Devonian/Carboniferous boundary interval of the Carnic Alps (H.P. SCHÖNLAUB, 1969a; H.P. SCHÖNLAUB et al., 1988). This area which has long been famous for its almost uninterrupted fossiliferous sequences ranging from the Late Ordovician to Middle Triassic times seems to fulfill all requirements aimed at by the "Guidelines of the IUGS Commission on Stratigraphy" (J.W. COWIE et al., 1986). Its particular merits and peculiarities will be presented in the following chapters. Previous activities of research were extensively reviewed by H.P. SCHÖNLAUB et al. (1988) and H.P. SCHÖNLAUB et al. (1991).

2. Grüne Schneid Section

In the Central Carnic Alps, i.e. the area around Plöckenpaß (= Monte Croce Carnico) south of Kötschach-Mauthen the Variscan sequence is best exposed and stratigraphically continuous. Minor breaks, however, do occur locally, e.g., at the base of the Silurian, in the Middle Devonian and in the basal Frasnian. H.R. v. GAERTNER (1931) first concluded a conformity between the late Devonian and the Lower Carboniferous based on goniatites which he found in the uppermost limestone beds on top of the famous Cellon section. This locality is named "Grüne Schneid" (= "Green Crest" or "Cresta Verde"; Text-Fig. 2).

The Grüne Schneid section is located at an altitude of 2142 m on the Austrian, i.e., northern side of the crest forming the Austrian/Italian border some 25 meters west of the marker point n-129 which is west of the peak of mountain Cellon. It is easily accessible along the paths numbered 146 and 147 running from the pass to the top of the Cellon on the Italian side of the mountain chain.

The overall 6 m thick section displays the uppermost limestone beds of a 750 m thick conformable limestone sequence ranging from the Upper Ordovician to the Lower Carboniferous. The basal Tournaisian strata are separated from the overlying clastic Hochwipfel Formation by a fault zone.



Text-Fig. 2.

Location of the study area in the Central Carnic Alps of Southern Austria. A: Grüne Schneid section.

- Topography after Carta Topografica per escursionisti 1 : 25.000, Foglio 09, Tabacco, Casa Editrice, Udine. Actual scale \approx 1 : 30.000.
- B: Kronhofgraben section, 9 km east of Plöckenpaß. Topography after ÖK 197 Kötschach 1 : 25.000, Bundesamt f. Eich- und Vermessungswesen, Wien. Actual scale ≈ 1 : 30.000.
- C: Approximate position at the Austrian/Italian border.

Recently the Cellon area was re-mapped (H.P. SCHÖNLAUB, 1985) and the outcrop was cleaned and enlarged. Now it exhibits a small cavern in the Devonian part and an excellently exposed bedded wall-rock in the boundary interval. The Tournaisian part of the section is 100 cm thick (Figs. 3 A,B, 4).

2.1. Lithology, Sedimentology and Microfacies

The main lithology of Famennian and Dinantian carbonate sequences of the Central Carnic Alps comprises various types of bedded micritic Flaser-limestones covered by an irregular network of thin clayish seams. The biotic composition is dominated by cephalopods. With varying abundances also other pelagic groups occur such as trilobites, ostracodes, radiolarians and conodonts. Less abundant are echinoderms, molluscs, juvenile bivalves, brachiopods and fish teeth (see Plates 1, 2). Fossils are more abundant in the Kronhof Limestone, in particular, in bed nos. 3, 4 and 5. The Pal Limestone has only been studied in detail in its upper part. Conodonts, however, have also been recovered from the lower beds which are equivalent to the Upper expansa Zone. This type of mainly goniatite bearing wackestone bridges the D/C boundary without any significant break. In terms of mapping units ("Formations"), the Famennian portion of the sequence constitutes the Pal Limestone while the equivalents of the Tournaisian represent the Kronhof Limestone. The latter are mainly light greyish to reddish and well bedded micritic limestones. The individual beds are separated by more or less distinct wavy bedding planes. Up to 1 cm thick clay partings are rather uncommon but occur between bed nos. 5a and 6d and between nos. 12 and 13.

The studied section comprises 15 limestone beds with varying thicknesses. At the boundary interval each thicker bed was further subdivided into smaller units to gain more detailed information about ranges of individual taxa. Thus during this study a total of 22 samples were collected and analyzed.

According to K. BOECKELMANN and L. KREUTZER who re-examined the petrographic data the upper part of Grüne Schneid section consists of the following lithologies (after H.P. SCHÖNLAUB et al., 1988, see Pl. 1, Figs. 1–8):

Bed 7/praesulcata Zone

18 cm thick greyish to slightly pink colored limestone bed with faint black veins; wackestone with tiny cephalopod shells, ostracodes, gastropods, trilobites, spheres (radiolarians ?) and crinoid stems.

Bed 6/praesulcata and sulcata Zone

32 cm thick light grey to yellowish and in part faintly pink colored limestone bed. Residual clay can either be arranged irregularly to form a network on the surface





Text-Fig. 3.

b

- Grüne Schneid section.
- A: Photograph shows the upper part of the section with bed nos. 8 to 1.

a

B: 32 cm thick bed no. 6 and its subdivision into 4 (5) subbeds numbered from base to top 6A, 6B₁, 6B₂, 6C, 6D.

D/C boundary between subbed nos. 6C and 6D. Note uniform lithology throughout the boundary bed.

or can be concentrated as clay parting parallel to bedding plane to indicate four indistinctly recognizable subbeds (6a-6d, see Text-Fig. 3 B). Subbed 6 B is divided into a 4 cm thick lower more argillaceous part (6 B1) and a 7 cm thick upper less clayish part (6 B2). The lower subbed 6 B1 comprises a bioclastic stylolitic and microstylolitic ostracode mudstone (micrite/siltite) with echinoderms and brachiopods. Subbed 6 B2 is a wackestone with small cephalopod shells and ostracodes, gastropods, trilobites, spheres, small bivalves and crinoid debris. Most shell debris is tiny and fragile. Inhomogeneous parts indicate bioturbation, clay enrichment point to locally strong solution processes.

Bed 5/sulcata to Lower duplicata (?) Zone

29 cm thick greyish to weakly pink colored limestone bed the lowermost 3 to 4 cm of which are distinctly pinkish colored. In this portion residual clay from pressure solution is more common than in the upper portion of the bed. The effect of solution can also be seen

12	=	10	9		8		7	6a	9 6 6 6 6	5a	55	50	36 38	2	-	Sampl no.
	14	34	23		91		18	5 •	7 5.5	13	=	5 10	7 3	18	24	e Thicknes [cm]
				L						റ					I	
Ammono Balvia sp. Finiclymen, Parawocklu Wocklumer Cymaclyme Linguaclym Acutimitoce Acutimitoce Acutimitoce Acutimitoce Acutimitoce Acutimitoce Acutimitoce Acutimitoce Galtendorii Catheodorii	ia woo meria ia sph nia st enia s eras c eras c eras si ras c eras si ras c eras si ras s eras s ras s	cklumensis paradoxa aeroides riata imilis arinatum leinerae t. kleinerae termedium t. kleinerae termedium t. kleinerae t. prorsum ohvexum ohaeroidale p. estaverde sp. nvoluta	ım			•		••••••	•		•	•	•	•	•	
Gattendorfia Eocanites p Eocanites o	evol elanus f. sp	uta iratissimus								•	•	•		•	•	
Trilobita																
Helioproetu Helioproetu Typhloproet Typhloproet Chaunoproe Chaunoproe Haasia cf. Phacops (F Belgipole a Semiproetus Semiproetus Semiproetus Semiproetus Semiproetus Semiproetus Semiproetus Semiproetus Semiproetus Semiproetus Philliboloid Diacorphe	s cf. s carii s subi s subi s (S (subical sector) s (M.) s (M.) s (M.) s (M.) s (M.) s (M.) s (C) s (C)	ebersdorfens ntiacus carintiacus .) korni .) sp. Ch.) carnicus Ch.) cf. pale istans anulalus hachis erdensis schans funirepa al drewerensis sp. aff. d blax 2) planus brevis cromma ntaubi	a pinus rewerens	sis		•		•	•	•			•	• • •	•	
Conodon	ta															
Bispalhodus Bispalhodus Bispathodus Bispathodus Bispalhodus Branmehla Palmatolepi Palmatolepi Palmatolepi Polygnathus Pseudopoly	a, at c, c, u slabi suprer s gr. s gr. s gr. s gr. s gr. s gr. s gr. s gr.	culealus ostatus ltimus eri expansa expansa ioclymeniae gracilis sigmoidalis o. A s. m. trigoni	÷ • • •		•		•••••••••••••••••••••••••••••••••••••••	••••		•	•	••	••			
Prolognatho Protognatho Prolognatho Prolognatho Prolognatho	dus n dus c dus k dus k	neischneri ollinsoni ockeli uehni						•			•					
Protognatho Siphonodel Siphonodel Siphonodel	dus p a prat a sult a dup	raedelicalus esulcala cata licala MT 1										•	• -	•	•	
Siphonodeli Polygnalhus Polygnathus	adup ; c. C ; c. Þ	ucaia MT 2 ommunis ilurcalus	:						••	••	•	••	••		•	
Polygnathus Polygnathus Polygnathus Polygnathus Elictognathus	; c. c. is p. s p. s ; meh. is laci	arinus purus ubplanus li eratus							•	••		••	••	•	•	

Text-Fig. 4. Distribution of conodonts, ammonoids and trilobites at the Grüne Schneid section.

.

along the surface of individual cephalopod shells. Thin sections reveal a strongly bioturbated and mottled goniatite wackestone with some ostracodes, crinoid debris, spheres, few bivalves and trilobites. Geopetal fabrics are common in the whole bed.

Bed 4/duplicata Zone

10 cm thick light grey and well bedded limestone bed; goniatite wackestone with stylolitic fabric and large trilobite carapaces, ostracodes, bivalves and spheres.

Bed 3/duplicata Zone

10 cm thick light grey to yellowish/brownish and weakly pink colored limestone bed; bioturbated trilobitegoniatite-wackestone with few ostracodes, bivalves and crinoid debris, also showing stromatactis fabric with internal sediment.

Beds 2,1/duplicata Zone

18 and 24 cm thick limestone beds, respectively. Greyish micritic limestone beds, indistinctly pinkish colored. Thin sections reveal tiny goniatite shells as the main biotic constituent of the rock.

2.2. Paleontology

2.2.1. Conodonts (H.P. SCHÖNLAUB)

The revised and updated conodont based subdivision of Grüne Schneid section is shown in Text-Fig. 4. The 4.95 m thick Upper Devonian sequence (sample nos. 15–6B) represents the Upper expansa and the Lower and Middle praesulcata Zones in the revised conodont zonation of W. ZIEGLER & C.A. SANDBERG (1984). A more precise assignment, however, is yet not possible due to the absence of the zonal index *Siphonodella praesulcala* on which this zonation has been based.

Sample 11 collected from 2.06–1.92 m below the D/C boundary contains, beside others, the last occurrences of such stratigraphically important species like *Palmatolepis gr. gonioclymeniae* together with *Bispathodus c. ultimus* and *B. ziegleri* suggesting the highest equivalents of the Lower praesulcata Zone.

The poorly defined Middle praesulcata Zone may be represented from sample 10 to sample 6 B, i.e., from 1.92–5.5 cm below the D/C boundary. In the following 5.5 cm thick subbed 6 C the entry of *Protognathodus ko*-

ckeli and P. kuehni were recognized. Its forerunners, P. meischneri and P. collinsoni, have their appearance in the bed below and were found in the samples 6 B1 and 6 B2. The accompanying conodont association is listed in Text-Fig. 4. Beside others a few representatives of Palmatolepis (P. gr. sigmoidalis) and Branmehla suprema survived into this level.

Subbed 6 D is characterized by the entry of the index conodont *Siphonodella sulcata*. It is associated with different species of *Bispathodus*, *Protognathodus*, *Polygnathus* and the first appearance of *Pseudopolygnathus dentilineatus*.

Additional and revised conodont data restrict the range of the sulcata Zone to the interval from samples 6 D to 5 C which corresponds to the basalmost 34.5 cm of the Lower Carboniferous. In the upper part of this bed *Siphonodella duplicata* Morphotype 1 appears. It is succeeded by a more advanced morphotype of *S. duplicata* in the samples 3 A and 3 B which we assign to *S. duplicata* Morphotype 2. The change of the conodont fauna from *S. sulcata* to *S. duplicata* Morphotype 1 is well recorded in our collection. It is in bed no. 5 and coincides with the last occurrences of representatives of the genus *Protognalhodus*. As known from other sections *S. sulcata* co-occurs with *S. duplicata* in the upper part of the Grüne Schneid section.

In our conodont collection from beds just below and above the D/C boundary some juvenile platform elements of polygnathids with large basal cavity suggest a relationship with Siphonodella sulcata. As far as the lower surface is concerned also some representatives of the genus Pseudopolygnathus show a similarity with the zonal index. The main differences, however, are the flat platform and the weak development of a rostrum-like anterior trough, the more oval outline of the platform, the ornamentation of the platform with short but strongly developed transverse ridges and the more pronounced arching of the platform in lateral view. Until revision of the lowermost Carboniferous polygnathids we tentatively assign these specimens to Polygnathus mehli THOMPSON and perhaps P. longiposticus BRANSON & MEHL. Some of these platform conodonts are illustrated on Plate 3.

2.2.2. Ammonoids (D. KORN)

The Devonian/Carboniferous boundary beds of the Grüne Schneid section yielded a rich collection of am-





Text-Fig. 6. Percentage of identified conodont taxa at Grüne Schneid, sample nos. 7 to 1.

monoids (D. KORN in H.P. SCHÖNLAUB et al., 1988; D. KORN, 1992, this volume). At hand are some 200 specimens which can be attributed to four different ammonoid horizons (see Text-Fig. 4). In successive order these are the Lower and Upper paradoxa Zones of the Wocklumeria Stage (Upper Devonian), the so-called *Acutimitoceras* fauna (prorsum Zone) of the uppermost Devonian, and the acutum Zone of the Gattendorfia Stage in the Lower Carboniferous.

Distribution and subdivision of the whole collection are shown in Text-Fig. 4 and illustrated on Plates 4 and 5:

Close to the base of bed no. 12 the occurrence of *Parawocklumeria paprothae* corresponds to the Lower paradoxa Zone.

In the uppermost 20 cm of bed no. 8 the following assemblage clearly indicates the Upper paradoxa Zone: Wocklumeria sphaeroides, Parawocklumeria paradoxa, Cymaclymenia striata (the only well preserved taxon), Mimimitoceras sp. and Balvia sp..

Bed no. 7 yielded only two indeterminable representatives of a clymeniid and a prionoceratid.

The following subbed no. 6 A contains the same fauna as in bed no. 8 supplemented by *Finiclymenia wocklumensis* and *Linguaclymenia similis*. This assemblage represents the Upper paradoxa Zone.

The 11 cm thick subbed no. 6 B can be subdivided into a lower 4 cm thick more argillaceous ammonoidfree horizon (6 B1) which presumably corresponds to the Hangenberg Shales of the Kronhofgraben section, and an 7 cm thick upper horizon (6 B2) characterized by small goniatites. In comparison with the underlying subbed no. 6 A the goniatite assemblage shows distinct differences. They belong to the genus *Acutimitoceras*; clymeniids have completely disappeared. In this association *Acutimitoceras carinatum* is well represented and thus indicates an equivalent level with the *Acutimitoceras* fauna of Stockum (D. KORN, 1984).

Subbed no. 6 C yielded similarly small representatives of the genus *Acutimitoceras*, i.e., *A.* cf. *prorsum and A.* cf. *kleinerae* corresponding to the prorsum Zone.

A major change occurs in the following subbed no. 6 D with the entry of *Gattendorfia subinvoluta* and *Acutimito-ceras acutum*. This fauna clearly indicates the base of the Gattendorfia Stage of the Lower Carboniferous. The succeeding sequence yielded a very similar goniatite fauna. At subbed no. 5 A the important index genus *Eocanites* appears. Based on this fauna the Carboniferous portion of the Grüne Schneid section can be assigned to the acutum Zone of the Gattendorfia Stage.

In summary, the Grüne Schneid section can easily be correlated with other D/C boundary sections, in particular with those from the northern margin of the Rhenish Massif (Oberrödinghausen, Müssenberg). However, none of these sections yielded a comparable complete succession of ammonoids across the D/C boundary beds.

2.2.3. Trilobites (R. FEIST)

The new and amended list of trilobites from the Devonian/Carboniferous boundary section at Grüne Schneid is shown in Text-Fig. 4 and is illustrated on Plates 6-9 (R. FEIST, 1992, this volume).

Starting with bed no. 15 each layer yielded trilobites which belong to three successive associations. Based on more than 120 trilobite remains from bed no. 15 to the top of the section the following subdivision can be recognized (see Text-Fig. 4 and R. FEIST, 1992, this volume):

- 1) In the late Upper Devonian the *Helioproetus-Chauno-proetus* Association comprises both blind forms and those with reduced eyes.
- 2) The following abruptirhachis Association is characterized by normally oculated trilobites. This fauna is restricted to the subbeds 6 B2 and 6 C, i.e., the level following the "Hangenberg Event" and immediately below the D/C boundary.
- 3) A lowermost Carboniferous association consisting of *Liobolina* and *Macrobole* which exhibit only oculated forms although the size of the eyes is moderate.

The reduction of the eyes during the late Devonian Wocklumeria Stage presumably reflects an adaption to a deeper environment below the photic zone. The small size of all taxa, the reduction of prominent sculptural elements, the spinous character and the convex thorax suggest an endobenthic mode of life. This habit changed during the following time: the appearance of trilobites with exclusively well developed eyes in subbed 6 B and the following horizon 6 C suggests a slightly shallower environment than before. The bathymetric change can be attributed to the final stage of the end-Devonian regression (O.-H. WALLISER, 1984; J.G. JOHNSON et al., 1985). This environment lasted through the following sulcata conodont zone although new forms appeared, but again changed at the beginning of the duplicata conodont zone when a slight deepening and thus a transgression is indicated by trilobites with reduced eyes which co-occurred with forms with normal eyes.

2.3. Conodont Biofacies (R. DREESEN)

The conodont biofacies analysis of the Grüne Schneid section is based on countings from 15 samples and considers a total of almost 17.000 individual conodont elements with an average identification level of more than 50 % (Text-Figs. 5–7, R. DREESEN, 1992, this volume).

The older part of the *S. praesulcata* Zone is characterized by a palmatolepid-bispathodid (branmehlid) biofacies (Text-Fig. 7). The succeeding equivalents of the early Tournaisian Stage correspond to a polygnathid biofacies (average of over 85 %). Representatives of *Pseudopolygnathus* and of *Siphonodella*, however, do occur but their abundances are rather low when compared with the coeval Kronhofgraben section. An opposite relationship between the two sections is suggested by the representatives of the genus *Protognathodus* which occurs with significantly higher frequency in the Grüne Schneid section than at Kronhofgraben.

In the Grüne Schneid section the most dramatic change in conodont biofacies occurs below the *S. prae-sulcata/S. sulcata* zonal boundary, i.e., between subbeds nos. 6 A and 6 B (Text-Fig. 7). The sudden decrease of species of *Palmatolepis, Pseudopolygnathus* and *Branmehla* is contrasted by a striking increase of species of *Poly-gnathus* and of *Protognathodus*, suggesting a sudden lowering of sea-level as observed in many other sections around the world just before the D/C boundary. This level coincides with a change of the trilobite fauna, i.e., the change from trilobites with blind or reduced eyes to those with normal eyes (see Text-Fig. 4 and chapter on trilobites by R. FEIST, 1992, this volume).

3. Kronhofgraben Section

The Kronhofgraben section (Text-Fig. 2 B) is located some 9 km to the east of the Grüne Schneid section (H.P. SCHÖNLAUB, 1969a, 1985). In the tectonic framework of the Carnic Alps it belongs to a different unit, which originally was separated from the Grüne Schneid section more than 9 km to the northeast (H.P. SCHÖNLAUB, 1985).



Text-Fig. 7.

%

Distribution [%] of important conodont genera across the D/C boundary at Grüne Schneid, sample nos. 7–1. Abbreviations: D/C = Devonian/Carboniferous boundary; Palma = Palmatolepis; Pol = Polygnathus; Pro = Protognathodus; Pse = Pseudopolygnathus; Bra = Branmehla; Bis = Bispathodus; Sip = Siphonodella.



trilobites with exclusively we bed 6 8 and the following slightly shallower environn bathymetric change can be a of the end-Devonian regressi J.G. Johnson et al., 1985), J.G. Johnson et al., 1985, new forme appeared, but aga ning of the duplicata conor deepening and thus a trans trilobites with reduced eyes forms with normal eyes.

Text-Fig. 8.

Kronhofgraben section showing on the right, the uppermost part of the Devonian limestone sequence (Pal Limestone) followed by the black shale horizon and the Kronhof Limestone to the left. At the left margin, the black bedded cherts form the top of the sequence.

The Kronhofgraben section is easily accessible through an alpine road running from Kronhof in the Gail valley via Untere to Obere Bischofalm (lower to upper Bischofalm). At an altitude of some 1360 m the road must be left to reach the section by a short footwalk along the small Aßnitz River (Text-Fig. 2B).

The excellently exposed D/C boundary beds crop out at an altitude of 1390 m on the eastern side of the upper Kronhofgraben (Text-Fig. 8). They belong to a folded Lower Devonian to Lower Carboniferous limestone sequence (H.P. SCHÖNLAUB, 1969b). The slightly overturned section comprises cephalopod limestones in the Famennian, followed by a 0.50 m thick shale horizon ("Hangenberg Black Shale") and a 81 cm thick limestone sequence named Kronhof Limestone. It is succeeded by some 4 m of black bedded radiolarianbearing cherts with intercalations of three small limestone lenses (H.P. SCHÖNLAUB, 1969a; G. HAHN & R. KRATZ, 1992, this volume).

In the following chapters additional data are presented which update and revise an earlier publication on the Kronhofgraben section by the first author in 1969.

3.1. Lithology, Sedimentology and Microfacies

The lithology of the Upper Devonian to Lower Carboniferous Kronhofgraben section comprises different rock types (PI. 2, Figs. 1–10). The Devonian portion consists of the Pal Limestone while the Carboniferous part is attributed to the Kronhof Limestone (Text-Fig. 8).

The Upper Devonian limestone sequence is composed of indistinctly bedded greyish bioclastic mud/ wackestones with ostracodes, echinoderms and some cephalopods. Very abruptly this limestone succession is followed by a 50 cm thick unfossiliferous black shale horizon rich in pyrite. Due to compression its lateral equivalent may be reduced to a thickness of less than 25 cm. Tests for spores by M. STREEL (Liège) were thus far negative. The overlying 81 cm thick grey Kronhof Limestone comprises 6 limestone beds of varying thicknesses. The basalmost bed no. K12 is 15 cm thick; it is followed by bed no. K13 with a thickness of 13 cm. The next 28 cm thick bed is subdivided into a lower 4 cm thick subbed no. K14 and an upper 24 cm thick subbed no. K15 which is overlain by the 18 cm thick bed no. K16. This bed is succeeded by the 6 cm thick bed no. K17 and the 1 cm thin bed no. K18. Sample K19 was collected from a limestone lense intercalated in the cherts some 80 cm above the topmost limestone bed.

According to K. BOECKELMANN the Kronhofgraben section comprises the following lithologies (PI. 10, Figs. 1-10):

Bed no. K1/praesulcata Zone

The uppermost 3 cm thick portion of the Pal Limestone is a bioclastic Mud-/wackestone (homogeneous micrite) with echinoderms, ostracodes, fragments of trilobites, a few shell debris of molluscs and fragments of cephalopods. Small areas are dolomitized and numerous thin calcite veins intersect the rock vertically.

Bed no. K12/sulcata Zone

The 15 cm thick bed consists of a microstylolitic ostracode mudstone with low fossil content (some shell debris). The sediment is rich in insoluble residue and has partly altered into an unfossiliferous microsparite and fine-grained sparite. Thick calcitic fissures are abundant.

Bed no. K13/sulcata Zone

13 cm thick limestone bed composed of bioclastic mud-/wackestone (homogeneous micrite) with brachiopods, molluscs, ostracodes, a few echinoderms, trilobites, radiolarians and goniatites. Numerous thin and broad fissures.

Subbed no. K14/duplicata Zone

This 4 cm thick subbed shows the same lithology as the bed below.

1 2 3	12 15	13 13	14 4	15 24	16 18	17 18 1 6	19 Chert	Sample Thickness no. [cm]
	•	•	•	•	•	•	•	
	•			•	•	•	•	

Conodonta

Bispathodus a. aculeatus

Bispathodus c. costatus
Bispathodus stabilis
Branmehla suprema
Palmatolepis gr. gracilis
Palmatolepis gr. sigmoidalis
Polygnathus n.sp. A
Pseudopolygnathus m. trigonicus
Pseudopolygnathus sp.
Polygnathus c. communis
Polygnathus p. subplanus
Protognathodus collinsoni
Protognathodus meischneri
Protognathodus kockeli
Protognathodus kuehni
Pseudopolygnathus dentilenatus
Pseudopolygnathus fusiformis
Pseudopolygnathus primus
Pseudopolygnathus marginatus
Polygnathus mehli
Pseudopolygnathus tr. inaequalis
Pseudopolygnathus tr. triangulus
Pseudopolygnathus tr. pinnatus
Pseudopolygnathus multistriatus
Polygnathus p. purus
Polygnathus biconstrictus
Polygnathus longiposticus
Polygnathus radinus
Pinacognathus valdecavatus
Elictognathus laceratus
Polygnathus n.sp. B
Siphonodella sulcala
Siphonodella duplicala MT 1
Siphonodella duplicata MT 2
Siphonodella carinthiaca
Siphonodella cooperi
Siphonodella lobala
Siphonodella sandbergi

Trilobita

Diacoryphe sp. Liobolina sp. Silesiops sp. ? Silesiops sp. ? Archegonus sp. Cystispininae gen. et sp. indet.

Subbed no. K15/duplicata Zone

24 cm thick ostracode mudstone (micrite/siltite) with some trilobites, radiolarians and shell remains. Thick calcite fissures intersect this bed.

Bed no. K16/duplicata Zone

18 cm thick limestone bed displaying a mudstone (homogeneous micrite) with echinoderms, molluscs, ostracodes, cephalopods and radiolarians. Horizontally orientated fenestral fabrics occur in one layer. Broad calcitic veins are abundant.

Bed no. K17/duplicata Zone

The 6 cm thick bed comprises relicts of a mudstone (homogeneous micrite) with shell remains of ostracodes and molluscs. Most of the original sediment is altered into an inhomogeneous fine- to mediumgrained unfossiliferous sparite intersected by many veins.

Bed no. K18/duplicata Zone

•

•

The topmost 1 cm thick bed of the Kronhof Limestone comprises a bioclastic mudstone (homogeneous micrite) with bioclasts of brachiopods and molluscs.

Distribution of conodonts and trilobites in the

Kronhofgraben section, sample nos. K1 to K19.

Text-Fig. 9.

Limestone lense no. K19/sandbergi Zone

10-15 cm grey limestone lense; bioclastic wackestone and packstone (micrite and fine-grained sparite) with fragments of conodonts, trilobites, ostracodes, echinoderms and molluscs. A broad fissure seems to be filled with a fault breccia composed of coarsegrained calcite and fragments of micrite sediment.

*

The main differences between the Grüne Schneid and Kronhofgraben sections concern the dominating cephalopod limestones at Grüne Schneid which indicate bioturbation, and generally contain more fossils particularly of goniatites and echinoderms. The lithology of the Kronhofgraben section is dominated by non-bioturbated ostracode mudstones with only few bioclastic components of echinoderms and brachiopods.

3.2. Paleontology

3.2.1. Conodonts (H.P. SCHÖNLAUB)

The revised and updated conodont association and its distribution at the Kronhofgraben section is shown in Text-Fig. 9. Following the conodont zonation proposed by W. ZIEGLER & C.A. SANDBERG (1984) the Famennian to Lower Tournaisian sequence represents the Upper praesulcata, sulcata, duplicata and the basal part of the sandbergi Zones.

The uppermost 3 cm thick bed of the Pal Limestone (K1) yielded a conodont fauna diagnostic for the Upper praesulcata Zone. From the succeeding 50 cm thick pyritiferous shales neither any conodonts nor any other fossils, e.g., spores were yet recovered.

Sample K12 from the base of the Kronhof Limestone contains the name bearer of the sulcata Zone, *Siphonodella sulcala*, together with representatives of the *Prolognathodus* fauna. This co-occurrence suggests that the Upper praesulcata Zone defined by the appearance of *Protognathodus kockeli* below the entry of *S. sulcata* may be partly represented by the equivalent of the Hangenberg Black Shale. The base of bed no. K12 may thus be correlated with bed no. 6 D or an even higher level at the Grüne Schneid section.

The next although not well defined change of the conodont fauna occurs at the base of bed no. K13 or subbed no. K14 with the appearance of morphotypes of *Siphonodella duplicata*. Evidently, at the latter horizon *S duplicata* Morphotype 2 is present. This horizon correlates with bed nos. 5 or 4 of the Grüne Schneid section.

The following conodont fauna from samples K16 to K19 has not been recorded at Grüne Schneid section. The most plausible explanation is the extended range of Kronhofgraben section in comparison with the short Grüne Schneid section. This concerns representatives of the genus *Siphonodella*, e.g., *S. carinthiaca*, *S. cooperi*, *S. lobata* and *S. sandbergi*. The latter two are restricted to the limestone lense no. K19 within the chert horizon.

3.2.2. Ammonoids, Trilobites (G. HAHN, R. KRATZ)

A relatively brief test on ammonoids resulted in only few badly preserved and undeterminable cephalopods. Trilobites, too, were only recovered from two levels, i.e., subbed no. K14 (*Diacoryphe* sp.) and the limestone lense no. K19 within the chert horizon (Text-Fig. 9). According to G. HAHN & R. KRATZ (1992, this volume) the assemblage consists of some 60 trilobite remains. They belong to exclusively blind representatives of the genera *Diacoryphe* (50 %), *Silesiops* (*Chlupacula*) (25 %) and *Liobolina* (25 %). In addition some fragments of ?*Silesiops* and ?*Archegonus* (*Phillibole*) were found.

The trilobite assemblage recovered from the Kronhofgraben section represents a deep water community which has not been known from any other area of the Culm basin yet. Different from well known trilobites of the Culm shales with reduced eyes this fauna suggests a completely dark environment. It may be best characterized as the impoverished "Hangenberg Fauna" of the Grüne Schneid section which in its upper part contains trilobites with blind and reduced eyes (R. FEIST, 1992, this volume).

3.3. Conodont Biofacies

(R. DREESEN)

The following conodont biofacies analysis is based on countings from 8 samples resulting in a total of more than 14.000 conodont elements with some 60 % of identified taxa (Text-Figs. 10-12).

Similar to the Grüne Schneid section, the praesulcata Zone is represented by a palmatolepid-bispathodid (branmehlid) biofacies, followed during the early Tournaisian sulcata and duplicata Zones by a polygnathid biofacies. Due to the intercalation of shales this change in biofacies is indicated in our file very abruptly (Text-Fig. 12). In comparison with the Grüne Schneid section, data from Kronhofgraben show a higher frequency of representatives of Pseudopolyanathus and a striking increase of "pelagic" species of Siphonodella (Text-Fig. 12) suggesting a sudden deepening for the Kronhofgraben depositional area during the S. sandbergi Zone. This conclusion is in perfect accordance with thin section data as well as with biological considerations inferred from trilobites. The most striking difference between the Grüne Schneid and Kronhofgraben sections during the sulcata Zone is the occurrence of a



Text-Fig. 10. Total counts of conodonts in the Kronhofgraben section, sample nos. K1 to K19.





4. Mineralogy, Geochemistry and Stable Isotopes of the Grüne Schneid and Kronhofgraben Sections

4.1. Mineralogy (A. FENNINGER)

Based on XRD (Cu, Kalpha, 30 KV, 20 MA, 1°/min) of randomly orientated total sample analysis the Upper



Devonian Pal Limestone and the Lower Carboniferous Kronhof Limestone of the Grüne Schneid section consist of mainly calcite with minor contents of quartz and dolomite. A similar composition is also suggested for the Devonian/Carboniferous rocks at Kronhofgraben section although the contents of quartz and pyrite varies to a certain extent (Text-Fig. 13). In this section the dolomite content may increase to a value of 6.45 % as analyzed for sample K12. In the shaly interval the illite/ muscovite content increases considerably to match the amount of quartz. The accompanying fairly high content of FeS₂, calculated between 6 and 11 % by P. KLEIN and C. ORTH (Text-Fig. 14), suggests a pyritifer-



Distribution [%] of important conodont genera in the uppermost Devonian and Tournaisian of the Kronhofgraben section, sample nos. K1 to K19. For abbreviations see Text-Fig. 7.



Text-Fig. 13. Mineralogy of the Kronhofgraben section inferred from XRD data. Sample no. K1 from top of the Upper Devonian Pal Limestone, sample K2 to K11 from the 50 cm thick pyritiferous shale horizon equivalent to the Hangenberg Black Shale, and sample nos. K12 to K18 from the Kronhof Limestone. Sample K19 from the limestone lense within the black cherts (sandbergi Zone). D/C boundary is between K10 and K11.

ous shale composed of predominantly illite/muscovite, quartz and iron sulfide.

Of primary interest was the determination of total sulfur, Stot, which represents S as pyritic sulfur. According to X-ray diffraction analysis (A. FENNINGER) pyrite was expected to be the main component of the shale unit at Kronhofgraben section. In fact, most of the sulfur was insoluble in HCl. Acid-soluble sulfur was found in only minor proportions. The high content of organic carbon particularly in the lower part of these shales is of further interest (Table 2). Obviously it is related to the high S content and the locally high contents of heavy metals like Cr, Co, Cu, Ni and Pb (see Tables 2 and 3).

The results obtained from XRD agree well with those calculated from the analytical determinations (see Text-Figs. 14 and 15).

In all samples of the Grüne Schneid section the CaCO₃ content varies between 92.6 and 99.4 %; quartz is an additional but only minor constituent. According to XRD-data the content of CaCO3 may be as low as 92.9 % for subbed 5 A and 92.6 % for the oldest Carboniferous limestone bed no. 6 D. The relatively low content of CaCO₃ in subbed 6 B confirms the biostratigraphically derived conclusions that it may correspond with the shale horizon of the Kronhofgraben section.

4.2. Common and Trace Elements I (ICP, AAS, LECO) (P. KLEIN)

Common and trace elements were analyzed through inductively coupled plasma-atomic spectrometry (ICP) and atomic absorption spectrometry (AAS). Carbon and sulfur were determined through combustion analysis and infrared detection. The individual methods applied to samples from the two sections are thoroughly described by P. KLEIN (1991).

The analytical results obtained from the D/C boundary beds in the Grüne Schneid section suggest an overall uniformity for the section below and above the



KRONHOFGRABEN : % FeS2

Plot of FeS₂ content [%] in samples from the Kronhofgraben according to values of Table 1.

For this tabulation the lower contents of Table 1 were used as Fe may also be represented in other mineralogical compositions.

Table 1.

%

Content of FeS_2 in samples K1 to K19 of the Kronhofgraben section.

A) Conversion of ORTH's Fe values into % pyrite (conversion factor 2.148280).

B) Conversion of KLEIN'S S values into % pyrite (conversion factor 1.870868).

The variation between the two data sets of ORTH and KLEIN originates from calculating the sulfur or the iron values for the amount of FeS_2 . Bold numbers are considered to represent the "true" amounts as Fe may also be represented in other compositions.

Sample nr.	A (INAA) [% FeS₂]	B (ICP, AAS) [% FeS ₂]
K 1	2.2	2.00
K 2	10.1	7.76
КЗ	8.6	9.52
K 4	7.1	9.06
K 5	5.2	5.84
К 6	10.5	7.36
K 7	7.9	7.32
K 8	7.9	8.05
К 9	6.5	4.59
K10	7.9	6.83
K11	11.4	11.10
K12	2.7	2.21
K13	1.6	1.09
K14	1.8	1.23
K15	1.2	0.67
K16	0.5	0.42
K17	0.9	0.97
K18	1.1	0.90
K19	2.5	2.90

boundary. The only exceptions are significantly higher Ba and moderately changed Mn contents for limestones below and above the D/C boundary. Considerably higher contents of Co, Cu, Ni and Zn, however, occur in a thin shale parting between sample nos. 6 D and 5 A (Text-Fig. 16).

The analytical results from the Kronhofgraben section display a similar pattern as those from the Grüne Schneid section (Table 2). However, in the 50 cm thick shale horizon, there is a distinct signal from heavy metals, more especially high contents of Co, Cr, Cu, Ni, Pb. Moreover, high contents have been recorded also of organic carbon, sulfur, arsenic, antimony, uranium, and lanthanum, as well as of dysprosium and ytterbium (as representatives of rare earth elements), see Table 3.

4.3. Common and Trace Elements II (INAA, RNAA)

(C.J. ORTH, M. ATTREP)

Instrumental neutron activation analysis (INAA) provided by the Los Alamos Research Reactor Group were applied to all samples from the Grüne Schneid and Kronhofgraben sections to determine the whole-rock abundances for common and trace elements. Radiochemical methods were performed to measure the Ir content of some selected samples from the boundary zone (Text-Figs. 17,18,19, Table 3). For details of the laboratory techniques the reader is referred to M. ATTREP et al. (1991).

Comments

On Text-Fig. 18 we show 16 plots to illustrate certain points for the D/C interval measurements. Yet at this boundary there is no evidence in the crucial elemental data to indicate a large-body impact. If one did occur it will be necessary to demonstrate it from physical signatures such as microspherules or shocked mineral grains.

- Although at Kronhofgraben section Ir shows some enhancement from normal crustal values (between 55 ppt to 140 ppt) in the 50 cm thick shale horizon, so do most other elements.
- 2) The Ir taken as a ratio to AI (AI is representative of the clay fraction; thus Ir is normalized to clay content) shows a dip in the shale as compared with the carbonates below and above.
- The Ir/Cr pattern can provide some information about possible extraterrestrial contributions to the



KRONHOFGRABEN: Geochemie

boundary beds in the Kronh	
boundary beds in the	
boundary beds in	
boundary bed	
boundary	
D/C	1
the	
fo	
LECO	
and	
AS	
CP,	
) bu	
s usi	
elements	
ace	
d tr	
n an	
commo	
đ	
able 2. eochemistry	

		sol		۲.	Ņ	Ģ	<u>۲</u>	ы.	Ŀ,	.	<u>م</u>	α	ω.	ω		Ŀ.	٥.					S.
Geochemistry of common and trace elements using ICP, AAS and LECO for the D/C boundary beds in the Kronhofgraben.	HCI-soluble carbonate fraction [%]	S _{HCI}		4	2	6	10	5	÷	15	14	6	12	22	v	-	-	v	v v	- v	- v	9
		Sorg	s	0.02	0.09	0.15	0.03	0.01	0.15	0.01	0.01	0.05	0.14	0.07	0.01	0.001	0.003	0.001	0.006	0.009	0.015	0.01
			×	1.02	3.85	4.60	4.32	2.70	3.40	3.32	3.66	2.21	3.20	4.58	1.17	0.572	0.646	0.350	0.220	0.512	0.480	1.45
		Stot	s	0.01	0.05	0.04	0.03	0.06	0.07	0.12	0.04	0.01	0.04	0.04	0.01	0.003	0.003	0.002	0.006	0.020	0.016	0.02
			×	1.07	4.15	5.09	4.84	3.12	3.93	3.91	4.30	2.45	3.65	5.93	1.18	0.581	0.658	0.356	0.224	0.515	0.482	1.55
		C _{carb}		98	2.5	1.4	2.6	2.7	1.0	1.6	40	2.8	12	2.7	66	66	66	. 66	66	66	66	98
		Corg	s	0.014	0.030	0.120	0.050	0.040	0.070	0.001	0.020	0.110	0.012	0.005	0.001	0.002	0.005	0.001	0.014	0.002	0.003	0.002
			x	0.194	1.63	2.37	1.24	0.19	4.23	0.890	0.660	8.844	0.615	0.873	0.079	0.057	0.100	0.092	0.075	0.080	0.081	0.220
		C _{tot}	s	0.024	0.030	0.010	0.070	0.190	0.070	0.011	0.004	0.045	0.001	0.23	090.0	0:030	060.0	0.160	0.010	0.010	0.32	0.015
			×	9.64 (1.93 (2.55 (1.54 (0.47 (4.33 (0.905 0	1.106 0	9.09 (0.699 (0.897 0	9.13 (0.20 0	0.39 (0.60 (0.87 (0.72 0	9.93 (8.94 (
		u Z	[mdd	11	4	с Т	3	ю Т	4	e	4	4	7	n	6	5 1	10	6 1	9 1	7 1	10	6
		>] [mqq	1	2	-	-	- v	-	-	-	-	-	-	-	-	2	-	-	-	1	10
		Ξ	[mdd]	4	3	2	2	2	-	2	4	2	e	e	3	2	2	2	۲	2	2	3
		s	[mqq]	305	2	- v	- 1	- V	-	1	8	1	e	5	255	265	305	300	250	250	275	240
		Pb	[mdd	9	60	45	35	20	15	21	13	45	40	31	5	ю	4	3	4	1	6	6
		٩	[mdd]	340	360	160	130	06	25	45	1000	160	150	980	125	155	195	240	230	105	105	870
		ï	[mdd]	4	6	10	3	2	2	11	24	3	12	16	9	2	2	ł	2	2	3	6
		Na	[ppm]	195	500	156	120	115	108	114	122	114	116	123	186	165	180	180	150	150	170	185
		Rn	[ppm]	750	20	23	18	19	13	44	760	49	148	70	730	730	728	732	550	515	750	800
		Mg	[%]	0.55	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	<0.01	0.33	<0.01	0.02	0.01	0.85	0.80	0.75	0.60	0.37	0.60	0.80	0.55
		¥	[mdd]	195	455	335	355	320	315	325	560	365	535	630	170	182	161	60	71	75	125	132
		Fe	[%]	0.18	0.50	0.25	0.31	0.29	0.40	0.16	0.34	0.34	0.20	0.31	0.28	0.21	0.21	0.15	0.07	0.06	0.13	0.11
		л С	[[ppm]	1	18	16	14	2	2	12	3	9	15	16	< 1	v	- -	v	1	5	12	1
		ັ] [ppm	-	5	2	2	2	2	2	2	2	2	ŗ	7	V	7	7	V	V	7	7
		ပိ	[ppm	-	3	3 2	1	1	2	9	13	3	16	6	2	v	۲ ۱	v	۲ ۲	۲ ۲	<u>-</u>	~
		Ca	[%]	32.0	0.25	0.0	0.07	0.02	0.17	0.05	1.05	0.18	0.30	0.30	30.5	34.0	35.0	37.5	38.5	37.0	34.0	29.0
		Ba	[bpm]	55	55	29	23	26	42	20	40	85	46	51	85	85	140	150	40	50	50	40
		A	[%]	0.02	0.05	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.07	0.04	0.06	0.08	0.02	0.02	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01	0.02
		Res.	[%]	19.1	98.0	98.5	98.4	98.5	97.0	98.8	95.0	97.9	98.4	97.9	22.3	13.2	12.4	7.7	5.6	8.4	15.0	25.9
		ž		× T	× ₹	к З	K 4	К 5	К 6	К 7	К 8	К 9	K10	K11	K12	K13	K14	K15	K16	K17	K18	K19
4	3 3 3 3 6 7 4 / 10 1 2		 0.0 0.010000000000000000000000000000000	1 0 0 0 7 1 0 1 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 	40.50 33.50 33.10 37.40 39.80 39.80 39.80	V T T N N D D N N N N N N N N N N N N N N	4 - α 4 ω ούτ ω 4 α	0.08 0.09 0.28 0.14 0.14 0.17	295 145 304 220 276 167 167 184 184	0.04 0.21 0.21 0.21 0.21 0.21 0.21 0.21 0.21	500 650 870 2300 1900 1330 950 950	114 83 105 94 94 94	N 50 10 10 10 10 10 10 10 10 10 10 10 10 10	130 140 115 115 115 103 103 102 115 102 125 102 125 125 125 125 125 125 125 125 125 12	- ~ ~ ~ ~ ~ ~ ~ ~ ~ ~ ~ ~ ~ ~ ~ ~ ~ ~ ~	281 230 230 230 230 230 232 245 245 245	8 9 7 0 9 7 9 7 9 7 7 9 7 9 7 9 7 9 7 7 9 7 9 7 7	11.40 0 11.105 0 11.27 0 11.25 0 11.15 0 11.15 0	10 0.0 12 0.1 13 0.0 0.1 0.0 0.1 0.0 0.1 0.0 0.1 0.0 0.0	75 0.00 70 0.01 65 0.00 77 0.01 77 0.00 80 0.00 80 0.00 80 0.00 80 0.00 90 90 0.00	7 - 7 0 2 0 2 - 7 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0	0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0 0
---	-------------------------------	---	---	---	---	--	---------------------	--	---	--	---	------------------------------------	---	---	---	--	---	---	---	--	---	---------------------------------------
	14																					
		Γ																				

Table 3.

Abundances of 20 common, trace,	rare earth and Pt-group elements	s obtained by INAA and RNAA	for the D/C boundary beds in the
Kronhofgraben.			

			•																						
Sample	Instr. no.	x₁ x [cm	2	Na ppm]	Mg [%]	Al [%]	Ca [%]	Sc*) [ppm]	V [ppm]	Cr*) [ppm]	Mn [ppm]	Fe*) [%]	Co*) [ppm]	As [ppm]	Sb [ppm]	La [ppm]	Ce	Yb [ppm]	Hf	lr [ppT]	Th*) [ppm]	U [ppm]	C _{org} [%]	Sm [ppm]	Dy [ppm]
19	1001	0	20 4	1900	0.75	1.35	32.0	4.4	122	19	1090	1.16	8	23	2.8	20.7		2.07		65	2	4.03	0.221	4.0	3.7
18	1002	20	21 3	3010	0.80	1.17	34.4	2.4	10	6	1160	0.52	6	4.5	0.66	18.5		1.56		32	2	0.84	0.081	4.7	3.6
17	1003	21	29 1	1950	0.65	0.63	39	1.5	7	9	810	0.41	2	2.7	0.43	9.1		0.82			2	0.57	0.080	1.9	1.8
16	1004	29	49	530	0.40	0.39	36.8	1.1	8	4	720	0.28	4	3.3	0.62	7.1		0.5		23	1	0.38	0.075	1.1	1.1
15	1005	49	70 1	1150	0.63	0.78	38.0	2.1	10	9	1010	0.57	8	5.9	0.54	11.9		0.86			2	0.57	0.092	2.0	1.7
14	1006	70	76	800	0.64	1.06	35.5	3.0	17	12	1320	0.86	4	6.5	0.66	16.4		1.10		48	3	0.69	0.100	2.6	1.5
13	1007	76	89	710	0.88	1.30	37.7	2.8	12	10	1350	0.73	8	7.5	0.75	13.4		1.03			3	0.64	0.057	2.2	1.5
12	1008	89 1	06	800	0.80	1.01	29.0	3.0	19	5	1640	1.26	12	9.4	1.7	15.6		1.83		42	3	1.36	0.079	4.2	3.3
11	1009	106 1	11 2	2300	0.90	10.2	0.35	20.7	206	96	640	5.31	58	47	7.2	115		8.9			23	11.9	0.873	18.9	15.5
10	1010	111 1	16 2	2600	0.72	9.80	0.22	18.4	144	89	468	3.7	73	50	7.2	81		5.7		122	19	10.4	0.615	10.7	7.7
9	1011	116 1	21 1	1250	0.56	7.60	0.1	15.3	351	86	202	3.04	17	52	16	90		8.0			17	24.0	8.84	12.5	15.0
8	1012	121 1	26 1	1340	0.96	8.90	0.7	16.7	141	84	1210	3.7	41	23	3.1	102		7.7		71	18	10.0	0.66	18.6	16.3
7	1013	126 1	31 1	1790	1.10	11.1	0.1	20.3	194	118	376	3.7	64	62	9.3	94		6.3			22	12.6	0.89	11.5	8.1
6	1014	131 1	36	800	0.72	7.90	0.1	13.7	284	83	55	4.9	15	80	21	69		4.9		55	14	12.4	4.23	10.7	9.3
5	1015	136 1	41 1	1520	0.55	7.20	0.1	14.8	297	71	142	2.97	8	39	15	87		8.1		54	15	23.2	10.2	13.0	12.3
4	1016	141 1	46 2	2700	0.58	7.20	0.1	14.6	331	77	192	3.32	13	33	15	88		7.1		82	15	25.3	11.2	12.6	13.2
3	1017	146 1	151 2	2350	0.67	7.40	0.1	18.9	386	91	264	4.0	20	57	18	99		9.5		98	19	28.0	12.4	15.3	13.5
2	1018	151 1	156 1	1580	0.56	7.40	0.2	20.4	478	125	174	4.7	21	62	19	111		10.3		140	19	28.6	11.6	18.5	17.3
1	1019	156 1	60	680	0.64	1.14	34.8	3.9	19	15	970	1.04	10	19	1.7	19.5		2.5		67	3	2.73	0.19	4.4	3.8
*) Prel	iminarv	resu	lt.										·								<u></u>				

weak Ir anomaly in the shales. The solar system ratio of Ir/Cr is about 4.9×10⁻⁵. The background Ir/ Cr level from our plot is between 4 to 6×10^{-6} in the limestones and is less than 2×10^{-6} in the shales. This ratio is typical of terrestrial rocks and more than an order of magnitude smaller than chondritic. The Ir/Cr and Ir/Sc patterns are relatively flat, indicating all three elements were about equally incorporated in the sediments.

4) The moderate Ir anomaly in the shale appears to have resulted from incorporation in a combination of the shale and the high content of the organic carbon (up to 12.37 %, see Table 2) which resulted in reducing conditions. This behaviour has been observed at other similar horizons in the geologic record too (C.J. ORTH, 1989; C.J. ORTH et al., 1986, 1988; M.W. WALLACE et al., 1990, 1991). Microorganisms, e.g., certain bacteria are mainly hold re-

Sample no.	Thickness [cm]	U [ppm]	Th [ppm] [Ba [ppm]	As [ppm]	Mn [ppm]	V [ppm]	- [P]	Ti pm]	Ca [%]	K [ppm]	Al [ppm]	Mg [ppm]	Na [ppm]
1	24													
2	18	0.11	0.83	<200	4.5	420	< 6	<40	000	37	1300	3200	3100	119
3b 3a	3	0.16	1.42	<300	8.9	660	10	<50	000	40	2600	5600	3100	13 8
4 5c	10 5	0.13 0.15	1.05 1.25	<200 <200	14.6 2.7	630 1350	<10 13	<60 <80	000	42 41	1800 2300	4500 5100	<3000 3000	136 140
5b	11	0.11	1.18	<130	7.9	720	8.7	<30	000	37	1950	5000	2 8 00	130
5a	13	0.17	1.57	<300	5.9	1650	<11	<	0.7	39	3000	0.64	3200	145
6d 6c	<u> </u>	◀ 0.2	9 2.51	<170	21	1900	28	<	0.6	37	4700	1.02	2400	216
6b₂ 6b1	74	0.2	9 1.73	88	17.1	1470	14	<	0.4	36	2800	0.66	2700	157
6 a	10	0.1	5 1.01	<200	12.2	1020	< 7	<.	0.5	41	1600	0.33	<1800	105
7	18	0.1	6 0.48	<180	9.1	840	<10	<6	000	44	1300	3400	<3000	99

Text-Fig. 17.

Abundances of 12 common and trace elements obtained by INAA for the D/C boundary beds at Grüne Schneid.



sponsible for the Ir enrichments as they are capable to extract it from seawater (B.D. DYER et al., 1989).

- 5) The U and V data suggest that these two elements also are probably hosted by a combination of the clay and the organic carbon in the shale, and not by the organic sulfur. $C_{(org)}$ and $S_{(org)}$ data of Table 2 are used to make further comparisons.
- 6) The Cr/AI, Sc/AI and As/AI patterns are relative flat. They were plotted to check for possible excess chromite and if sedimentation perhaps derived from source rocks of more mafic or ultramafic composition in the shale. Apparently there is little (sample No. K2) or no indication for this assumption.
- 7) Some rare earth distributions were plotted and the patterns show a slight Ce anomaly for carbonates as might be expected from deposition from sea water. The shale samples are representative of rare earth ratios of continental sediments. Mafic to ultramafic rocks show some enhancement of these heavy rare earths, which these samples do not.
- The Grüne Schneid data shown on Text-Figs. 17 and 19 generally have a similar behaviour to those of the Kronhofgraben section. The Ir signal displays normal crustal values.

In summary, the D/C anomalies (enrichments), if they can be seen at all, appear to be the result of oceanic geochemical processes, but it is difficult to provide a solid explanation merely from these data.

4.4. Carbon and Oxygen Isotopes (M. MAGARITZ)

The distribution of the stable isotopes of carbon and oxygen may provide information about seawater salinity and temperature and variations in the carbon cycle between the inorganic and organic reservoirs. Decrease in productivity (mass extinction) or increase in the rate of oxidation of buried organic matter, for example as a result of regression, will shift the surface ocean marine bicarbonate reservoir toward negative ¹³C values while increase in productivity and organic matter

			_			
			ir/Ai × 10-9	ir [ppb]	Carbon Isotopes δ ¹³ C	Oxygen Isotopes δ ¹⁸ Ο
	Sample no.	Thickness [cm]				
	1	24				
	2	18			2.33	-9.5
	3b	3			2.25	-9.1
	3a	7				
	4	10			2.29	-9.1
	5c	5			2.40	-9.4
	5b	11	5.4	0.027	2.52	-9.1
	5a	13	4.6	0.043	2.64	-8.9 -9.0
	6d	5.5	4:5	0:044	2.58	-9.3
-	6c	5.5				
	6D2		2.9	0.019	2.96	-9.3
	6a	10	7.0	0.023	2.53	-8.9
	7	16			2.31	-9.6

Text-Fig. 19.

Ir content, Ir/Al ratio and isotope geochemistry of the D/C boundary beds in the Grüne Schneid section.

Sample Thickness no. [cm]	δ ¹⁸ Ο	δ ¹³ C
K19 Chert	-7.8±0.14	-0.26±0.10
K17 K18 1 6	-8.0±0.15 -7.3	0.13±0.06 1.38
K16 18	-7.6	1.67
K15 24	-7.1±0.15	1.53±0.07
K14 4	-7.7	1.40
K13 13	-7.5	1.62
K12 15	-7.2±0.08	1.96±0.06
K11	-5.9 -8.0 -6.4±0.07	1.19 -0.36 1.43±0.05
K1 3	-7.6	1.54

Text-Fig. 20.

Oxygen and carbon isotope ratios of the D/C boundary beds in the Kronhofgraben section.

burial will shift the reservoir toward ¹³C enrichment. Most of the studied era or period boundaries associated with mass extinction events exhibit large changes in the carbon cycles, which are characterized first by a carbon isotope shift toward negative δ^{13} C values and then by a positive shift (M. MAGARITZ, 1989, 1991).

During the Carboniferous, the carbon isotopes of marine carbonate are enriched in ¹³C relative to present day oceans, but show sharp negative excursions at stage boundaries (M. MAGARITZ & W.T. HOLSER, 1990).

The data from the D/C boundary interval of Grüne Schneid and Kronhofgraben are provided in Text-Figs. 19 and 20. At both localities there is no change in the carbon isotope composition across the boundary which may reflect a major mass extinction or any other unusual turnover. Note that the Kronhofgraben section is depleted by about 1% in δ^{13} C relative to the Grüne Schneid section (i.e., they are slightly enriched in the light isotope ¹²C) which may relate to a diagenetic calcite associated with the high organic matter content found in this sequence. Another explanation for the carbon isotope change is the distinctly different environments of deposition: The shallow sea (Grüne Schneid section) where bicarbonate ions are enriched in ¹³C due to high productivity as opposed to the deeper sea (Kronhofgraben) where dissolved bicarbonate ions were relatively depleted in ¹³C. Some change in the carbon isotope composition seems to occur between sample nos. K17, K18 and K19, respectively. This level coincides with the transition from the limestone dominated sequence to black radiolarian cherts characterized by blind deep-water trilobites and a peculiar conodont association (see biostratigraphic chapters in this report). Whether or not this drop in δ^{13} C is a local signature is yet unclear, but the change in facies may not rule it out.

The low $\delta^{13}C$ values of the shale samples nos. K9 und K10 should be considered with reservation due to

the very low carbonate content which may include some secondary calcite formed by oxidation of organic derived carbonate ions. Note that these rock samples are characterized by high contents of organic carbon.

During the late Paleozoic the ¹⁸O : ¹⁶O ratio in seawater (= δ^{18} O) was rather constant and ranged between -1 and 0 % (T.F. ANDERSON, 1990). Records from marine cements of Carboniferous age indicate slightly lower values (B.N. POPP et al., 1986; J. VEIZER et al., 1986).

The oxygen isotope records from Grüne Schneid and Kronhofgraben sections show no distinct changes across the D/C boundary (Text-Figs. 19,20). However, the Grüne Schneid section displays slightly lower values of about 2 % in δ^{18} O relative to the Kronhofgraben section. These variations may be related to different water salinities or temperatures in the two settings or may be related to a relatively higher degree of oxygen isotope alteration during diagenesis. The fact that the thermal histories of the two sections (see section 5) are similar, and that the sections represent shallow and deep sea environments respectively, may support the former hypothesis.

5. Thermal Overprint

(J.-M. SCHRAMM)

The Devonian/Carboniferous boundary beds of the Grüne Schneid section are part of the highest tectonic unit within the structural framework of the Central Carnic Alps. However, the Kronhofgraben section situated some 9 kilometers to the east, belongs to a deeper tectonic setting than the Grüne Schneid section. This whole area was affected by Variscan and Alpine tectonism and metamorphism. Consequently, a varying intensity of burial overprint can be expected depending on the primary position of the two localities during the Variscan and Alpine orogenetic events.

Apparently, metamorphic alterations of fossils in both sections are of minor significance. A low grade of

burial metamorphism is documented by the conodont color alteration index (CAI) which varies for the Grüne Schneid section between 3.5 and 4.5 and which reaches 5 at Kronhofgraben. Preservation of ammonoids and trilobites is relatively good although collecting of fossils in the hard rock is a very strenuous matter. Nevertheless faint details of the eyes of trilobites are excellently preserved as are the ornamentation and the suture lines of ammonoids.

According to J.-M. SCHRAMM 1991 a more objective information on the degree of metamorphism of both sections is provided by the study of the illite crystallinity. This method is based on the determination of illite polytypes and selected lattice constants of illite or muscovite (see e.g., M. FREY (ed.), 1987, and others). For preparation of the samples, the actual determination of the illite crystallinity (IC) and the limiting values of the temperature-crystallinity correlations expressed in the "KUBLER-Index" we refer to J.-M. SCHRAMM (1991).

Text-Fig. 21 summarizes the IC data from the Kronhofgraben and Grüne Schneid sections (J.-M. SCHRAMM, 1991, Text-Fig. 3). In the first section the anchimetamorphic overprint affects the whole sequence. All available IC data suggest a temperature influence of approximately 300° which accords well with the CAI values.

The Grüne Schneid section reflects anchimetamorphic conditions in its lower part and diagenetic overprints in the uppermost bed nos. 1 and 2. This very low-grade metamorphism caused only moderate equilibrations of the ordering of the sheet-silicate. For this effect a temperature of 200° or less may be estimated.

6. Summary and Conclusions

Our multidisciplinary study on the Devonian/Carboniferous boundary of the Central Carnic Alps provides a well founded data base to reconstruct the



Text-Fig. 21.

Vertical trends of illite crystallinity (IC) in the D/C boundary beds of the Kronhofgraben and Grüne Schneid sections (modified from J.-M. SCHRAMM, 1991). Note that sample nos. 2 to 11 of Kronhofgraben represent the shale horizon; revised D/C boundary at Grüne Schneid between sample nos. 6C and 6D. paleoenvironment of this specific area some 353 Ma ago. Lines of evidence include lithological, paleontological, mineralogical, geochemical and isotopic data from the uppermost Devonian Pal Limestone, the D/C boundary horizon, the equivalent of the Hangenberg Black Shale and the lowermost Carboniferous Kronhof Limestone. Our data are derived from the Grüne Schneid and Kronhofgraben sections which represent two distinct paleosettings. The two sequences are correlated by means of conodonts, ammonoids and trilobites. They occur in great abundances and variety across the boundary interval.

The D/C boundary as defined by the Working Group and ratified by ICS of IUGS in 1990, has been precisely recognized in our studied sections. At Grüne Schneid it is placed within the 32 cm thick limestone bed no. 6 and more precisely, between subbed nos. 6 C and 6 D. At Kronhofgraben the D/C boundary corresponds to the base of bed no. K12. At both localities it coincides with major faunistic changes. A significant biotic crisis, however, can not be recognized at this level.

We feel that the Grüne Schneid section is best suited as stratotype for the D/C boundary. It fulfils all physical, sedimentary and biological requirements which are needed to serve as an international reference section for the transition from the Devonian to the Carboniferous Period. Presently, however, we are not able to recognize the evolutionary sequence between *Siphonodella praesulcata* and *S. sulcala*.

The 6 m thick D/C boundary beds of the Grüne Schneid section are excellently exposed and display a uniform lithology, dominated by well bedded greyish cephalopod limestones. The conformable sequence is rich in macro- and microfossils, in particular conodonts, ammonoids and trilobites. According to the petrographic analysis based on thin sections, the lithology comprises bioturbated wackestones with ostracodes, echinoderms, trilobites, goniatites, brachiopods, spheres (radiolarians ?) and bivalves. There is no evidence of a break in the sequence nor of any major change of the paleoenvironment.

Study of the Grüne Schneid section started 4.95 m below the D/C boundary in the late Devonian Pal Limestone, which correspond to the Upper expansa through Lower and Middle praesulcata conodont zones. In the upper part of bed no. 6 they are succeeded by the equivalents of the Upper praesulcata Zone (sample no. 6C). This horizon represents a thickness of 5.5 cm. The following subbed no. 6D yielded the lowermost representative of *Siphonodella sulcata*, the index conodont for the base of the Carboniferous. The final 91 cm thick sequence represents the sulcata and parts of the following duplicata Zones.

The distinct subdivision of the section based on conodonts is equally duplicated by ammonoids and trilobites. In successive order the Lower and Upper paradoxa Zones of the Wocklumeria Stage were recognized (bed nos. 12 to 6A) followed by the equivalents of the *Acutimitoceras* fauna of Stockum in subbed nos. 6B and 6C. In the next subbed 6D a major change occurs showing the entry of index goniatites of the Gattendorfia Stage.

Trilobites belong to three successive associations which start in the late Upper Devonian with blind forms or those with reduced eyes (*Helioproetus-Chaunoproetus* association). The following abruptirhachis association is restricted to subbed nos. $6B_2$ and 6C. This fauna is characterized by normally oculated trilobites suggesting a slightly shallower environment than in the beds below. Such favourable conditions existed through the following sulcata Zone. During this lapse of time trilobites were characterized by normal eyes. At the onset of the duplicata Zone, however, deepening is indicated by the appearance of trilobites with reduced eyes.

Obviously, the successive changes of the fauna were related to moderate changes of sea level. This suggestion seems well constrained by the conodont biofacies analysis which indicates an open marine palmatolepidbispathodid biofacies for the late Upper Devonian followed by a polygnathid biofacies during the Tournaisian. The most dramatic change occurs between subbed nos. 6A and 6B showing a sudden decrease of species of *Palmatolepis*, *Pseudopolygnathus* and *Branmehla* which is contrasted by a striking increase of species of *Protognathodus* and *Polygnathus*. Interestingly this level coincides with a change in the trilobite fauna.

The available geochemical data on common and trace elements as well as on stable isotopes of carbon and oxygen confirm the conclusions drawn above. Neither is there any change of isotopes across the D/C boundary indicating perhaps cessation of primary production in the surface ocean or significant temperature changes nor is there any other significant elemental variation except for the Ba and the Mn contents at either side of the boundary. Concentrations of Co, Cu, Ni and Zn, however, do occur in a 5 mm thick clay parting between sample nos. 6D and 5A immediately above the D/C boundary bed no. 6.

In summary, the Grüne Schneid section suggests an overall stable and moderately deep open marine environment across the D/C boundary. Subtle changes of sea level, however, did occur and can be recognized in the variation of the fauna, in particular in depth related changes of the trilobites and in the composition of conodonts. Such an event can be recognized at the base of subbed no. 6B₁. At this level a lowering of sea level is suggested which, however, was of moderate extent and did not affect the sedimentation pattern. Retreat of the sea occurred shortly before the D/C boundary and lasted through the sulcata Zone but may have changed at the beginning of the following duplicata Zone when a deeper environment was established.

Comparison between the Grüne Schneid and the coeval Kronhofgraben sections reveals significant differences. The latter represents a deep-water off-shore limestone sequence with intercalation of a 50 cm thick shale horizon, known elsewhere as "Hangenberg Black Shale". In fact, as far as lithology and age are concerned this rock from the Carnic Alps closely resembles the Hangenberg Black Shale from the Rhenish Mountains. According to F. EBNER (1973) it is distributed also in other parts of the Carnic Alps.

Examination of the lithofacies, analysis of the conodont biofacies and distribution and composition of the macrofauna indicates for the sequence at Kronhofgraben a deeper environment than for the Grüne Schneid section. For example, if any, in the Lower Carboniferous Kronhof Limestone only blind trilobites occur; in comparison with Grüne Schneid the conodont biofacies is characterized by a striking increase of representatives of the "pelagic" genus *Siphonodella* and decreased abundances of species of *Protognathodus*; and the lithofacies shows mainly non-bioturbated ostracode mudstones with only few bioclastic components.

The 50 cm thick pyritiferous shale intercalation between the Pal and the Kronhof Lsts. is correlative with subbed no. $6B_1$ of Grüne Schneid section which shows a slightly increased clay content. Based on goniatites, trilobites and conodonts the age of this horizon corresponds to the *Acutimitoceras* fauna of Stockum and hence belongs to the prorsum goniatite Zone of the uppermost Devonian. In terms of the presently used conodont zonation it belongs to the Middle and perhaps also to the Upper praesulcata Zones.

ICP, INAA and RNAA profiles across the limestoneshale sequence and in particular in the latter indicate that the shale horizon is moderately to strongly enriched in various sidero, chalco and lithophile elements relative to the surrounding limestone and to the limestones at the Grüne Schneid section, like Ir, Ni, Cr, Fe, Co, Pb, Cu, As, Sb, S and also of organic carbon, Sc, U, Th, V and La, Dy and Yb of selected rare earth elements. The highest Ir concentration ranges from 55 to 140 ppt suggesting a mean twofold enhancement as compared with the background level in the limestones. Locally the FeS₂ content increases to more than 11 %.

Yet we have not examined the boundary beds for the presence of any shock-induced lamellar deformation features or any other impact related physical evidences. The signatures presented above, however, lead us to conclude that these elemental enrichments were caused by oceanic geochemical processes and not by a large body impact.

Although there are no evidences at the Kronhofgraben section of negative excursions of the marine $\delta^{13}C$ or dramatic changes of the oxygen isotopes which very often are associated with Period and Stage boundaries, mass extinction and establishment of a "Strangelove ocean" (K.J. HSU & J.A. MCKENZIE, 1985; L.R. KUMP, 1991), the 50 cm thick shale intercalation suggests a significant "event" of starvation that affected the sedimentary environment at the closure of the Devonian. Supposedly, this event is related to the same changes of sea-level as concluded for the Grüne Schneid section. If so these shales must be regarded as "regressive black shales". However, we rather consider them as submerged deep water deposits formed below the maximum carbonate production in an aphotic stagnant basin under reducing conditions. Such a setting is consistent with our lithological, geochemical and paleontological results presented in the forgoing chapters. In this model strong subsidence was rather caused by tectonism prior to the Variscan orogenetic climaxes than by rapid rise of sea-level and a regional transgression of the shoreline. This explanation does not contradict with the conclusions reached for the Grüne Schneid section suggesting moderate regressive events involved at this locality at the end of the Devonian.

7. Plea for Reconsideration of Grüne Schneid Section as Global Stratotype for the D/C Boundary

During the meeting of the Devonian/Carboniferous Boundary Working Group at Courtmacsherry, Ireland (May 22–28th, 1988) four sections were discussed and considered as the final stratotype, i.e. La Serre (France), Hasselbach (Germany), Nanbiancun (China) and Grüne Schneid (Austria). However, the latter seems the only one that fulfils all criteria which are required as a worldwide stratotype summarized by the Guidelines of ICS of IUGS (J.W. COWIE et al., 1986).

La Serre, France

Although recently this section has been very well studied and documented (see G. FLAJS et al. [Eds.], 1988) and the transition from *Siphonodella praesulcala* to *S. sulcata* is well known some 90 % (!) of the fauna (and of the rocks) of the critical boundary interval are reworked in an oolitic sequence (R. DREESEN, unpubl. note, 1988). Hence, at this level many uncertainties may exist, beside the fact that the D/C boundary sediments were not deposited in an open marine environment. From the sedimentological as well as geological and biostratigraphical point of view the final choice of La Serre section as international stratotype for the D/C boundary was of great disadvantage.

Hasselbachtal

As early as 1984 it became clear that *S. sulcata* in bed no. 84 was reworked in a turbidite layer. Although rich in miospores and also goniatites (with some restrictions) this sequence lacks the required conodont data, i.e., the *S. praesulcata*-*S. sulcata* transition which defines the boundary. An additional disadvantage is the fact that the suggested boundary is close to the Hangenberg Shale/Hangenberg Limestone change and not within a uniform and continuous lithology.

Nanbiancun

This fossiliferous section (C.M. YU [Ed.], 1988) represents an extremely shallow neritic and not an open marine environment. Cephalopods are rare and yet poorly studied; conodonts, however, are fairly abundant. As far as the boundary is concerned there are disagreements among conodont workers in the taxonomic treatment of *S. sulcata* and its ancestor *S. praesulcata*.

Grüne Schneid

As shown above and in the accompanying papers of this volume the sequence at Grüne Schneid exhibits most requirements for the international stratotype for the D/C boundary:

- Continuous lithology of cephalopod limestones (wackestones) across the D/C boundary;
- Occurrence of S. sulcata (but not in a phyletic relationship as required by the Working Group on the D/C boundary);
- The boundary sequence does not show any shaly intercalations, nor any breaks or indications of reworking of rocks or faunas;
- Abundances of fossils, e.g., ammonoids, trilobites and conodonts in great numbers, and gastropods, bivalves, ostracodes, echinoderms and radiolarians as additional faunal constituents;
- Successive appearances of different associations of ammonoids, trilobites and conodonts of high correlative value as shown in this volume;
- Study of geochemistry, lithofacies and stable isotopes confirms the assumption of a uniform litholo-

gy in an open marine and stable subsiding environment, and

 finally the Hangenberg Event was only of minor significance.

To conclude the excellent and well preserved outcrop contains tons of rocks which are easily accessible and can be richly collected for different fossil groups. This updated and revised version of the locality Grüne Schneid may further help to reconsider the decision on the global stratotype for the D/C boundary already made in 1990.

Plate 1

Microfacies of the D/C boundary beds at the Grüne Schneid section (after K. BOECKELMANN in H.P. SCHÖNLAUB et al., 1988, modified).

- Fig. 2: Wackestone (biomicrite) with cephalopod shells, ostracodes and bivalves. Sample 6A, Middle praesulcata Zone, late Famennian. Scale: 3 mm.
- Fig. 3: Radiolarian (?) wackestone (biomicrite) with strong influence of pressure solution. Sample 6B, Upper praesulcata Zone, late Famennian. Scale 5: mm.
- Fig. 4: Wackestone (biomicrite) with ostracodes, bivalves and a large gastropod. Sample 6D, sulcata Zone, early Tournaisian. Scale: 5 mm.
- Fig. 5: Stylolitic radiolarian wackestone (biomicrite) rich in insoluble residue. Note shelter porosity below the bivalve. Sample 5 A, sulcata Zone, early Tournaisian. Scale: 6.5 mm.
- Fig. 6: Goniatite wackestone (biomicrite) with some ostracodes. Sample 5 B, Lower duplicata Zone, early Tournaisian. Scale: 6mm.
- Fig. 7: Cephalopod-radiolarian (?) wackestone (biomicrite) with orthoconic cephalopods (orthoceratids) and trilobites. Sample 5 C, Lower duplicata Zone, early Tournaisian. Scale: 3.5 mm.
- Fig. 8: Radiolarian (?) wackestone (biomicrite) with ostracodes and a large trilobite. Note shelter porosity below the trilobite. A fenestral fabric (right) is filled at the base with internal sediment and on top with coarse-grained cement. Sample 3, duplicata Zone, early Tournaisian. Scale: 4 mm.

Fig. 1: Wackestone (biomicrite) with cephalopd shells, ostracodes and spheres (radiolarians ?). Sample 7, Middle praesulcata Zone, late Famennian. Scale: 3 mm.



Microfacies of the D/C boundary beds at the Kronhofgraben section (K. BOECKELMANN).

- Fig. 1: Bioclastic wackestone (biomicrite) with ostracodes and shell fragments of molluscs. Thin vertical fissures. Sample K 1, Middle (?) praesulcata Zone, late Famennian. Scale: 1.6mm.
- Fig. 2: Bioclastic wackestone (biomicrite) with a trilobite fragment (center left) and shell fragments of molluscs. Numerous vertical fissures and horizontal stylolites. Broad vertical fissure at the left is filled with coarse-grained calcite. Sample K 1, Middle (?) praesulcata Zone, late Famennian.
 - Sample K 1, Middle (?) praesuicata Zone, late Famennian. Scale: 1.7 mm.
- Fig. 3: Bioclastic wackestone (biomicrite) with a trilobite and shell fragments of molluscs. Sample K 13, sulcata Zone, early Tournaisian. Scale: 1.6mm.
- Fig. 4: Bioclastic wackestone (biomicrite) with a coral (?) and fragments of trilobites and molluscs. Stylolitic seams are oriented parallel to the bedding plane. Sample K 14, duplicata Zone, early Tournaisian. Scale: 3.8 mm.
- Fig. 5: Bioclastic wackestone (biomicrite) with a cephalopod shell. Thin vertical fissures. A broad fissure on the left is filled with coarse-grained calcite. Sample K 14, duplicata Zone, early Tournaisian. Scale: 1.3 mm.
- Fig. 6: Bioclastic wackestone (biomicrite) with a trilobite fragment, an ostracode (center left) and shells of bivalves. Sample K 14, duplicata Zone, early Tournaisian. Scale: 1.3 mm.
- Fig. 7: Bioclastic wackestone (biomicrite) with an ostracode and fine-grained biodebris. Sample K 14, duplicata Zone, early Tournaisian. Scale: 1.6mm.
- Fig. 8: Mudstone (biomicrite) with a large cephalopod. Sample K 16, duplicata Zone, early Tournaisian. Scale: 4 mm.
- Fig. 9: Left: bioclastic wacke and packstone (see Fig. 10). Right: broad fissure filled with coarse-grained calcite and angular clasts of micritic material. Sample K 19, sandbergi Zone, early to middle Tournaisian. Scale: 3.8 mm.
- Fig. 10: Bioclastic packstone with fragments of a conodont (center) and an echinoderm. Sample K 19, sandbergi Zone, early to middle Tournaisian. Scale: 0.75 mm.



Conodonts from the D/C boundary beds at the Grüne Schneid (Figs. 1–17) and Kronhofgraben sections (Figs. 18–24).

For palmatolepid and protognathodid conodonts see H.P. SCHÖNLAUB et al. (1988).

Figs. 1–2:	Polygnathus communis communis BRANSON & MEHL. Both specimens display a large basal cavity. Fig. 1: Juvenile specimen. Grüne Schneid, sample 6 C, ×75. Fig. 2: Grüne Schneid, sample 6 B2, ×55.
Figs. 3-7,16:	Siphonodella sulcata (HUDDLE).Figs. 3-5: Grüne Schneid, sample 6 D, ×38, ×32, ×38.Figs. 6-7: Grüne Schneid, sample 5 B, ×31, ×42.Fig. 16: Transitional form to S. duplicata MT 1, Grüne Schneid, sample 5 A, ×35.
Figs. 8-9:	Siphonodella praesulcata SANDBERG. Grüne Schneid, sample 5 C, ×30, ×39.
Figs. 10-13:	<i>Polygnathus mehli</i> Тномрѕол. Figs. 10,12,13: Grüne Schneid, sample 5 C, ×28, ×32, ×32. Fig. 11: Grüne Schneid, sample 5 B, ×25.
Figs. 14,15,17:	Siphonodella duplicata (BRANSON & MEHL), Morphotype 1. Figs. 14,15: Grüne Schneid, sample 5 B, ×34, ×54. Fig. 17: Grüne Schneid, sample 5 C, ×32.
Figs. 18,19,21:	Siphonodella sulcata (HUDDLE). Figs. 18,19: Kronhofgraben, sample 14, ×31, ×31. Fig. 21: Kronhofgraben, sample 15, ×32.
Figs. 20,23:	Siphonodella duplicata (BRANSON & MEHL), Morphotype 1. Fig. 20: Kronhofgraben, sample 15, ×53. Fig. 23: Kronhofgraben, sample 14, ×44.
Figs. 22,24:	Siphonodella duplicata (BRANSON & MEHL), Morphotype 2. Kronhofgraben, sample 14, ×25, ×31.



Ammonoidea from the Devonian/Carboniferous boundary section at Grüne Schneid (see Tafel 1 in D. KORN, same volume).

Figs.	1,	2:	Parawocklumeria paradoxa (WEDEKIND 1918). Bed 8; ×1,8.
Fig.	3:		Wocklumeria sphaeroides (Reinh. Richter 1848). Bed 8; ×1,8.
Figs.	4,	5:	Cymaclymenia striata (Münster 1832). Bed 8; ×0,9.
Figs.	6,	7:	<i>Linguaclymenia similis</i> (Münster 1839). Bed 6A; ×1,2.
Figs.	8:		Cymaclymenia striata (Münster 1832). Bed 6A; ×0,6.
Fig.	9:		Finiclymenia wocklumensis Lange 1929. Bed 6A; ×1,8.
Figs.	10,	11:	Acutimitoceras carinatum (H. Schmidt 1924). Bed 6B; ×1,4.
Figs.	12,	13:	Acutimitoceras carinatum (H. Schmidt 1924). Bed 6B; ×0,7.
Fig.	14:		Acutimitoceras cf. prorsum (H. SCHMIDT 1925), Acutimitoceras cf. kleinerae Korn 1984. Bed 6C; ×1,8.
Figs.	15,	16:	Acutimitoceras cf. intermedium (Schindewolf 1923). Bed 6C; ×1,8.
Figs.	17,	18:	Gattendorfia subinvoluta (Münster 1832). Bed 6D; ×1,8.
Figs.	19,:	20:	Acutimitoceras acutum (SCHINDEWOLF 1923). Bed 6D; ×0,7.
Fig.	21:		Imitoceras sp Bed 6D; ×1,2.
Figs.	22,2	23:	Acutimitoceras intermedium (SCHINDEWOLF 1923). Bed 6D; ×0,9.
Figs.	24,	25:	Acutimitoceras intermedium (SCHINDEWOLF 1923). Bed 6D; ×1,4.
Figs.	26,	27:	Acutimitoceras intermedium (SCHINDEWOLF 1923). Bed 6D; ×1,8.
Figs.	28,	29:	Acutimitoceras subbilobatum (Münster 1839). Bed 6D; ×1,8.
Fig.	30:		Acutimitoceras intermedium (Schindewolf 1923). Bed 6D; ×1,8.

All specimen coll. KORN 1988, stored under inventory numbers 89/1/1-18 in the Geologische Bundesanstalt in Vienna.



Ammonoidea from the Devonian/Carboniferous boundary section at Grüne Schneid (see Tafel 2 in D. KORN, same volume).

Fig. 1:	Acutimitoceras sp. Bed 5A; ×1,8.
Figs. 2, 3:	Acutimitoceras intermedium (SCHINDEWOLF 1923). Bed 5A; ×1,8.
Figs. 4, 5:	Acutimitoceras kleinerae Korn 1984. Bed 5B; ×1,2.
Fig. 6:	Eocanites sp. (SCHINDEWOLF 1926). Bed 5B; ×1,2.
Figs. 7–9:	Acutimitoceras intermedium (Schindewolf 1923). Bed 5B; ×1,4.
Figs. 10,11:	<i>Imitoceras</i> sp Bed 5B; ×1,8.
Figs. 12:	Eccanites sp. (SCHINDEWOLF 1926). Bed 5B; ×1,8.
Figs. 13,14:	Acutimitoceras subbilobatum (Münster 1839). Bed 5C; \times 0,9.
Figs. 15,16:	Acutimitoceras intermedium (SCHINDEWOLF 1923). Bed 5C; \times 0,7.
Figs. 17,18:	Acutimitoceras convexum (Vöhringer 1960). Bed 5C; ×1,4.
Figs. 19,20:	<i>Imitoceras</i> sp Bed 5D; ×1,8.
Figs. 21,22:	Acutimitoceras intermedium (SCHINDEWOLF 1923). Bed 3A; ×1,4.
Figs. 23,24:	Acutimitoceras subbilobatum (Münster 1939). Bed 3A; ×1,8.
Fig. 25:	Gattendorfia subinvoluta (Münster 1832). Bed 3B; ×1,4
Figs. 26,27:	Acutimitoceras intermedium (SCHINDEWOLF 1923). Bed 2; ×1,2.
Figs. 28,29:	Gattendorfia subinvoluta (Münster 1832). Bed 2; ×1,2.
Figs. 30,31:	Acutimitoceras sphaeroidale (VÖHRINGER 1960). Bed 1; ×1,8.
Figs. 32,33:	<i>Mimimitoceras crestaverde</i> n.sp. Bed 1; ×1,8.
Figs. 34,35:	Gattendorfia reticulum Vöнringer 1960. Bed 1; ×1,8.

Figs. 15-18 coll. SCHÖNLAUB 1986, stored under catalogue numbers SMF 51038 resp. 51036 in the Senckenberg Museum in Frankfurt a.M.; all other specimen coll. KORN 1988, stored under inventory numbers 89/1/19-37 in the Geologische Bundesanstalt in Vienna.



For detailed explanation see Tafel 1 in R. FEIST (same volume).

Fig. 1: Grüne Schneid: Bed 13, ×8,1. Fig. 3: Grüne Schneid: Bed 6A. a) Oral view; ×8,2. b) Lateral view; ×8,1. Fig. 4: Bed 8; ×9,7. Fig. 5: Grüne Schneid: Bed 8. a) Oral view; ×6,2. b) Lateral view; ×6,2. Fig. 7: Grüne Schneid: Bed 8. a) Oral view; ×7,4. b) Lateral view; ×6,2. c) Posterior view; ×6,6. Helioproetus subcarintiacus (RUD. RICHTER, 1913). Fig. 2,8-9: Fig. 2: Grüne Schneid: Bed 15, ×7,4. Fig. 8: Grüne Schneid: Bed 8. a) Oral view; ×6,7. b) Lateral view; ×6,2. Fig. 9: Grüne Schneid: Bed 9, ×7,5. Helioproetus cf. ebersdorfensis (Rud. RICHTER, 1913). Fig. 6: Grüne Schneid: Bed 9. a) Oral view; ×9,3. b) Posterior view; ×6,5. Fig. 10: Phacops (Phacops) granulatus (MÜNSTER, 1840). Grüne Schneid: Bed 9. a) Oral view; ×6. b) Lateral view; ×6. Typhloproetus (Silesiops) sp. Fig. 11: Grüne Schneid: Bed 9, ×6,8. Typhloproetus (Silesiops) korni n.sp. Fig. 12-18: Fig. 12: Grüne Schneid: Bed 9. a) Oral view; ×11,4. b) Lateral view; ×10,6. Fig. 13: Grüne Schneid: Bed 13, ×8,2. Fig. 14: Grüne Schneid: Bed 9, ×9. Fig. 15: Grüne Schneid: Bed 13, ×11,9. Fig. 16: Grüne Schneid: Bed 8. a) Oral view; ×7,8. b) Oblique lateral view; ×9,7. Fig. 17: Grüne Schneid: Bed 8, ×8,8. Fig. 18: Grüne Schneid: Bed 9. a) Oral view; ×8,1. b) Lateral view; ×6,3.

Fig. 1,3-5,7: Helioproetus carintiacus (DREVERMANN, 1901).



For detailed explanation see Tafel 2 in R. FEIST (same volume).

Fig. 1- 6: Belgibole abruptirhachis (RUD. & E. RICHTER, 1951). Fig. 1: Grüne Schneid: Bed 6B, ×8,8. Fig. 2: Grüne Schneid: Bed 6B. a) Oral view; ×6,4. b) Lateral view; ×6,5. Fig. 3: Grüne Schneid: Bed 6B, ×6,0. Fig. 4: Grüne Schneid: Bed 6B. a) Oral view; ×7,1.b) Lateral view; ×8,2. Fig. 5: Grüne Schneid: Bed 6B. a) Oral view; ×6. b) Posterior view; ×6,5. Fig. 6: Grüne Schneid: Bed 6B, ×6,9. Fig. 7- 9: Semiproetus (Macrobole) cf. lunirepa (FEIST, 1988). Fig. 7: Grüne Schneid: Bed 6C. a) Oral view; ×5,7. b) Lateral view; ×5,9. Fig. 8: Grüne Schneid: Bed 6C, ×8,1. Fig. 9: Grüne Schneid: Bed 6B (upper part). a) Oral view; ×5,3. b) Lateral view; ×6,2. Fig. 10-14: Liobolina submonstrans RUD. & E. RICHTER, 1951. Fig. 10: Grüne Schneid: Bed 5B. a) Oral view; ×3,9. b) Posterior view; ×3,6. Fig. 11: Grüne Schneid: Bed 5B. a) Oral view; ×5,9. b) Lateral view; ×5,7. Fig. 12: Grüne Schneid: Bed 2. a) Oral view; ×6,8. b) Posterior view; ×8,4. Fig. 13: Grüne Schneid: Bed 5C. a) Oral view; ×4,6.
b) Posterior view; ×4,5. Fig. 14: Grüne Schneid: Bed 5B. a) Oral view; ×7,2. a) Lateral view; ×6,7 c) Posterior view; ×7,2. Fig. 15-19: Liobolina crestaverdensis n.sp. Fig. 15: Grüne Schneid: Bed 6D. a) Oral view; ×5,2. b) Lateral view; ×5,6. c) Anterior view; ×5,6 Fig. 16: Grüne Schneid: Bed 6D. a) Oral view; ×6,6. b) Lateral view; ×6,1. Fig. 17: Grüne Schneid: Bed 6D. a) Oral view; ×4,5. b) Lateral view; ×3,7. Fig. 18: Grüne Schneid: Bed 6D. a) Oral view; ×4,5. b) Posterior view; ×5,9. Fig. 19: Grüne Schneid: Bed 6D. a) Oral view; ×4,5. b) Lateral view; ×4,5.



For detailed explanation see Tafel 3 in R. FEIST (same volume).

	Alg. 1: Grune Schneid: Bed 6D. a) Oral view; ×7,3. b) Lateral view: ×7,2
	Fig. 2: Grüne Schneid: Bed 5B. a) Oral view; ×6,5. b) Anterior view; ×4,9. c) Lateral view; ×5,8.
	Fig. 3: Grüne Schneid: Bed 5A. a) Oral view; ×6,3. b) Lateral view: ×6.1.
	 Fig. 4: Grüne Schneid: Bed 5B, ×6,1. Fig. 5: Grüne Schneid: Bed 5B, ×5,3. Fig. 6: Grüne Schneid: Bed 5B. a) Oral view; ×8,1. b) Lateral view: ×6,2
	Fig. 7: Grüne Schneid: Bed 5B. a) Oral view; ×5,3. b) Lateral view: ×5.4.
	 Fig. 8: Grüne Schneid: Bed 5A, ×7,5. Fig. 9: Grüne Schneid, Bed 5A, ×8,4. Fig. 14: Grüne Schneid: Bed 6D,×4,7. Fig. 15: Grüne Schneid: Bed 5B, ×7,3. Fig. 16: Grüne Schneid: Bed 5B, ×5. Fig. 17: Grüne Schneid: Bed 5B. a) Oral view; ×7,3. b) Lateral view; ×6,3.
Fig. 10:	Semiproetus (Macrobole) sp. aff. drewerensis (Rud. & E. Richter, 1951). Grüne Schneid: Bed 5B. a) Oral view; ×7,1. b) Posterior view; ×7,0.
Fig. 11–13:	<i>Cyrtoproetus (Cyrtoproetus) blax</i> (Rub. & E. Richter, 1951). Fig. 11: Grüne Schneid: Bed 2. a) Oral view; ×7,2. b) Lateral view; ×6,6.
	Fig. 12: Grüne Schneid: Bed 3. a) Oral view; ×5,5. b) Lateral view; ×5,4.
	Fig. 13: Grüne Schneid: Bed 2. a) Oral view; ×4,8. b) Lateral view; ×4,8.
Fig. 18–19:	Semiproetus (Macrobole) drewerensis (Rud. & E. Richter, 1951). Fig. 18: Grüne Schneid: Bed 2, ×9,1. Fig. 19: Grüne Schneid: Bed 2. a) Oral view; ×5,8. b) Lateral view; ×6,0.

Fig. 1-9,14-17: Semiproetus (Macrobole) hercules (RUD. & E.RICHTER, 1951).



For detailed explanation see Tafel 4 in R. FEIST (same volume).

Fig. 1– 2:	Chaunoproetus (Chaunoproetus) carnicus (Rud. RICHTER, 1913). Fig. 1: Grüne Schneid: Bed 12, ×10,7. Fig. 2: Grüne Schneid: Bed 12. a) Oral view; ×11,7. b) Lateral view; ×8,9.
Fig. 3– 4:	Chaunoproetus (Chaunoproetus) cf. palensis (Rud. RICHTER, 1913). Fig. 3: Grüne Schneid: Bed 6A, ×3,3. Fig. 4: Grüne Schneid: Bed 6A. a) Oral view; ×6,6. b) Lateral view; ×5,5.
Fig. 5– 6:	Haasia cf. antedistans (Rud. & E. RICHTER, 1926). Fig. 5: Grüne Schneid: Bed 12, ×11,8. Fig. 6: Grüne Schneid: Bed 9, ×8,9.
Fig. 7–10:	Semiproetus (Macrobole) brevis n.sp. Fig. 7: Grüne Schneid: Bed 3, ×7,4. Fig. 8: Grüne Schneid: Bed 2, ×9,1. Fig. 9: Grüne Schneid: Bed 2, ×9,1. Fig. 10: Grüne Schneid: Bed 1, ×8,1.
Fig. 11,19–20:	Diacoryphe schoenlaubi n.sp. Fig. 11: Grüne Schneid: Bed 1. a) Oral view; ×7,3. b) Lateral view; ×7,1. Fig. 19: Grüne Schneid: Bed 1, ×8,3. Fig. 20: Grüne Schneid: Bed 1. a) Oral view; ×7,8. b) Lateral view; ×7,8.
Fig. 12–14,21:	Archegonus (Phillibole?) planus n.sp. Fig. 12: Grüne Schneid: Bed 1, ×5,4. Fig. 13: Grüne Schneid: Bed 1. a) Oral view; ×7,2. b) Lateral view; ×7,1. c) Anterior view; ×6,2. Fig. 14: Grüne Schneid: Bed 1, ×7,5. Fig. 21: Grüne Schneid: Bed 1, ×4,7.
Fig. 15–17,?18:	 Philliboloides macromma n.sp. Fig. 15: Grüne Schneid: Bed 1, ×5. Fig. 16: Grüne Schneid: Bed 3, ×8,1. Fig. 17: Grüne Schneid: Bed 1, ×4,2. Fig. 18: Grüne Schneid: Bed 1. a) Oral view; ×6,8. b) Lateral view; ×6,6.



- ANDERSON, T.F. (1990): Temperature from Oxygen Isotope Ratios. – In: D.E.G. BRIGGS & P.R. CROWTHER (Eds.): Palaeobiology. A synthesis. – 403–406, Oxford – Melbourne (Blackwell Sc. Publ.).
- ATTREP, M., Jr., ORTH, C.J. & QUINTANA, L.R. (1991): The Permian-Triassic of the Gartnerkofel-1 Core (Carnic Alps, Austria): Geochemistry of Common and Trace Elements II-INAA and RNAA. In: W.T. HOLSER & H.P. SCHÖNLAUB (Eds.): The Permian-Triassic Boundary in the Carnic Alps of Austria (Gartnerkofel Region). Abh. Geol. B.-A., 45, 123–137, Wien.
- COWIE, J.W., ZIEGLER, W., BOUCOT, A.J., BASSETT, M.G. & RE-MANE, J. (1986): Guidelines and Statues of the International Commission on Stratigraphy (ICS). – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **83**, 1–14, Frankfurt.
- DYER, B.D., LYALIKOVA, N.N., MURRAY, D., DOYLE, M., KOLESOV, G.M. & KRUMBEIN, W. E. (1989): Role of microorganisms in the formation of iridium anomalies. – Geology, **17**, 1036–1039, Boulder.
- EBNER, F. (1973): Die Conodontenfauna des Devon/Karbon-Grenzbereiches am Elferspitz (Karnische Alpen, Österreich).
 Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum, 34, 3-24, Graz.
- FLAJS, G., FEIST, R. & ZIEGLER, W. (Eds.) (1988): Devonian-Carboniferous Boundary – Results of recent studies. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **100**, 1–245.
- FREY, M. (Ed.) (1987): Low Temperature Metamorphism. -1-351, Blackie, Glasgow.
- GAERTNER, H.R. von (1931): Geologie der zentralkarnischen Alpen. – Denkschr. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., **102**, 113–199, Wien.
- HAHN, G. & KRATZ, R. (1992): Eine Trilobiten-Fauna des tiefen Wassers aus dem Unter-Karbon der Karnischen Alpen (Österreich) – vorläufige Mitteilung. – Jb. Geol. B.-A., 135/ 1, Wien.
- HSÜ, K.J. & MCKENZIE, J.A. (1985): A "Strangelove" ocean in the earliest Tertiary. – In: E.T. SUNDQUIST & W.S. BROECKER (Eds.): The carbon cycle and atmospheric CO₂: Natural variations Archean to present. – Amer. Geophys. Union, 487–492, Washington.
- JOHNSON, J.G., KLAPPER, G. & SANDBERG, C.A. (1985): Devonian eustatic fluctuations in Euramerica. – Geol. Soc. Amer. Bull., **96**, 567–587, Boulder.
- KLEIN, P. (1991): The Permian-Triassic of the Gartnerkofel-1 Core (Carnic Alps, Austria): Geochemistry of Common and Trace Elements I-ICP, AAS and LECO. – In: W.T. HOLSER & H.P. SCHÖNLAUB (Eds.): The Permian-Triassic Boundary in the Carnic Alps of Austria (Gartnerkofel Region). – Abh. Geol. B.-A., **45**, 109–121, Wien.
- KORN, D. (1984): Die Goniatiten der Stockumer Imitoceras-Kalklinsen (Ammonoidea; Devon/Karbon-Grenze). – Cour.
 Forsch.-Inst. Senckenberg, 67, 71–89, Frankfurt.
- KUMP, L.R. (1991): Interpreting carbon-isotope excursions: Strangelove oceans. – Geology, **19**, 299–302, Boulder.
- MAGARITZ, M. (1989): δ¹³C minima follow extinction events: a clue to faunal radiation. - Geology, 17, 337-340, Boulder.
- MAGARITZ, M. (1991): Carbon isotopes, time boundaries and evolution. Terra Nova, 3, 251-256, Oxford.
- MAGARITZ, M. & HOLSER, W.T. (1990): Carbon isotope shift in Pennsylvanian seas. – Amer. J. Sci., **290**, 977–994.
- ORTH, C.J. (1989): Geochemistry of the Bio-Event Horizons. In: S.K. DONOVAN (Ed.): Mass extinctions, Processes and Evidence. – 37–72, Stuttgart (Enke).

- ORTH, C.J., QUINTANA, L.R., GILMORE, J.S., GRAYSON, R.C. & WESTERGAARD, E.H. (1986): Trace element anomalies at the Mississippian/Pennsylvanian boundary in Oklahoma and Texas. Geology, 14, 986–990, Boulder.
- ORTH, C.J., QUINTANA, L.R., GILMORE, J.S., BARRICK, J.E., HAYWA, J.N. & SPESSHARDT, S.A. (1988): Pt-metal anomalies in the Lower Mississippian of southern Oklahoma. – Geology, 16, 627–630, Boulder.
- PAPROTH, E. (1980): The Devonian-Carboniferous boundary. Lethaia, **13**, 287, Oslo.
- PAPROTH, E. & STREEL, M. (Eds.) (1984): The Devonian-Carboniferous Boundary. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, 67, 1–258, Frankfurt.
- PAPROTH, E. & SEVASTOPULO, G.D. (1988): The search for a stratotype for the base of the Carboniferous. Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **100**, 1–2, Frankfurt.
- POPP, B.N., ANDERSON, T.F. & SANDBERG, P.A. (1986): Brachiopods as indicators of original isotopic compositions in some Paleozoic limestones. – Bull. Geol. Soc. Amer., 97, 1262–1269, Boulder.
- SCHÖNLAUB, H.P. (1969a): Conodonten aus dem Oberdevon und Unterkarbon des Kronhofgrabens (Karnische Alpen, Österreich). – Jb. Geol. B.-A., **112**, 321–354, Wien.
- Österreich). Jb. Geol. B.-A., **112**, 321–354, Wien. SCHONLAUB, H.P. (1969b): Das Paläozoikum zwischen Bischofalm und Hohem Trieb (Zentrale Karnische Alpen). – Jb. Geol. B.-A., **112**, 265–320, Wien.
- SCHÖNLAUB, H.P. (1985): Geologische Karte der Republik Österreich, Blatt 197 Kötschach, 1:50.000, Beilagen 1:10.000. – Wien (Geol. B.-A.).
- SCHÖNLAUB, H.P., FEIST, R. & KORN, D. (1988): The Devonian-Carboniferous Boundary at the section "Grüne Schneid" (Carnic Alps, Austria): A preliminary report. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **100**, 149–167, Frankfurt.
- SCHÖNLAUB, H.P., KLEIN, P., MAGARITZ, M., RANTITSCH, G. & SCHARBERT, S. (1991): Lower Carboniferous Paleokarst in the Carnic Alps (Austria, Italy). – Facies, 25, 91–118, Erlangen.
- SCHRAMM, J.-M. (1991): The Permian-Triassic of the Gartnerkofel-1 Core (Carnic Alps, Austria): Illite Crystallinity in Shaly Sediments and its Comparison with Pre-Variscan Sequences. – In: W.T. HOLSER & H.P. SCHÖNLAUB (Eds.): The Permian-Triassic Boundary in the Carnic Alps of Austria (Gartnerkofel Region). – Abh. Geol. B.-A., 45, 69–77, Wien.
- VEIZER, J., FRITZ, P. & JONES, B. (1986): Geochemistry of brachiopods: Oxygen and Carbon isotopic records of Paleozoic oceans. – Geochim. Cosmochim. Acta, 50, 1679–1696, New York.
- WALLACE, M.W., GOSTIN, V.A. & KEAYS, R.R. (1990): The Acraman impact ejecta and host shales: Evidence for low-temperature mobilization of iridium and other platinoids. – Geology, **18**, 132–135, Boulder.
- WALLACE, M.W., KEAYS, R.R. & GOSTIN, V.A. (1991): Stromatolitic iron oxides: Evidence that sea-level changes can cause sedimentary iridium anomalies. – Geology, **19**, 551–554, Boulder.
- WALLISER, O.H. (1984): Pleading for a natural D/C Boundary. Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, 67, 241–246, Frankfurt.
- YOUNG, G. & CLAOUÉ-LONG, J. (1991): Age control on sedimentary sequences. – BMR Res. Newsletter, 15, 14–16, Canberra.
- YU, C.M. (Ed.) (1988): Devonian-Carboniferous Boundary in Nanbiancun, Guilin, China – Aspects and Records. – 1–379, Beijing (Science Press).
- ZIEGLER, W. & SANDBERG, C.A. (1984): Palmatolepis-based revision of upper part of standard Late Devonian conodont zonation. – Geol. Soc. Amer. Spec. Pap., **196**, 179–194, Boulder.

Neuergebnisse au	s dem Paläozoikum der	Ost- und Südalp	en Red	aktion: Hans Peter	Schönlaub & Albert Daurer
Jb. Geol. BA.	ISSN 0016-7800	Band 135	Heft 1	S. 99–193	Wien, März 1992

Fazies, Sedimentationsprozesse und Paläogeographie im Karbon der Ost- und Südalpen*)

Von Karl KRAINER**)

Mit 40 Abbildungen, 5 Tabellen und 7 Tafeln

Österreichische Karte 1 : 50.000 Blätter 103, 148, 183, 184, 197, 198, 199, 200, 212 Karbon Ostalpen Südalpen Sedimentologie Fazies Paläogeographie

Inhalt

	Zusa	ammenfassung	100
	Sum	1mary	101
	Einle	eitung	102
1.	Sync	orogene Sedimente (Visé-Westfal) der Ostalpen	103
	1.1.	Das Karbon von Nötsch	103
		1.1.1. Lage und Verbreitung	103
		1.1.2. Erlachgraben-Formation	105
		1.1.2.1. Profil Erlachgraben	105
		1.1.2.2. Profil Pölland	105
		1.1.2.3. Fazielle Entwicklung	108
		1.1.2.4. Sedimentpetrographie (Sandsteine)	108
		1.1.2.5. Interpretation	109
		1.1.2.6. Profil Hermsberg	110
		1.1.2.7. Sedimentpetrographie und Mikrofazies	112
		1.1.2.8. Interpretation	112
		1.1.3. Badstub-Formation	113
		1.1.3.1. Lithofazielle Ausbildung	113
		1.1.3.2. Sedimentpetrographie	114
		1.1.3.3. Interpretation	115
		1.1.4. Nötsch-Formation	116
		1.1.4.1. Profil Hermsberg	. 116
		1.1.4.2. Aufschlüsse nordwestlich Oberhöher	. 116
		1.1.4.3. Aufschlüsse im Nötschgraben	. 117
		1.1.4.4. Interpretation	. 117
		1.1.5. Stratigraphische Einstufung des Karbons von Nötsch	. 117
	1.2.	Das Karbon der Veitscher Decke	. 118
		1.2.1. Das Veitscher Karbon an der Typuslokalität, Magnesitbergbau Veitsch	. 118
		1.2.1.1. Sedimentologie der Karbonatgesteine	. 119
		1.2.1.2. Klastische Sedimente	. 120
		1.2.1.3. Paläobotanische Bemerkungen	. 120
	1.3.	Das Karbon im Grazer Paläozoikum	. 120
	1.4.	Das Karbon des Gurktaler Deckensystems	. 121
2.	Syno	orogene Sedimente (Visé-Westfal) der Südalpen	. 121
	2.1.	Das Hochwipfelkarbon der Karnischen Alpen	. 121
		2.1.1. Hochwipfel-Formation	. 122
		2.1.1.1. Fazielle Entwicklung	. 123
		2.1.1.2. Sedimentpetrographie	. 124
		2.1.1.3. Faziesinterpretation	. 125
	_	2.1.2. Dimon-Formation	. 126
	2.2.	Das Hochwipfelkarbon der Karawanken	. 127
		2.2.1. Fazielle Entwicklung	. 127
		2.2.1. Sedimentpetrographie	. 128
_	.	2.2.1. Interpretation	. 128
З.	Spät	t- bis postorogene Sedimente (Stefan) der Ostalpen	. 129
	3.1.	Stangnock-Formation (NW-Rand der Gurktaler Decke)	. 129

^{*)} Habilitationsschrift zur Erlangung der Lehrbefugnis an der Naturwissenschaftlichen Fakultät der Leopold-Franzens-Universität Innsbruck.

^{**)} Anschrift des Verfassers: Dr. Karl KRAINER, Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Innsbruck, Innrain 52, A-6020 Innsbruck.

	3.1.1. Fazielle Entwicklung	129
	3.1.1.1. Basisserie	129
	3.1.1.2. Hauptserie	129
	3.1.1.3. Hangendserie	131
	3.1.2. Paläobotanische Bemerkungen und stratigraphische Einstufung	131
	3.2. Oberkarbon der Steinacher Decke	132
	3.2.1. Fazielle Entwicklung	132
	3.2.2. Paläobotanische Bemerkungen und stratigraphische Einstufung	132
4.	Spät- bis postorogene Sedimente (Stefan) der Südalpen (Karnische Alpen)	133
	4.1. Bombaso-Formation	133
	4.1.1 Profil Leitenkogel	135
	4.1.1.1. Lithofazies	135
	4.1.1.2. Sedimentpetrographie	136
	4.1.2. Tomritsch-Rücken	136
	4.1.2.1. Fazielle Entwicklung	136
	4.1.3. Profile Cima Val di Puartis und Rio Malinfier	138
	4.1.3.1. Fazielle Ausbildung der beiden Profile	. 138
	4.1.3.2. Bombaso-Formation	138
	4.1.3.3. Basale Meledis-Formation	138
	4.1.3.4. Interpretation	. 140
	4.2. Auernia-Gruppe	141
	4.2.1. Meledis-Formation	. 141
	4.2.1.1. Profil Rio Cordin	141
	4.2.1.2 Interpretation	. 143
	4.2.1.3. Profil Rio Tratte	. 144
	4.2.2. Pizzul-Formation	. 145
	4.2.2.1 Lithofazies	. 145
	4.2.2.2 Interpretation	148
	4.2.3 Corona- Auernia- und Carnizza-Formation	149
	4.2.3.1. Fazielle Ausbildung	. 149
	4.2.3.1.1. Klastische Fazies	149
	4.2.3.1.2 Interpretation	153
	4.2.3.1.3. Karbonatfazies	. 155
	4.2.3.1.4. Biogengehalt der Kalke	. 156
	4.2.3.1.5. Interpretation	. 157
	4.2.4. Sedimentoetrographie (Sandsteine) der Auernig-Gruppe	. 161
	4.2.5. Aufbau und Ursachen der "Auernia-Zyklotheme"	. 163
	4.2.6. Fossile Pflanzenreste und Makrofloren-Zonen der Bombaso-Formation und der Auernig-Gruppe	. 165
5.	Schlußdiskussion	. 167
	Dank .	. 172
	Literatur	. 186

Zusammenfassung

Innerhalb des Karbons der Ost- und Südalpen kann eine synorogene Sedimentabfolge (Visé-Westfal) und eine spät- bis postorogene Abfolge (Stefan) auseinandergehalten werden. Innerhalb der synorogenen Abfolgen sind unreife, klastische Tiefseesedimente häufig vertreten, die spät- bis postorogenen Abfolgen bestehen dagegen aus fluviatilen und flachmarinen, quarzreichen klastischen Sedimenten und fossilreichen Kalken eines flachen Schelfmeeres.

Zu den synorogenen Sedimenten zählen neben dem Hochwipfelkarbon der Karnischen Alpen und Karawanken auch das Karbon von Nötsch, das Karbon der Veitscher Decke, des Grazer Paläozoikums und der Stolzalpendecke.

Die Oberkarbonabfolgen der Karnischen Alpen (Bombaso-Formation und Auernig Gruppe), des NW-Randes der Gurktaler Decke (Stangalm-Formation) und der Steinacher Decke zählen hingegen zu den spät- bis postorogenen Sedimenten.

Das Hochwipfelkarbon, in den Karnischen Alpen untergliedert in Hochwipfel- und Dimon-Formation, ist eine rund 1.000 m mächtige Abfolge klastischer Tiefseesedimente, aufgebaut aus verschiedenen Typen von Turbiditen, submarinen Debris Flows und Mudflows und untergeordnet feinkörnigen, hemipelagischen Sedimenten. Im höheren Teil (Dimon-Formation) sind in den Karnischen Alpen saure-intermediäre und basische Vulkanite eingeschaltet.

Das Einsetzen der klastischen Tiefseesedimentation über Karbonaten des Devons und Unterkarbons erfolgte im höchsten Unterkarbon (cu II β / γ), sowohl in den Karnischen Alpen als auch in den Karawanken. Die klastischen Tiefseesedimente des Hochwipfelkarbons wurden in einem relativ schmalen, im Zuge einer Extensionsphase ("Transform-Rifting Phase" im Sinne von VAI & Cocozza, 1986) herausgeformten ozeanischen Becken abgelagert.

Am nördlichen Kontinentalabhang dieses schmalen, ozeanischen Beckens gelangten vermutlich die Sedimente des tektonisch isolierten Karbonvorkommens von Nötsch (Erlachgraben-, Badstub- und Nötsch-Formation) zur Ablagerung.

Die Sedimente der Erlachgraben-Formation zeigen im tieferen Teil ebenfalls Tiefseecharakter, sind im wesentlichen aus Turbiditen und submarinen Debris flows aufgebaut und enthalten eine Ichnofazies (Nereites-Assoziation und Zoophycos), die den Tiefseecharakter unterstreicht. Die Abfolge besteht aus Fining-Upward Megasequenzen, die entweder submarine Rinnen-Levee-Komplexe eines proximalen Fächers oder übereinanderliegende kleine submarine Fächer im Bereich des Kontinentalabhanges darstellen. Die Sedimente sind aus Komponenten eines überwiegend metamorphen Liefergebietes zusammengesetzt.

Für die feinklastische Entwicklung im obersten Abschnitt der Erlachgraben-Formation mit reichlich Flachwasserfossilien und turbiditischen Einschaltungen wird als Ablagerungsraum der obere Kontinentalabhang in Erwägung gezogen.

Mit sedimentärem Übergang folgt darüber die Badstub-Formation, eine grobklastische Abfolge submariner Sedimente, hauptsächlich durch Debris Flows, untergeordnet durch Turbidite entstanden. Die Breccien und Konglomerate der Badstub-Formation weisen einen außerordentlich hohen Gehalt an Amphibolitgeröllen auf, die Abkömmlinge metamorpher tholeiitischer Ozeanbodenbasalte darstellen. Daneben sind auch metamorphe und sedimentäre Gerölle, sowie im höheren Abschnitt Fossilien enthalten. Schlechter Reifegrad (Zusammensetzung, Rundung, Sortierung) und Fossilgehalt sprechen für kurzen Sedimenttransport und Ablagerung auf kleinen Fächern oder fächerähnlichen Sedimentkörpern entlang einer aktiven Störungszone am Kontinentalabhang. Die Badstub-Formation markiert somit eine tektonisch aktive Phase im oberen (obersten) Visé (Sudetische Phase).

Die Badstub-Formation wird von den Sedimenten der Nötsch-Formation überlagert, der Übergang ist allmählich. Die Nötsch-Formation ist im tieferen Teil in einer ähnlichen feinklastischen, fossilführenden Fazies entwickelt wie die oberste Erlachgraben-Formation. Eingeschaltete Turbidite und Debris Flows im untersten Teil zeigen dieselbe Zusammensetzung wie die Sedimente der Badstub-Formation. Als Ablagerungsraum wird der obere Kontinentalabhang diskutiert.

Die flachmarinen, klastischen und karbonatischen Sedimente der Veitscher Decke werden als Ablagerungen eines an den Kontinentalabhang (Karbon von Nötsch) nach Norden anschließenden Schelfbereiches interpretiert. Hinweise darauf liefern neben der Fauna auch exotische Visé-Kalkgerölle in Konglomeraten der Hochwipfel-Formation und der Badstub-Formation, die aufgearbeitete Flachwasserkarbonate darstellen und somit vom Schelfbereich der Veitscher Decke bezogen werden können. Die sedimentologischen Daten fügen sich somit gut in die bisherigen paläogeographischen Vorstellungen.

Eine paläogeographische Einbindung der klastischen Karbonabfolge des Grazer Paläozoikums (Folge der Dult) und der Stolzalpendecke ist aufgrund fehlender sedimentologischer Daten nach wie vor problematisch.

Diese in einem synorogenen, schmalen ozeanischen Becken abgelagerten Karbonabfolgen des Visé-Westfal wurden im höheren Westfal von einer variszischen Orogenphase erfaßt. Diese Orogenphase führte in den Karnischen Alpen und Karawanken zu einer starken Krustenverkürzung, verbunden mit intensiver Faltung und Überschiebungstektonik sowie leichter Metamorphose im Westabschnitt der Karnischen Alpen. Obwohl diese Deformationsphase in den ostalpinen Karbonvorkommen (v.a. Nötsch und Veitsch) nicht nachweisbar ist, müssen auch diese Abfolgen von dieser Orogenphase erfaßt worden sein, vor allem dann, wenn sie im selben synorogenen Becken abgelagert wurden. Diese Orogenphase war aber im Ostalpin scheinbar nur sehr schwach wirksam und äußerte sich möglicherweise nur durch leichte Krustenverstellungen.

Infolge der Rotation und beginnenden Westdrift Gondwanas und der damit einsetzenden Extensionstektonik mit Transformbewegungen entlang von Megascherzonen kommt es ab der Wende Westfal-Stefan zur Herausbildung von intramontanen Molassebecken. Damit setzt die spät- bis postorogene Phase der Molassesedimentation ein.

Die spät- bis postorogenen Molassesedimente sind im Ostalpin (NW-Rand der Gurktaler Decke, Steinacher Decke) in kontinentaler Fazies, im Südalpin (Karnische Alpen, Karawanken) dagegen in einer flachmarinen Fazies entwickelt.

Die über 400 m mächtige Stangnock-Formation besteht an der Basis aus proximalen Schüttungen polymikter Konglomerate und unreifer Sandsteine, die nach oben in Megasequenzen aus quarzreichen Konglomeraten, Sandsteinen und Tonschiefer mit teilweise reichlich fossilen Pflanzenresten übergehen. Es sind Ablagerungen eines verzweigten bis mäandrierenden Flußsystems, die unter humiden klimatischen Bedingungen in einem ungefähr W-E-gerichteten intramontanen Molassebecken abgelagert wurden. Die Entstehung der Megasequenzen wird auf synsedimentäre tektonische Bewegungen zurückgeführt.

Das Oberkarbon der Steinacherdecke, zeitlich in das Cantabrium und ?Barruelium einzuordnen, ist faziell der Stangnock-Formation sehr ähnlich und möglicherweise im selben Becken abgelagert worden.

Die spät- bis postorogenen (spät- bis postvariszischen) Molassesedimente (Oberkarbon) der Karnischen Alpen, die mit einer klassischen Winkeldiskordanz das variszische Basement überlagern, werden als Bombaso-Formation und Auernig-Gruppe bezeichnet.

Die Bombaso-Formation ist überwiegend aus grobklastischen, unreifen Sedimenten aufgebaut, die aus Komponenten des unmittelbar darunterliegenden variszischen Basements zusammengesetzt sind und auf "Fan-Deltas" abgelagert wurden.

Die Auernig Gruppe (Meledis-, Pizzul-, Corona-, Auernig- und Carnizza-Formation) ist dagegen eine Abfolge klastisch-karbonatischer Sedimente eines sturmbeeinflußten Schelfmeeres. Die Fazies reicht von quarzreichen Konglomeraten des Strandund oberen Vorstrandbereiches über trogförmig schräggeschichtete Sandsteine des oberen Vorstrandbereiches, hummockyschräggeschichtete Sandsteine des unteren Vorstrandbereiches bis hin zu bioturbaten Siltsteinen und fossilreichen Kalken des offenen Schelfes, abgelagert unterhalb der Sturmwellenbasis. In der Pizzul- und Auernig-Formation sind auch ganz flache Algenmounds entwickelt.

Im höheren Teil der Auernig Gruppe (Corona-, Auernig- und Carnizza-Formation) sind trans- und regressive Zyklen ("Auernig-Zyklotheme") mit einer Mächtigkeit von 10–40 m entwickelt, wobei die Konglomeratfazies jeweils einen relativen Meeresspiegeltiefstand und die Kalke einen relativen Meeeresspiegelhochstand markieren. Die Zyklendauer dieser "Auernig-Zyklotheme" liegt in der Größenordnung von 100.000 Jahren, ihre Entstehung wird auf glazio-eustatische Meeresspiegelschwankungen in Zusammenhang mit der permokarbonen Gondwana-Vereisung zurückgeführt. Einzelne Zyklen sind teilweise durch synsedimentäre Tektonik überprägt.

Sowohl innerhalb der flachmarinen Bombaso-Formation und Auernig-Gruppe als auch der kontinentalen Stangnock-Formation ist dieselbe Änderung in der Pflanzenfossilvergesellschaftung zu beobachten, und in beiden Abfolgen sind sämtliche Megafloren-Zonen des Stefan nachweisbar (*Odontopteris cantabrica*-Zone, *Lobatopteris lamuriana*-Zone, *Alethopteris zeilleri*-Zone, *Sphenophyllum angustifolium*-Zone und z.T. *Callipteris conferta*-Zone), wodurch auch eine biostratigraphische Korrelation der flachmarinen Abfolge der Karnischen Alpen mit der kontinentalen Abfolge der Gurktaler Decke möglich ist.

Facies, Sedimentation Processes and Palaeogeography in the Carboniferous of the Eastern and Southern Alps

Abstract

The Carboniferous of the Eastern and Southern Alps can be divided into a synorogenic sequence (Visean-Westphalian) and a late- to postorogenic (Late- to Post-Variscan) sequence (Stephanian). Within the synorogenic sequence immature, clastic deep-sea sediments occur, late- to postorogenic sediments are composed of fluvial and shallow marine, quartz-rich clastic sediments and fossiliferous limestones of a shallow marine shelf environment.

Synorogenic sediments include the "Hochwipfelkarbon" of the Carnic Alps and Karawanken Mountains, the Carboniferous of Nötsch, Carboniferous of the Veitsch Nappe, the Grazer Paläozoikum and the Stolzalpen Nappe.

The Late Carboniferous (Stephanian) sequences of the Carnic Alps (Bombaso Formation and Auernig Group), of the NWmargin of the Gurktal Nappe (Stangnock Formation) and the Steinach Nappe represent the late- to postorogenic sediments.

In the Carnic Alps, the "Hochwipfelkarbon", divided into Hochwipfel Formation and Dimon Formation, is an approximately 1.000 m thick sequence of clastic deep-sea sediments, composed of different types of turbidites, submarine debris flows and

mudflows, and subordinate fine-grained hemipelagic sediments. In the upper part (Dimon Formation) acid-intermediate and basaltic volcanic rocks are intercalated.

In the Carnic Alps and Karawanken Mountains deep-sea sedimentation started during the uppermost Lower Carboniferous (cull β/γ) above carbonate sediments of Devonian and Lower Carboniferous age.

The clastic deep-sea sediments of the "Hochwipfelkarbon" accumulated in a relatively narrow oceanic basin, which was formed during an extensional phase ("transform rifting phase" sensu VAI & COCOZZA, 1986).

On the northern slope of that narrow oceanic basin the sediments of the tectonically isolated Carboniferous of Nötsch (Erlachgraben, Badstub and Nötsch Formation) were probably deposited.

Sediments of the Erlachgraben Formation in the lower part show characteristic features of a deep-marine environment, are composed of turbidites and submarine debris flows and contain trace fossils (*Nereites* ichnofacies, *Zoophycos*), which emphasize the deep-sea character of the sediments.

The sequence is built up by fining upward megasequences, which either may represent submarine channel-levee complexes of a proximal submarine fan, or superimposed small fans on the slope. The sediments are composed of material derived from metamorphic source rocks.

The fine-grained clastic sediments in the upper part of the Erlachgraben Formation, frequently containing shallow-water fossils and thin turbidite intercalations, are interpreted as upper slope deposits.

The Erlachgraben Formation grades upward into the Badstub Formation, a coarse-grained clastic sequence of submarine sediments which formed by debris flows and turbidity currents. Breccias and conglomerates of the Badstub Formation contain high amounts of amphibolite clasts, which are derived from metamorphic tholeiitic oceanfloor basalts. Subordinate are metamorphic and sedimentary clasts, and fossils in the upper part. Poor textural and compositional maturity (composition, rounding, sorting) and fossils indicate short distances of transport and deposition on small fans or fanlike sedimentbodies along an active fault zone at the slope. The Badstub Formation, therefore, marks a tectonically active phase during the upper (uppermost) Visean (Sudetic Phase).

Upwards the Badstub Formation shows a gradational transition into the overlying Nötsch Formation. In its lower part, the Nötsch Formation shows a similar facies like the uppermost Erlachgraben Formation. Intercalated turbidites and debris flows in the lowermost part are of the same composition as the sediments of the Badstub Formation. The sediments were probably deposited in an upper slope environment.

The shallow marine clastic and carbonate sediments of the Veitsch Nappe are interpreted as deposits of a shelf, which was joined northward to the slope represented by the Carboniferous of Nötsch. This is supported by the fauna and by exotic limestone clasts of Visean age in conglomerates of the Hochwipfel Formation and Badstub Formation, which represent reworked shallow water carbonates and were probably derived from shelf-carbonates of the Veitsch Nappe. The sedimentological data fit well into the previous paleogeographic reconstructions.

Due to the lack of sedimentological data, it still remains a problem to include the Carboniferous sequences of the Grazer Paläozoikum ("Folge der Dult") and Stolzalpen Nappe into paleogeographic reconstructions.

The Carboniferous sediments of Visean to Westphalian age, which were deposited in synorogenic, narrow oceanic basins, were affected by a Variscan orogenic phase during the Late Westphalian.

This orogenic phase resulted in strong crustal shortening, connected with intense folding and thrusting, and weak metamorphism in the western part of the Carnic Alps.

Although this phase of deformation has not been detected in the Carboniferous sequences of the Eastern Alps (esp. Nötsch and Veitsch), these sequences must also have been affected by this phase of deformation in some way, in particularly when they were deposited in the same synorogenic basin.

Due to rotation and beginning westward drifting of Gondwana and resulting extensional tectonics connected with transform movements along megashear zones with the beginning of the Stefanian, intramontane basins have been formed. These processes mark the beginning of the late- to postorogenic (Late- to Post-Variscan) phase of Molasse sedimentation.

Late- to postorogenic (Late- to Post-Variscan) Molasse sediments of the Eastern Alps (NW-margin of the Gurktal Nappe, Steinach Nappe) are of continental origin, whereas in the Southern Alps (Carnic Alps, Karawanken Mountains) they are represented by sediments of a shallow marine shelf environment.

The more than 400 m thick Stangnock Formation is at the base composed of proximal accumulations of polymict conglomerates and immature sandstones, grading upward into megasequences formed of quartz-rich conglomerates, sandstones and shales containing abundant plant fossils. The sediments are deposits of a braided to meandering river system, which accumulated in an approximately E–W-trending intramontane Molasse basin under humid climatic conditions. The formation of megasequences is explained by synsedimentary tectonic movements.

The Late Carboniferous (Cantabrian-?Barruelian) sediments of the Steinach Nappe show a very similar facies and were probably deposited in the same basin as the Stangnock Formation.

Late- to Post-Variscan Molasse sediments (Late Carboniferous) of the Carnic Alps, overlying the Variscan basement with a classical angular unconformity, are represented by the Bombaso Formation and Auernig Group.

The Bombaso Formation is composed of coarse-grained, immature clastic sediments with clasts derived from the underlying basement, which were deposited on fan deltas.

The Auernig Group (Meledis, Pizzul, Corona, Auernig and Carnizza Formation) is a mixed clastic-carbonatic sequence of storm-dominated shelf sediments. The facies ranges from quartz-rich conglomerates (beach and upper shoreface), trough-crossbedded sandstones (upper shoreface), hummocky-crossbedded sandstones (lower shoreface) to bioturbated siltstones and fossiliferous limestones (offshore), deposited below storm wave-base. Within the Pizzul and Auernig Formation, flat algal mounds are developed.

In the upper part of the Auernig Group (Corona, Auernig and Carnizza Formation), transgressive-regressive cycles ("Auernig cyclothems") with thicknesses ranging from 10 to 40 m are developed. Conglomerates mark relative sea-level lowstands, whereas limestones indicate relative sea-level highstands. Cycle duration lies in the order of 100.000 years and cycle formation is explained by glacio-eustatic sea-level fluctuations caused by the Permocarboniferous Gondwana glaciation. Some of the cycles are overprinted by synsedimentary tectonic movements.

Within both sequences, the shallow marine Bombaso Formation and Auernig Group, and the continental Stangnock Formation, plant fossils show the same evolution and in both sequences all megaflora zones of the Stephanian (*Odontopleris cantabrica* Zone, *Lobatopteris lamuriana* Zone, *Alethopteris zeilleri* Zone, *Sphenophyllum angustifolium* Zone and *Callipteris conferta* Zone) have been recognized, allowing biostratigraphic correlation of the shallow marine sequence of the Carnic Alps with the continental sequence of the Gurktal Nappe.

Einleitung

Ost- und südalpine Karbonvorkommen sind schon sehr lange bekannt und waren wiederholt Gegenstand wissenschaftlicher Untersuchungen, die sich jedoch in erster Linie auf paläontologische Fragestellungen konzentrierten. Moderne sedimentologische Bearbeitungen dieser Karbonvorkommen fehlen weitgehend, die bisher veröffentlichten paläogeographischen Modelle und Rekonstruktionen basieren daher auf wenigen, veralteten und teilweise unrichtigen sedimentologischen Daten, was entsprechende Fehlinterpretationen und falsche Rekonstruktionen zur Folge hatte.

Bei den Karbonabfolgen der Ost- und Südalpen handelt es sich einerseits um "synorogene" Sedimente des Unter- und tiefen Oberkarbons, häufig mit Merkmalen eines tiefmarinen Ablagerungsbereiches (z.B. Hochwipfelkarbon, Karbon von Nötsch), zum anderen sind es "spät- bis postorogene" Sedimente des Oberkarbons (Stefan), die sowohl als flachmarine Sedimente (Auernig-Gruppe der Karnischen Alpen und Karawanken) als auch als kontinentale Ablagerungen (z.B. Stangnock-Formation der Gurktaler Decke, Nößlachjoch-Karbon der Steinacher Decke) vorliegen.

Als "synorogen" werden dabei alle jene Karbonabfolgen aufgefaßt, die vor der letzten variszischen Faltungsphase im höheren Westfal abgelagert wurden, auch wenn diese Abfolgen heute keine sichtbaren Spuren einer variszischen Deformation zeigen (Diskussion in Kapitel 5). Dazu zählen die Sedimentabfolgen des Visé bis Westfal der Karnischen Alpen und Karawanken (Südalpin) sowie das Karbon von Nötsch, das Karbon der Veitscher Decke, des Grazer Paläozoikums ("Folge der Dult") und der Stolzalpendecke (Ostalpin).

Entsprechend sind die spät- bis postorogenen Sedimente (spät- bis postvariszischen Molassesedimente) auf das Stefan und Perm beschränkt, wobei in der vorliegenden Arbeit nur der karbonische Anteil behandelt wird (Stefan der Karnischen Alpen, Gurktaler Decke und Steinacher Decke).

Sedimentationsprozesse werden in erster Linie von Tektonik, Klima und im marinen Bereich auch von Meeresspiegelschwankungen gesteuert und geprägt, sodaß umgekehrt eine sedimentologische Bearbeitung von Sedimentabfolgen nach modernen Gesichtspunkten (Faziesanalyse, Sequenz- und Eventstratigraphie) Rückschlüsse über tektonische Prozesse, klimatische Änderungen und Meeresspiegelschwankungen während der Sedimentation ermöglicht.

Das für die Sedimentation im Karbon zweifellos prägende Ereignis war die variszische Orogenese, daneben spielen aber auch die klimatischen Verhältnisse eine große Rolle, die beispielsweise zu einer gewaltigen Entwicklung der Pflanzenwelt sowie der Amphibien und Insekten geführt haben, aber auch für die permokarbone Gondwana-Vereisung mitverantwortlich sind, deren Auswirkungen (Meeresspiegelschwankungen) im flachmarinen Oberkarbon (und Unterperm) der Südalpen bisher viel zu wenig beachtet wurden.

In der vorliegenden Arbeit werden einzelne Karbonvorkommen nach modernen sedimentologischen Gesichtspunkten charakterisiert, wobei das Karbon von Nötsch und das Karbon der Karnischen Alpen einer ausführlichen sedimentologischen Analyse unterzogen wurde. Bezüglich der übrigen Karbonvorkommen wird einerseits auf eigene, größtenteils bereits veröffentlichte Daten, teils auf verschiedene Literaturdaten zurückgegriffen. Mit Hilfe dieser Daten wird dann der Versuch unternommen, Rückschlüsse auf die die Sedimentationsabläufe kontrollierenden Parameter zu ziehen und damit einen Beitrag zur Paläogeographie und zum geotektonischen Geschehen im Karbon der Ost – und Südalpen zu leisten. An dieser Stelle muß gleich vorweggenommen werden, daß hinsichtlich der ursprünglichen paläogeographischen Zusammen-

An dieser Stelle muß gleich vorweggenommen werden, daß hinsichtlich der ursprünglichen paläogeographischen Zusammenhänge zwischen den einzelnen, heute teilweise tektonisch völlig isolierten Karbonvorkommen, nach wie vor große Kenntnislükken bestehen.

Dies ist zum einen auf die alpidische Überprägung und teilweise sehr schlechten Aufschlußverhältnisse und den damit verbundenen unterschiedlichen Bearbeitungsstand der einzelnen Karbonvorkommen zurückzuführen. Während beispielsweise über das Karbon von Nötsch oder über das Karbon der Karnischen Alpen nun zahlreiche neue Daten vorliegen, so ist über das Karbon des Grazer Paläozoikums (Folge der Dult) oder über das klastische Unterkarbon der Stolzalpendecke nach wie vor nur sehr wenig bekannt.

Zum anderen muß man sich eben auch mit der Tatsache abfinden, daß trotz intensiver Suche im Rahmen der sedimentologischen Arbeiten das erhoffte "Missing Link" zur Schließung der paläogeographischen Lücke zwischen den durch tektonische Prozesse auseinandergerissenen und heute tektonisch isolierten Karbonvorkommen (v.a. zwischen Hochwipfelkarbon – Karbon von Nötsch – Karbon der Veitscher Decke) bisher nicht gefunden werden konnte. Es gibt zwar einige Hinweise, aber letztlich ktonische Prozesse auseinandergerissenen und heute tektonisch isolierten Karbonvorkommen (v.a. zwischen Hochwipfelkarbon – Karbon von Nötsch – Karbon der Veitscher Decke) bisher nicht gefunden werden konnte. Es gibt zwar einige Hinweise, aber letztlich keine eindeutigen Beweise für die im Schlußkapitel vorgestellten paläogeographischen Überlegungen. Trotz dieser doch recht bitteren Erfahrung hofft der Verfasser, mit den in der vorliegenden Arbeit vorgestellten Daten doch

Trotz dieser doch recht bitteren Erfahrung hofft der Verfasser, mit den in der vorliegenden Arbeit vorgestellten Daten doch einen Beitrag zur besseren Kenntnis der faziellen Entwicklung, Zusammensetzung und Ablagerungsbedingungen einzelner südund ostalpiner Karbonvorkommen zu liefern, auch wenn damit die ursprünglichen paläogeographischen Zusammenhänge für das Karbon, vor allem den Zeitabschnitt Visé bis Westfal betreffend, nach wie vor nicht befriedigend geklärt sind. Dies soll gleichzeitig auch das Ungleichgewicht zwischen der ausführlichen sedimentologischen Darstellung einzelner Karbonvorkommen und der vergleichsweise knapp gehaltenen Diskussion zur Paläogeographie im Karbon der Süd- und Ostalpen erklären.

1. Synorogene Sedimente (Visé-Westfal) der Ostalpen

1.1. Das Karbon von Nötsch

1.1.1. Lage und Verbreitung

Das Karbon von Nötsch liegt am Südrand der östlichen Gailtaler Alpen, nordwestlich der Ortschaft Nötsch, zwischen dem Nötschgraben im Osten und der Ortschaft Matschiedl im Westen. Es ist auf einer Länge von rund 9 km aufgeschlossen und hat seine größte Breite im Osten, im Nötschgraben (rund 3 km). Nach Westen wird das Karbon von Nötsch zunehmend schmaler und keilt schließlich tektonisch aus.

Das Karbonvorkommen ist allseits tektonisch begrenzt, wird im N durch eine Lateralstörung (Fortsetzung des "Bleiberger Bruches") von der Permotrias des Drauzuges getrennt und grenzt im S ebenfalls an einer Störung an die ausgedünnte Lamelle des Nötscher Granitzuges bzw. an das Gailtalkristallin. Im E ist die Situation aufgrund fehlender Aufschlüsse unklar, ver-



mutlich ist die Permotrias der Dobratsch-Scholle, die im Vergleich zum übrigen Drauzug eine abweichende fazielle Entwicklung in der Trias aufweist (z.B. relativ mächtige mitteltriadische Vulkanite und Rotkalke etc.), auf das Karbon von Nötsch aufgeschoben (siehe Abb. 1).

Die Sedimente des Karbons von Nötsch fallen in der Regel steil nach S ein und streichen ungefähr E–W. Im Norden finden sich die ältesten, im Süden die jüngsten Gesteine.

Die stellenweise reichliche Fossilführung erweckte schon sehr früh das Interesse der Geologen, insbesondere der Paläontologen am Karbon von Nötsch. Erste Berichte darüber wurden bereits zu Beginn des vorigen Jahrhunderts veröffentlicht, eine ausführliche Zusammenfassung der Erforschungsgeschichte ist in der Arbeit von SCHÖNLAUB (1985) enthalten.

Geologische Aufnahmen des Karbons von Nötsch gehen vor allem auf FELSER (1935, 1936, 1938) und in der Folge auf FLÜGEL (1965), KODSI (1967a), FLÜGEL & KODSI (1968) und KODSI & FLÜGEL (1970) zurück, die dieses Karbonvorkommen in 4 lithofazielle Einheiten gliederten: Nötschgraben-Gruppe, Erlachgraben-Gruppe, Pölland-Gruppe und Badstubbreccie.

Basierend auf einer Neukartierung hat SCHÖNLAUB (1985) eine Neugliederung in folgende Einheiten durchgeführt und die einzelnen Einheiten neu definiert: Erlachgraben-Formation, Badstubbreccie mit Zwischenschiefer, Nötsch-Formation.

Die von KODSI & FLÜGEL (1970) aufgestellte Pölland-Gruppe stellt SCHÖNLAUB (1985) zur Nötsch-Formation.

Basierend auf sedimentologischen Befunden wird in der vorliegenden Arbeit die Pölland-Gruppe zur Erlachgraben-Formation gestellt, ansonsten die Gliederung von SCHÖNLAUB (1985) beibehalten.

1.1.2. Erlachgraben-Formation

Die Erlachgraben-Formation ist die nördlichste Einheit, liegt zwischen der Permotrias des Drauzuges im N und der Badstubbreccie (Badstub-Formation) im S, die die Erlachgraben-Formation sedimentär überlagert.

Aufgrund der Fossilführung ist die Erlachgraben-Formation zugleich auch das älteste Schichtglied, nach SCHÖNLAUB (1985) in das jüngste Visé oder Unter-Namur einzustufen.

Die Schichtfolge setzt sich aus einer Wechselfolge von Konglomeraten, Sandsteinen und Siltsteinen-Tonschiefern zusammen, im höheren Teil sind es fossilführende Siltsteine bis Tonschiefer, teilweise karbonatisch, vereinzelt mit gröberklastischen Einschaltungen.

Die Abfolge soll anhand einzelner Profile näher vorgestellt werden (vgl. auch SCHÖNLAUB, 1985).

1.1.2.1. Profil Erlachgraben

Im Erlachgraben wurde ein rund 180 m mächtiges, leider relativ schlecht aufgeschlossenes Profil aufgenommen (Abb. 2). Die Profilbasis liegt bei ca. 1040 m SH, das Profil setzt an dieser Stelle mit rund 10 m mächtigen, dunklen, teilweise siltigen Schiefern ein, die sehr schlecht erhaltene Pflanzenreste und Lebensspuren enthalten.

Darüber folgen mit einer scharfen, tektonisch überprägten Grenze mehrere Zehnermeter mächtige Konglomerate. Die Konglomerate sind an der Basis polymikt, führen viel Kristallingerölle neben schwarzen Phylliten sowie Karbonat- und Quarzgeröllen mit Korngrößen bis 30 cm. Die Rundung der Gerölle ist relativ gut, die Sortierung mäßig. Nach oben nimmt die Korngröße kontinuierlich ab und gleichzeitig der Quarzgehalt zu. Grobsandige Lagen sind eingeschaltet.

Darüber folgt eine Wechsellagerung von meist quarzreichen, komponentengestützten, mäßig gut gerundeten und häufig normal gradierten Konglomeraten, die in ungeschichtete bis undeutlich horizontalgeschichtete Sandsteine, Siltsteine und Schiefer übergehen, sodaß z.T. ausgeprägte FU-Sequenzen (fining-upward-Sequenzen) mit Mächtigkeiten von einigen m bis über 10 m entwickelt sind (Abb. 2).

Im höheren Profilabschnitt konnten in Feinsandlagen, die in schwarze Tonschiefer eingeschaltet sind, an der Schichtunterseite Strömungsmarken sowie Strömungsrippeln an der Oberseite beobachtet werden. In den Tonschiefern sind selten fragliche Fossilabdrücke (?Brachiopoden) zu beobachten.

Weitere Sedimentstrukturen waren, vermutlich auch durch die schlechten Aufschlußverhältnisse bedingt, nicht zu erkennen.

1.1.2.2. Profil Pölland

Wie die folgenden sedimentologischen Daten zeigen, lassen sich die Sedimente im Raum Pölland, ursprünglich als Pölland-Gruppe eigens ausgeschieden, weder makroskopisch noch mikroskopisch von der Erlachgraben-Formation auseinanderhalten.

Die besten Aufschlüsse finden sich entlang der Straße von Pölland zur Windischen Höhe. Die Abfolge setzt sich aus denselben Lithofaziestypen wie im Erlachgraben zusammen: polymikte Konglomerate mit Korngrößen bis rund 20 cm, teilweise gradiert, Sandsteine, teilweise mit Horizontalschichtung und Gradierung, sowie Siltsteine-Tonschiefer, vereinzelt mit Lebensspuren. Die Konglomerate zeigen an der Basis oft eine ausgeprägte erosive Grenze, wobei im tieferen Teil mächtigerer Konglomeratlagen nicht selten aufgearbeitete, feinkörnige Resedimentgerölle zu beobachten sind. Diese Lithofaziestypen sind häufig zu FU-Sequenzen kombiniert, die einzelnen FU-Sequenzen bilden eine übergeordnete FU-Megasequenz, ganz ähnlich wie die Abfolge im Erlachgraben (Abb. 3).

An einem Forstweg, der oberhalb von Matschiedl am Waldrand nach Osten führt, finden sich ebenfalls einige kleinere Aufschlüsse: Sandsteine, häufig horizontalgeschichtet und gradiert, vereinzelt mit Strömungsmarken, leicht rinnenförmig eingeschnittene Feinkieslagen, Siltsteine, selten mit rippelähnlicher Sedimentoberfläche, mitunter bioturbat. Hin und wieder sind in den Sedimenten bis zu mehrere dm lange Pflanzenreste (v.a. Stammreste von Calamiten) eingeschwemmt.

Auch entlang des Forstweges, der von der Windischen Höhe nach SE, Richtung Kerschdorf hinunterführt, sind z.T. mächtige polymikte Konglomerate mit Korngrößen von vereinzelt bis 25 cm, in Wechsellagerung mit Sand- und Siltsteinen in ähnlicher Ausbildung aufgeschlossen. In den Konglomeraten sind vereinzelt dm-große Resedimente zu beobachten, Siltsteine zeigen selten Spurenfossilien und load-casts.





Schematisches Profil durch die Er-

Schematisches Profil durch die Er-lachgraben-Formation im Erlach-graben (Typuslokalität). Die Abfolge ist aus einzelnen FU-Se-quenzen aufgebaut (kleine Pfeile); die ihrerseits FU-Megasequenzen (dicke Pfeile) bilden. Die Lage des Profils ist aus Abb. 1 ersichtlich.



1.1.2.3 Fazielle Entwicklung

Zusammenfassend können in den Profilen Erlachgraben und Pölland folgende Lithofaziestypen auseinandergehalten werden:

Konglomeratfazies

Einzelne Konglomeratlagen können bis zu mehrere m mächtig werden, maximale Korngrößen liegen bei 25 cm (Pölland) bzw. 30 cm (Erlachgraben). Feinkörnigere, geringermächtige Konglomerate (max. 2 m) sind häufiger als grobkörnigere. Mit abnehmender Korngröße nimmt in der Regel der Gehalt an Quarzgeröllen zu. Die einzelnen Konglomeratlagen zeigen häufig eine erosive Basis und enthalten im tieferen Teil oft mehrere dm große, aufgearbeitete Resedimentgerölle (v.a. Pölland). Überwiegend sind die Konglomerate dicht bis mäßig dicht gepackt (Kornstützung), längliche Gerölle sind nicht selten parallel zur Schichtung eingeregelt. Selten findet man stark sandige Konglomeratlagen mit locker eingestreuten Kiesgeröllen. Dünne Konglomeratlagen sind mitunter rinnenförmig eingeschnitten und keilen lateral rasch aus. Insgesamt können folgende Faziestypen auseinandergehalten werden (in Klammer Faziestyp nach PICKERING, HISCOTT & HEIN, 1989):

- Massige, ungeschichtete, nicht gradierte Konglomerate, meist sehr grobkörnig (>20 cm) und mehrere m mächtig, entspricht den "disorganized beds" sensu WALKER (1975, 1977) (Fazies A 1.1: disorganized gravel).
- Konglomerate mit normaler Gradierung, einige dm bis einige m mächtig, entspricht den "graded beds" sensu WALKER (1975, 1977) (Fazies A 2.3: normally graded gravel).
- Selten zeigen Konglomerate an der Basis eine undeutlich ausgeprägte geringmächtige Lage mit inverser Gradierung, gefolgt von einer mächtigeren Lage mit normaler Gradierung. Dieser Lithofaziestyp entspricht dem "inverse to normally graded bed" nach WALKER (1975, 1977). (Fazies A 2.2: inversely graded gravel).
- Normalgradierte, sandreiche Konglomerate (Fazies A 2.7: normally graded pebbly sand).

Weitaus am häufigsten sind Konglomerate mit normaler Gradierung. Massige Konglomerate sind selten, ebenso sandreiche, gradierte Konglomerate.

Ø Sandsteine

Einzelne Sandsteinlagen sind meist mehrere dm, selten mehr als 1 m (max. rund 2 m) mächtig. Es sind texturell und kompositionell unreife Sandsteine mit hohen Gehalten an Gesteinsbruchstücken und feinkörniger Matrix (siehe Abschnitt Sedimentpetrographie). Selten sind an der Sedimentunterseite Strömungsmarken oder Rippeln an der Sedimentoberfläche zu beobachten. Folgende Lithofaziestypen konnten unterschieden werden:

- Dickbankige, massige Sandsteine (Fazies B 1.1: thick/medium bedded disorganized sand).
- Dünngebankte, grobkörnige Sandsteine (Fazies B 1.2: thin bedded, coarse grained sand).
- Horizontalgeschichtete Sandsteine, Schichtung meist undeutlich ausgeprägt (Fazies B 2.1: parallel stratified sand).
- Im oberen Abschnitt im Profil Erlachgraben ist eine Wechsellagerung von meist feinkörnigen Sandsteinen mit Tonschiefern zu beobachten. Die Sandsteinlagen sind etwa 10–15 cm dick, zeigen an der

Schichtunterseite selten Strömungsmarken und leicht asymmetrische Strömungsrippeln an der Oberseite. Es handelt sich dabei um unvollständige Bouma-Sequenzen (B-C-D-E bzw. C-D-E), entstanden aus distalen Turbiditströmen (Fazies C: organized sand-mud couplets).

B Siltig-tonige Sedimente

Siltig-tonige Sedimente zeigen Mächtigkeiten von einigen cm bis zu mehrere m. Teilweise sind sie massig, teilweise laminiert mit gradierter Schichtung (Fazies D 1.1, D 1.2: structureless silts, muddy silts, D 2.1: graded stratified silts, E 1.1: structureless muds).

1.1.2.4. Sedimentpetrographie (Sandsteine)

Aufgrund ihrer Zusammensetzung sind die Sandsteine als unreife lithische Arenite – lithische Wacken (Nomenklatur nach PETTIJOHN, POTTER & SIEVER, 1987) zu bezeichnen. Fein-grobkörnige Sandsteine erscheinen im Dünnschliff ungeschichtet bis undeutlich geschichtet, längliche Komponenten sind teilweise subparallel eingeregelt. Die Sortierung ist schlecht bis sehr schlecht, feinkörnige Sandsteine sind mitunter mäßig sortiert. Die Komponenten sind meist subangular (siehe Taf. 1).

In der Zusammensetzung (siehe Tabelle 1) bestehen keine wesentlichen Unterschiede zwischen fein- und grobkörnigen Sandsteinen. Häufigste Komponenten sind metamorphe Gesteinsbruchstücke, bestehend aus Quarz und Feldspat, z.T. sehr grobkörnig (Gneise); Quarz und Glimmer (meist sehr feinkörnig und geschiefert); Quarz, Feldspat und Glimmer, selten mit Granat (diverse Glimmerschiefer; Taf. 1, Fig. 5). Sehr häufig sind auch polykristalline Quarze, wobei verschiedene Typen unterschieden werden können, die jedoch alle metamorphen Ursprungs sind. Weniger häufig sind monokristalline Quarze, durchwegs undulös und ebenfalls von Metamorphiten zu beziehen. In ähnlichen Prozentsätzen finden sich auch phyllitische Gesteinsbruchstücke (Metasedimente), die hauptsächlich aus Phyllosilikaten sowie etwas Quarz bestehen, meist stark geschiefert, mitunter auch gefältelt sind. In einzelnen Körnern finden sich immer wieder sedimentäre Gesteinsbruchstücke (Siltsteine, Sandsteine, Karbonate), sehr selten vulkanische Gesteinsbruchstücke. Der Anteil an detritischen Feldspäten bewegt sich meist zwischen 5 und 10 %. Überwiegend handelt es sich um Albite-Oligoklase, vereinzelt um Albit-Kalifeldspatverwachsungen (Perthite) und Kalifeldspäte. Der Anteil an Kalifeldspäten liegt bei 2-3 %. Feldspäte sind meist mehr oder weniger stark zersetzt, unverzwillingt oder polysynthetisch verzwillingt und treten teilweise in Form großer Körner (bis zu mehrere mm) auf. Vereinzelt werden detritische Feldspäte von Karbonat verdrängt. Selten sind Feldspat-Pseudomorphosen zu beobachten (sekundäre Matrix). Feldspäte in metamorphen Gesteinsbruchstücken (Gneise, Glimmerschiefer) zeigen dieselbe chemische Zusammensetzung wie die detritischen Feldspäte (siehe Tabelle 2), sodaß die detritischen Feldspäte im wesentlichen aus diversen Glimmerschiefern und Gneisen zu beziehen sind. Detritische Glimmer, vor allem Muskowit, auch Biotit, sind häufig. Akzessorisch fällt vor allem Granat auf, der oft in relativ großen, randlich teilweise in Chlorit umgewandelten Körnern auftritt (Taf. 1, Fig. 6 und Taf. 2, Fig. 1). Untergeordnet finden sich im Schliff Turmalin
und Zirkon. Die Sandsteine sind häufig durch einen hohen Gehalt an feinkörniger, phyllosilikatischer Grundmasse gekennzeichnet, wobei ein Teil sicher diagenetischen Ursprungs ist. Karbonatzement ist selten zu beobachten. Die wichtigsten Diageneseprozesse sind Bildung sekundärer Matrix durch Abbau instabiler Komponenten (v.a. Feldspäte) und Verdrängung von Feldspäten durch Karbonatzement.

Hinsichtlich Zusammensetzung und Textur bestehen zwischen den Sandsteinen aus dem Profil Erlachgraben und aus dem Raum Pölland keine Unterschiede, auch der Anteil an Feldspäten und deren chemische Zusammensetzung ist praktisch ident (vgl. Tabelle 1, 2 sowie Taf. 1, Fig. 1–4).

Diese Ergebnisse stehen jenen von Kobsi (1967a) und KODSI & FLÜGEL (1970) gegenüber, die die Sandsteine der Erlachgraben-Gruppe als Quarz-Grauwacken (59,2 % Quarz, 24,1 % Feldspat und 16,7 % restliche Komponenten) bezeichnen. Für die Sandsteine der Pölland-Gruppe gibt KODSI (1967a) Quarzgehalte von 68,3 bis 84,9 %(!) und Feldspatgehalte zwischen 8 und 20 % an. Scheinbar wurden in diesen Arbeiten einzelne Komponenten (mono-, polykristalliner Quarz, Gesteinsbruchstücke usw.) nicht separat ausgeschieden. Auch Granat, in Sandsteinen des Profils Erlachgraben genauso wie in jenen aus dem Raum Pölland bereits im Schliff häufig zu beobachten, wird bei KoDsi (1967a) und KODSI & FLÜGEL (1970) nur aus Sandsteinen der "Pölland-Gruppe" angeführt. Die im Zuge einer recht ungenauen sedimentpetrographischen Analyse zustandegekommenen Unterschiede in der Zusammensetzung der Sandsteine im Bereich Erlachgraben und Pölland, die jedoch nicht existieren, wurden auch als Argument für eine Trennung in eine Erlachgraben-Gruppe und eine Pölland-Gruppe angeführt.

1.1.2.5. Interpretation

Trotz ihrer identen faziellen Ausbildung sind die Sedimente des Erlachgraben-Profils und jene aus dem Bereich Pölland hinsichtlich ihrer Genese bisher unterschiedlich interpretiert worden. Nach KODSI & FLÜGEL (1970)

"... zeigen Erlachgraben- und Pölland-Gruppe zumindest zeitweilig eine deutlich Zunahme der Wasserenergie mit Bildung grobklastischer Ablagerungen ... "

Sedimente des Erlachgraben-Profils ("Erlachgraben-Gruppe") werden als "Flachwasserbildungen" ohne konkrete Angaben aufgefaßt, lediglich gestützt auf das Vorkommen von Pflanzenresten und *Zoophycos*-Spuren. Laut KODSI (1967a) sprechen die "zahlreichen Funde terrestrischer Pflanzenreste" für einen landnahen Ablagerungsraum der Sedimente.

Die Sedimente im Raum Pölland ("Pölland-Gruppe") werden dagegen von KODSI & FLÜGEL (1970) aufgrund der darin enthaltenen Ichnofazies als Ablagerungen eines tieferen Meeresraumes (Turbiditfazies) gedeutet (vgl. auch SCHÖNLAUB, 1985).

Die einzelnen Lithofaziestypen, die in beiden Abfolgen (Erlachgraben und Pölland) in gleicher Ausbildung auftreten und zu FU-Sequenzen ("Fining-Upward-Sequenzen", Abb. 2,3) kombiniert sind, sind in erster Linie auf hochkonzentrierte Turbiditströme zurückzuführen. Massige Konglomerate sind teilweise auch als submarine debris flows zu deuten, feinkörnigere Sedimente (Siltsteine, auch feinkörnige Sandsteine) sind z.T. auch auf niedrigkonzentrierte Turbiditströme (low concentrated turbidity currents) zurückzuführen (vgl. PICKERING et al. 1986, 1989; LOWE, 1982; WALKER, 1975, 1977, 1984 u.a.). Vereinzelt sind auch unvollständige Bouma-Sequenzen zu beobachten, die auf distalere Turbidite hinweisen.

Spurenfossilien (*Nereites*-Assoziation, *Zoophycos*) weisen auf tiefmarine (bathyale) Ablagerungsbedingungen weit unterhalb der Wellenbasis hin, als Ablagerungsraum ist ein tieferer Kontinentalabhang anzunehmen.

Aus den eingeschwemmten Pflanzenresten können keinerlei Rückschlüsse auf Landnähe gezogen werden, da Pflanzenreste im Meer weit verdriftet bzw. mit Turbiditströmen weit in die Tiefsee transportiert werden können. Pflanzenreste sind auch aus vielen Turbiditabfolgen bekannt (u.a. Apennin).

Die einzelnen Lithofaziestypen sind sowohl im Erlachgraben als auch im Bereich Pölland zu FU-Kleinsequenzen kombiniert, die Kleinsequenzen bilden z.T. ausgeprägte FU-Megasequenzen mit Mächtigkeiten von einigen Zehnermetern.

Die mächtigen Konglomerate mit z.T. deutlich erosiver Basis sind zweifellos als submarine Rinnenfüllungen zu deuten. Entsprechend den Modellen für submarine Fächer (MUTTI & RICCI LUCCHI, 1978; WALKER, 1978, 1984; NORMARK, 1970, 1978; PICKERING et al., 1989; SHANMUGAM & MOIOLA, 1985, 1988) sind submarine Rinnenfüllungen für den Inneren Fächer ("inner fan", "upper fan") und Mittleren Fächer ("midfan"), d.h. für den "channelized fan"-Bereich charakteristisch, während im Unteren Fächer ("lower fan", "outer fan", "smooth fan", "non-channelized fan") keine Rinnenfüllungen, sondern die "klassischen Turbidite" auftreten (WALKER 1984).

In den untersuchten Profilen ist die rinnenförmige Natur meist nicht erkennbar, nur ganz geringmächtige Feinkonglomerate zeigen in seltenen Fällen einen rinnenförmigen Charakter.

Submarine Rinnen können je nach Größe des Fächers enorme Ausmaße erreichen. So ist die Hauptrinne des Bengalen-Fächers bis 18 km breit und 900 m tief (EMMEL & CURRAY, 1985), am Amazonas-Fächer ist sie bis 15 km breit und 600 m tief (DAMUTH & FLOOD, 1985, siehe auch SHANMUGAM & MOIOLA, 1988). Auch auf relativ kleinen Fächern wie beispielsweise dem Navy-Fächer (NORMARK & PIPER, 1985) sind die Rinnen immer noch über 100 m breit und einige Zehnermeter tief. Die Rinnen rezenter submariner Fächer weisen randlich häufig mächtige feinkörnige Levee-Komplexe auf.

Fossile Rinnen mit solchen Dimensionen sind bedingt durch die Aufschlußverhältnisse nicht bekannt, auch wohl nur in Ausnahmefällen als solche erkennbar. Die größte bisher bekannte fossile submarine Rinne aus der Marnoso-Arenacea-Formation (Italien) ist 1,5 km breit und 60–70 m tief (RICCI LUCCHI, 1981).

FU-Sequenzen aus turbiditischen Sedimentabfolgen werden vielfach als aufgefüllte submarine Rinnen des Inneren und Mittleren Fächers bzw. als Rinnen-Levee-Komplexe interpretiert (MUTTI & RICCI LUCCHI, 1978; WALKER, 1984). Solche FU-Channel-fill-Sequenzen können z.T. sehr mächtig werden, beispielsweise im Bereich des Amazonas Fächers über 500 m mächtig und 25 km breit (STOW, 1981). Am Crati-Fächer (Süditalien) hat man 3 übereinanderliegende, rund 10 m mächtige Rinnenfüllungen mit einer Breite von 5 km festgestellt (RICCI LUCCHI et al., 1985), am Mississippi-Fächer über 200 m mächtige FU-Rinnenfüllungen mit 100–150 m feinkörnigen, tonig-siltigen Sedimenten am Top (PICKE-RING et al., 1986).

Übereinanderliegende FU-Sequenzen können beispielsweise durch das laterale Migrieren submariner Rinnen entstehen. WATSON (1981, cit. in PICKERING, HIS-COTT & HEIN, 1989) hat übereinanderliegende, jeweils einige Zehnermeter mächtige FU-Sequenzen turbiditischer Entstehung im oberen Teil der oberordovizisch/ untersilurischen Millimer Arm-Formation (Newfoundland) als Füllungen lateral migrierender submariner Rinnen gedeutet.

Submarine FU-Sequenzen dieser Art können auch einen anderen Entstehungsmechanismus als Ursache haben. STOW (1985) interpretiert mehrere übereinanderliegende FU-Sequenzen der Brae Oilfield-Turbidit-Abfolge (Oberjura) am W-Rand des Viking-Grabens (Nordsee) als kleine, übereinanderliegende Fächer am Kontinentalabhang ("slope apron"), entstanden entlang einer aktiven Störungszone an einem passiven Kontinentalrand. Ähnliche Slope-apron-Turbiditabfolgen werden von SURLYK (1978, 1984) auch aus dem Jura Ostgrönlands beschrieben.

Daß die Sedimentationsgeschichte submariner Turbiditsysteme stark von der Beckengeometrie abhängt und kontrolliert wird, haben Hsu et al. (1980) am Beispiel des Ventura-Beckens (Kalifornien) deutlich aufgezeigt, wo ähnliche Turbiditabfolgen mit den gängigen Modellen nicht erklärt werden können, da die Sedimentation parallel zur Trogachse erfolgte.

Einige Hinweise ergeben sich auch aus der Zusammensetzung der Sedimente. DICKINSON & SUCZEK (1979), INGERSOLL & SUCZEK (1979), DICKINSON & VALLO-NI (1980), DICKINSON et al. (1983) haben auf die engen Zusammenhänge zwischen der petrographischen Zusammensetzung von Sandsteinen und dem plattentektonischen Environment, in dem sie abgelagert werden, hingewiesen (Zusammenfassung in DICKINSON, 1985, 1988) und für Sandsteine 9 "provenance types" (Herkunfts-Typen) aufgestellt. Einzelne plattentektonische Environments sind in der Regel durch eine bestimmte "Petrofazies" charakterisiert. Allerdings spielen neben der Tektonik auch die Art der Verwitterung (Klima) sowie Transport- und Diageneseprozesse teilweise eine große Rolle und beeinflussen die Zusammensetzung von Sandsteinen (DICKINSON, 1988 u.a.). MACK (1984) hat beispielsweise darauf hingewiesen, daß in den gebräuchlichen Dreiecksdarstellungen (DICKINSON & SUC-ZEK, 1979; DICKINSON, 1985, 1988) nicht alle Sandsteine in die Felder der einzelnen aufgestellten "provenance types" (Herkunfts-Typen) plotten. Der Grund liegt darin, daß es

- 1) Übergangsbereiche zwischen einzelnen plattentektonischen Environments gibt,
- 2) die Verwitterung teilweise eine große Rolle spielt,
- nicht alle plattentektonischen Environments berücksichtigt wurden (z.B. Strike Slip Becken), und daß
- karbonatische Gesteinsbruchstücke bei der Erfassung der Zusammensetzung meist nicht berücksichtigt wurden.

Die Sandsteine der Erlachgraben-Formation entsprechen den "Quartzolithic sandstones" sensu DICKINSON (1988), enthalten wechselnde Mengen an mono-, polykristallinen Quarzen und Gesteinsbruchstücken, wenig Feldspäte (meist zwischen 5 und 15 %) und keine vulkanische Gesteinsbruchstücke. Die Sandsteine plotten im Qm-F-Lt-Diagramm und Qt-F-L-Diagramm in das Feld der "recycled orogen provenances", was auf Aufarbeitung eines herausgehobenen Faltengebirges hinweist.

MAYNARD, VALLONI & YU (1982) haben darauf hingewiesen, daß Sandsteine mit >40 % Quarz (mono- + polykristalliner Quarz) ausschließlich vor passiven Kontinentalrändern abgelagert werden. Auch die Quarzgehalte der Erlachgraben-Formation sind durchwegs recht hoch, fast immer >30 %, in vielen Fällen >40 %, was als Hinweis für Ablagerung vor einem passiven Kontinentalrand gewertet werden kann. Sandsteine dieser Zusammensetzung treten vielfach auch in Strike-Slip-Becken auf.

Zusammenfassend kann für die Erlachgraben-Formation folgendes festgehalten werden. Es sind submarine Sedimente, die im wesentlichen aus hochkonzentrierten, untergeordnet aus niedrigkonzentrierten Turbiditströmen und submarinen debris flows hervorgegangen sind. Spurenfossilien (*Nereites*-Assoziation, *Zoophycos*) sprechen für bathyale Ablagerungsbedingungen, sodaß als Ablagerungsraum der ehemalige Kontinentalabhang wahrscheinlich ist. Mangelnde Aufschlußverhältnisse erlauben keine Aussage darüber, ob es sich um Sedimente eines submarinen Fächers mit ausgeprägten Rinnen-Levee-Komplexen oder um kleine, übereinanderliegende Fächer am Kontinentalabhang ("slope aprons") handelt, auf denen ebenfalls submarine Rinnen entwickelt sein können.

Aus der Petrofazies geht hervor, daß das Liefergebiet aus diversen metamorphen Gesteinen (diverse Gneise, Glimmerschiefer, Phyllite) und Sedimenten/Metasedimenten eines herausgehobenen Faltengebirges aufgebaut war. Der hohe Quarzgehalt der Sedimente weist auf Ablagerung vor einem passiven Kontinentalrand. Anzeichen für einen aktiven Kontinentalrand (Subduktionszone, "Magmatic arc-settings"), vor allem vulkanische Gesteinsbruchstücke, fehlen vollkommen.

1.1.2.6. Profil Hermsberg

Das Profil ist an der Straße vom Nötschgraben nach Hermsberg mit einer Mächtigkeit von rund 75 m relativ schlecht aufgeschlossen und wurde erstmals von KODSI (1967a) und KODSI & FLÜGEL (1970) beschrieben (Abb. 4, Profil C).

Es besteht aus einer Abfolge von dunklen, meist siltigen Tonschiefern, die mitunter Bioturbation zeigen und im tiefern Abschnitt selten, im höheren Abschnitt des Profils relativ häufig Fossilien (v.a. Brachiopoden, im höheren Abschnitt auch Einzelkorallen und Crinoidenstielglieder) führen.

Eingeschaltet in diese Tonschiefer sind im tieferen Profilabschnitt bis zu mehrere dm mächtige Sandsteinbänke mit selten schlecht erkennbarer Schrägschichtung und dünnen, matrixgestützten Konglomeratlagen (Parakonglomerate: bis 5 cm große, gut gerundete Quarzgerölle "schwimmen" in einer siltigen Grundmasse). Im höheren Teil sind dagegen stark fossilführende, tonig-kalkige Bänke mit massenhaft Brachiopoden (Productiden), Crinoidenstielgliedern und Einzelkorallen zwischengeschaltet, teilweise handelt es sich dabei um relativ dicht gepackte Brachiopodenschillagen. Im Profil nimmt also nach oben der grobklastische Einfluß deutlich ab und die Fossilführung deutlich zu (siehe Abb. 4, Profil C).



1.1.2.7. Sedimentpetrographie und Mikrofazies

Sandsteine zeigen dieselben texturellen und kompositionellen Merkmale wie im Profil Erlachgraben oder im Raum Pölland. Es sind unreife, schlecht sortierte lithische Arenite-Wacken mit überwiegend subangularen Komponenten in Form von diversen metamorphen Gesteinsbruchstücken, mono- und polykristallinem Quarz, phyllitischen Gesteinsbruchstücken, detritischen Feldspäten mit ähnlichem Chemismus wie im Profil Erlachgraben und Pölland, detritischen Glimmern und viel phyllosilikatischer Matrix (Tabelle 1,2). Granat ist auch in diesen Sandsteinen eine bereits im Dünnschliff häufig auftretende akzessorische Komponente.

Daneben finden sich schlecht bis sehr schlecht sortierte biogenführende Sandsteine mit denselben detritischen Komponenten wie vorher und zusätzlich verschiedenen Biogenresten: Echinodermenreste, Gastropoden, diverse Schalenreste, Foraminiferen, (?) Bryozoen, runde (?) Algen oder (?) Brachiopodenstacheln (rekristallisiert). Diese Sandsteine sind karbonatisch zementiert (Taf. 2, Fig. 2).

Weiters finden sich bioturbate, biogenführende Siltsteine mit stark umkristallisierten Biogenresten (Schalenreste, Echinodermenreste, Gastropoden, Ostracoden).

Innerhalb stärker kalkiger Bänke konnten folgende Mikrofaziestypen beobachtet werden:

Biomikrit (Wackestone) bestehend aus dunkler mikritischer, stark toniger bioturbater Grundmasse mit kleinen Biogenen (Bryozoen, Schalenreste, Echinodermenreste, Ostracoden, Spiculae oder ?Radiolarien, Foraminiferen: *Tetrataxis conica, Tetrataxis* cf. *incurva, Parathurammina, Paramillerella, Archaediscus* div. sp., *Globivalvulina, Endothyracea* u.a.) sowie mehrere cm-große, in situ zerbrochene Einzelkorallen, die z.T. von Algen umkrustet sind (Taf. 2, Fig. 3).

Weiters finden sich leicht geschichtete, mikritische biogenführende Siltsteine, bioturbat, mit relativ viel organischem Material (?Pflanzenreste). Locker eingestreut sind recht gut erhaltene Algenreste, die parallel zur Schichtung leicht eingeregelt sind, sowie einige Foraminiferen (u.a. *Tetrataxis*), Schalenreste, Crinoidenreste, Brachiopodenstacheln und Bryozoenreste.

Auffallend sind Algenmikrite (Algen-Wackestone; Taf. 2, Fig. 4) aus bioturbater, dunkler, stark toniger Grundmasse mit massenhaft verschieden großen, rundlichen bis länglich-ovalen Querschnitten teilweise gut erhaltener Algenreste (Dasycladaceen), die teilweise von mikritischen Algen onkoidartig umkrustet sind (jedoch nicht in situ!). Untergeordnet finden sich Schalenreste (z.T. punctat) von Brachiopoden, Gastropoden, Foraminiferen (*Tetralaxis* u.a.), Echinidenstacheln, Korallenreste und Ostracoden.

Versuche, aus den kalkigen Sedimenten Mikrofossilien (Conodonten u.a.) herauszulösen, blieben ohne Erfolg.

Das Profil Hermsberg stellt die hangende Fortsetzung des Profiles Erlachgraben dar. Auch im Bereich Erlachgraben sind im Hangenden entlang einer Forststraße NE der Badstuben über 100 m mächtige feinkörnige, tonig-siltige Sedimente aufgeschlossen, die im tieferen Teil vereinzelt grobklastische Sedimente eingeschaltet haben, im obersten Teil ebenfalls Fossilien enthalten (siehe SCHÖNLAUB, 1985) und von der Badstubbreccie überlagert werden.

1.1.2.8. Interpretation

Die unreifen, meist massigen, ungeschichteten Sandsteine im tieferen Profilabschnitt zeigen dieselbe Zusammensetzung wie jene im Profil Erlachgraben oder im Raum Pölland und werden als niedrig konzentrierte Turbiditströme (low density turbidity currents) interpretiert. Die Parakonglomerateinschaltung dürfte als Debris flow anzusprechen sein, die schlechten Aufschlußverhältnisse lassen keine genaueren Angaben zu.

Bezüglich des Ablagerungsmilieus bzw. der Ablagerungstiefe liefern Spurenfossilien und diverse Makround Mikrofossilien, die vor allem im höheren Profilabschnitt häufig sind, wichtige, wenn auch konträre Hinweise.

Das Auftreten des Spurenfossils Dictyodora liebeana (zusammen mit Zoophycos) (TESSENSOHN, 1972) spricht auf alle Fälle für Sedimentation weit unterhalb der Wellenbasis (bathyal). Dictyodora liebeana ist ein typisches "Flysch-Spurenfossil", das nur in der Nereites-Assoziation auftritt (bathyal), während Zoophycos dagegen für bathymetrische Aussagen wenig geeignet ist, da es sowohl aus Flachwasser- als auch aus Tiefwasserablagerungen bekannt ist (siehe FREY & PEMBERTON, 1984).

Dagegen wurden die in den Sedimenten enthaltenen Fossilien (Brachiopoden, Korallen, Kalkalgen etc.) im-

Tabelle 1.

Petrographische Zusammensetzung von Sandsteinen der Erlachgraben-Formation und Nötsch-Formation (Karbon von Nötsch).

Qm = monokristalliner Quarz; Qp = polykristalliner Quarz; mGBR = metamorphe Gesteinsbruchstücke; Phyll = phyllitische Gesteinsbruchstücke; Fsp = detrische Feldspäte; GI = detritische Glimmer; Kz = Karbonatzement; M = Matrix; Karb.-Komp. = Karbonatkomponeten.

	Qm	Qp	mGBR	Phyll	and. GBR	Fsp	GI	Kz	м	KarbKomp.	Biogene
Erlachgraben-Formation											
Erlachgraben (12)	10,0	21,6	25,2	14,9	0,5	9,0	2,5	1,6	14,9		
Badstuben (3)	7,1	21,2	42,3	6,5	_	4,7	2,7	—	15,4		
Hermsberg, Straßenprofil (6)	8,8	23,3	31,9	4,2	0,3	8,1	5,7	—	17,2		
Hermsberg (1)	8,4	7,3	12,7	2,6	-	6,3	4,6	32,2	2,5	5,8	17,6
Pölland, Profil (21)	7,1	23,3	36,0	7,0	—	7,4	3,7	0,1	15,5		
Pölland (9)	8,1	24,0	37,1	3,4	—	8,0	4,5	—	14,9		
Nötsch-Formation											
Nötschgraben (9)	6,2	23,4	39,1	6,0	0,1	7,7	4,3	0,3	13,0		

In Klammer Anzahl der untersuchten Proben.

Tabelle 2.

Chemische Zusammensetzung detritischer Feldspäte aus Sandsteinen des Karbons von Nötsch (Erlachgraben- und Nötsch-Formation).

	Or	Ab	An	Or (Streubereich)	Ab (Streubereich)	An (Streubereich)	Anzahl der Analysen	Anzahl der Feldspatkörner
Erlachgraben-Formation								
Profil Erlachgraben								
Plagioklase, unverzwillingt	2,9	94,2	2,9	0,7- 6,7	90,7-94,4	2,6- 8,3	100	87
Plagioklase, polysynthet. verzw.	4,1	93,1	2,8	0,9–10,6	87,1-98,7	0,4- 2,3	55	41
Kalifeldspäte (<2 %)	91,3	8,3	0,4	_	_	_	4	4
Metam. Gesteinsbruchstücke:								
Plagioklase	4,7	92,1	3,2	0,1-11,3	86,5-98,7	2,1- 9,7	74	27
Kalifeldspäte	93,5	6,3	0,2	95,6-97,9	2,1- 3,9	0,0- 0,5	8	2
Profil Hermsberg								
Plagioklase unverzwillingt	1,9	95,8	2,3	0,0- 6,0	90,9-98,5	1,5- 3,1	47	30
Plagioklase, polysythet. verzw.	3,0	94,5	2,5	1,3–18,8	78,4-96,8	1,9- 3,8	19	12
Kalifeldspäte (ca. 7 %)	84,6	15,1	0,3	74,5-92,1	6,7-25,5	0,0- 1,2	5	3
Profil Pölland								
Plagioklase unverzwillingt	4,4	88,7	6,9	0,4-15,7	82,6-97,9	1,7- 2,7	127	65
Plagioklase polysynthet. verzw.	4,2	88,3	7,5	1,5–11,7	81,1-96,4	1,9-13,2	51	24
Kalifeldspäte (2 %)	77,6	20,9	1,5	_		-	2	2
Metam. Gesteinsbruchstücke:								
Plagioklase	5,3	88,4	6,3	5,2-13,4	84,7-88,7	1,9- 7,4	30	24
Kalifeldspäte	91,7	7,8	0,5	_	_	_	7	3
Nötsch-Formation								
Plagioklase	4,5	88,3	7,2	0,3-11,1	88,3-99,5	0,2- 0,6	78	61
Kalifeldspäte (10 %)	84,5	15,3	0,2	43,2-90,1	9,6-56,4	0,3- 0,4	9	6
Metam. Gesteinsbruchstücke:								
Plagioklase	3,8	90,8	5,4	0,8- 5,8	83,8-98,3	0,9-10,4	31	21
Kalifeldspäte	76,8	18,8	4,0	_	—	_	1	1

mer als Hinweis für Flachwasser gewertet, und die Sedimente als "Flachwasserbildungen mit Einschwemmungen toniger Trübe" interpretiert (KODSI, 1967a; KODSI & FLÜGEL, 1970). Allerdings sind Einzelkorallen keine Tiefenanzeiger, und Brachiopoden und andere Fossilreste können auch beispielsweise durch Trübeströme in tiefere Meeresbereiche verfrachtet werden. Ein Beispiel dafür liefert die im höheren Abschnitt der Badstub-Formation entwickelte Turbiditfazies mit Konglomeraten, Sandsteinen und Schiefern, die ebenfalls Brachiopoden, Crinoiden u.a. Fossilien enthalten und sogar eine Brachiopodenschillage zwischengeschaltet haben. Ablagerungs- und Lebensraum der Fossilreste muß also nicht unbedingt ident sein. Laut KODSI & FLÜ-GEL (1970) sind die Brachiopoden mit der Stielklappe überwiegend nach unten eingebettet, doch kann dies auch eine Folge der postmortalen Verdriftung und Ablagerung sein.

In Dünnschliffen ist ebenfalls immer wieder zu beobachten, daß mikritisch umkrustete Biogenreste nach der Bildung dieser Mikritrinde umgelagert wurden, wobei diese Biogenreste mit der Mikritrinde zerbrochen sind.

Stellt man alle fazieskritischen Merkmale zusammen – fehlende Hinweise für Sedimentation oberhalb der Wellenbasis (ausgenommen Fossilreste), hoher Anteil an Flachwasserfossilien und bathyale Spurenfossilien – so kommt nach Ansicht des Verfassers als Ablagerungsraum am ehesten der obere Kontinentalabhang in Frage.

1.1.3. Badstub-Formation

Die Erlachgraben-Formation wird von der rund 400 m mächtigen Badstub-Formation überlagert (zur Definition der Badstub-Formation, in der Literatur auch als "Badstubbreccie" bezeichnet, siehe SCHÖNLAUB, 1985).

Die Entstehung der die Badstub-Formation aufbauenden Gesteine ("Badstubbreccie") wurde bisher sehr unterschiedlich gedeutet: als Diabas (FRECH, 1894), vulkanische Breccie (KIESLINGER, 1956), Diabasbreccie (SCHONLAUB, 1973), tektonische Breccie (ANGEL, 1932), metamorpher tholeiitischer Basalt (TEICH, 1982) und sedimentäre Breccie (FELSER, 1936; SCHONLAUB, 1985). Zuletzt konnten KRAINER & MOGESSIE (1991) den sedimentären Charakter der Badstub-Formation eindeutig belegen und interessante Hinweise zur Herkunft der Amphibolite herausarbeiten. Im folgenden werden die wichtigsten Daten dieser Arbeit kurz zusammengefaßt.

1.1.3.1. Lithofazielle Ausbildung

Die Grenze zwischen Erlachgraben-Formation und Badstub-Formation ist nicht scharf ausgeprägt. Sowohl



entlang des Forstweges NE der Badstuben in ca. 1300 m SH als auch unmittelbar N des Jakomini-Steinbruches folgen über den feinkörnigen, teilweise fossilführenden Schiefern der Erlachgraben-Formation zunächst siltig-feinsandige Schüttungen mit vereinzelt etwa 1-2 m mächtigen Breccienlagen zwischengeschaltet. Im mittleren Bereich besteht die Badstub-Formation hauptsächlich aus Amphibolitbreccien mit Bankmächtigkeiten von maximal etwa 2 m und Komponenten bis zu etwa 30 cm (Bereich Jakomini Steinbruch). Zwischengeschaltet sind häufig dm-mächtige Sandund Siltsteinlagen. Die Breccienlagen sind mitunter gradiert, teilweise sind die Gerölle leicht gerundet. Im Bereich des Nötschgrabens ist etwa in der Mitte dieser Abfolge ein mehrere m mächtiger fossilführender Schiefer ("Zwischenschiefer") eingeschaltet.

Im oberen Teil der Abfolge sind die Gerölle durchwegs gerundet, Konglomerate, Sandsteine und Siltsteine wechseln einander ab und bilden mitunter kleine FU-Sequenzen (siehe Abb. 5). Breccien und Konglomerate der Badstub-Formation zeigen oft normale Gradierung (Abb. 6), selten ist innerhalb einer Bank an der Basis inverse Gradierung, darüber normale Gradierung zu beobachten. Viele Breccien- und Konglomeratlagen zeigen auch chaotische Lagerung ("disorganized beds" sensu WALKER, 1975, 1977). Sandsteine sind häufig undeutlich bis deutlich horizontalgeschichtet und ebenfalls gradiert und gehen nach oben mitunter in laminierte bis massige Siltsteine und Schiefer über. Die Siltsteine-Schiefer sind häufig fossilführend und enthalten neben oft massenhaft eingeschwemmten Pflanzenresten (kleine Stammreste) auch Brachiopoden und Crinoidenreste. Nicht selten sind in den Konglomeraten Brachiopoden zu finden. Eingeschaltet ist auch eine rund 60 cm dicke Brachiopodenschillage, die untergeordnet Einzelkorallen und in der Grundmasse Foraminiferen (Tetrataxis) und Brachiopodenstacheln enthält (Taf. 2, Fig. 6). Auch in Sandsteinen sind hin und wieder stark umkristallisierte Fossilreste enthalten.

1.1.3.2. Sedimentpetrographie

Die Breccien und Konglomerate bestehen bis zu 80 %, in feinkörnigeren Bereichen 40–60 %, aus Amphibolitgeröllen. Untergeordnet finden sich Gneis-, Glimmerschiefer-, Quarzit-, Marmor- und Kalkgerölle. Die Matrix ist sandig und zeigt dieselbe Zusammensetzung wie die Sandsteine. Der Matrixgehalt schwankt zwischen 4 % und 50 %, je nachdem ob korn- oder matrixgestützt (siehe Tab. 3a und 3b sowie Taf. 2, Fig. 5).

Die Sandsteine sind texturell und kompositionell unreif. Die Sortierung ist schlecht bis sehr schlecht, die Komponenten sind überwiegend angular. An Komponenten finden sich detritische Hornblenden, Amphibolitfragmente, andere metamorphe Gesteinsbruchstücke (aufgearbeitete Gneise, Glimmerschiefer, Quarzite), detritische Feldspäte (Plagioklase), detritischer Epidot, mono- und polykristalliner Quarz, akzessorisch Granat. Die Grundmasse ist feinkörnig, unter dem Mikroskop nicht mehr auflösbar. Teilweise sind die Sandsteine, auch Konglomerate und Breccien, mit grobspätigem Kalzit zementiert.

Die Herkunft der Amphibolitgerölle konnte durch geochemische Untersuchungen präzisiert werden. Zunächst sei festgehalten, daß hinsichtlich Textur und Struktur verschiedene Typen von Amphibolitgeröllen



auseinandergehalten werden können: grobkörnig – feinkörnig, geschiefert – ungeschiefert, mit und ohne Epidot.

Die chemische Zusammensetzung ist jedoch sehr einheitlich, sowohl hinsichtlich der Haupt- als auch der Spurenelemente. Aufgrund ihrer chemischen Zusammensetzung sind es Abkömmlinge von tholeiitischen Ozeanbodenbasalten, d.h. die Amphibolitgerölle repräsentieren metamorph überprägte Ozeanbodenbasalte. Das Alter der Metamorphose ist allerdings nicht bekannt, möglicherweise erfolgte diese Metamorphose im untersten Karbon.

In ihrer chemischen Zusammensetzung unterscheiden sich die Amphibolitgerölle deutlich von den Amphiboliten des Nötscher Granitzuges.

1.1.3.3. Interpretation

Das strukturelle Inventar und der Fossilinhalt belegen eindeutig die sedimentäre Entstehung der die Badstub-Formation aufbauenden Gesteine. Diese sind überwiegend aus Debris flows und hochkonzentrierten TurbidiAbb. 6.

Gradierte Breccienlage aus der Badstub-Formation, hauptsächlich aus Amphibolitgeröllen sowie einigen teilweise herausgewitterten Karbonatgeröllen bestehend und nach oben in eine dünne, geschichtete Sandsteinlage übergehend.

Aufschluß unmittelbar NW des Jakomini-Steinbruches.

ten hervorgegangen, siltige Zwischenlagen dürften auf niedrigkonzentrierte Turbidite zurückzuführen sein.

Der teilweise beachtliche Gehalt an flachmarinen Fossilresten (v.a. Brachiopoden und Crinoidenreste) und fossilen Pflanzenresten kann als Anzeichen für Ablagerung auf einem proximalen submarinen Fächersystem an einem Kontinentalabhang ("slope apron") gewertet werden. Die Sedimente sind dabei als submarine Rinnenfüllungen aufzufassen.

Ähnliche Sedimente hat beispielsweise SURLYK (1978, 1984) aus Jura/Kreideabfolgen Ostgrönlands beschrieben und als kleine submarine Fächer ("borderland fan") interpretiert, die entlang einer aktiven Störungszone entstanden sind.

Korngröße, schlechter Rundungsgrad der Gerölle (hauptsächlich Breccien) und Zusammensetzung der Sedimente (überwiegend aufgearbeitete Amphibolite) weisen darauf hin, daß die Sedimente nur einen sehr kurzen Transportweg mitgemacht haben und daß es sich möglicherweise um kleine submarine Fächer an einem Kontinentalabhang handelt, die ebenfalls entlang einer aktiven Störungszone entstanden sind. Diese

Petrographie der Badstub-Formation.												
 a) Zusammensetzung von Feinbreccie AG = Amphibolitgerölle; mGBR = m ponenten; KarbZ = Karbonatzeme 	n und F etamorpl ent; M =	einkor ne Ge Matri	nglomerat steinsbru ix.	en. chstüd	cke; Qp	= polył	ristalli	ner Quar	z; Karb)K. = ₩	Karbona	itkom-
	AG	a	ind. mGB	R	Qp	Karl	оК.	and. G	BR P	KarbZ.		М
Mittlerer Profilabschnitt												
Proben B1-B10	60,9		16, 1		1,4	1	,4	_		4,9	1	5,3
Oberer Profilabschnitt												
NW Oberhöher (B11-21)	42,4		28,5		4,5	0	,5	0,9		-	2	23,2
Hermsberg (HB 3-9)	46,6	;	25,1		2,0	-	_	1,0			2	25,4
 b) Zusammensetzung von Sandsteinen. Qm = monokristalliner Quarz; Qp = polykristalliner Quarz; Fsp = detritische Feldspät; GI = detritische Glimmer; Hb = detrit. Hornblenden; Ep = detritische Epidote; Ga = detritische Granate; mGBR = metamorphe Gesteinsbruchstücke; AG = Am- phibolitbruchstücke; Kz = Karbonatzement; M = Matrix; and = andere Komponenten. In Klammer Anzahl der untersuchten Proben. 												
	Qm	Qp	Fsp	GI	Hb	Ep	Ga	mGBR	AG	and	Kz	м
Mittlerer Teil (5)	3,1	3,8	10,8	_	33,1	4,7	_	11,4	15,4	0,4	5,4	12,1
Oberer Teil (3)	4,5	8,4	15,1	0,1	15,8	6,9	0,2	19,8	5,1	4,1	2,5	17,5

Störungszone stand möglicherweise in Verbindung mit Lateralbewegungen ("Strike-Slip-Zone"). Entlang dieser aktiven Störungszone mit "fault scarps" wurden Amphibolitgesteine freigelegt und aufgearbeitet und lieferten den Schutt für die anschließend am Kontinentalabhang entstandenen grobklastischen Fächersysteme.

Der innerhalb der Badstub-Formation eingeschaltete, mehrere m mächtige und fossilführende "Zwischenschiefer", faziell sehr ähnlich der hangendsten Erlachgraben-Formation oder der feinklastischen, fossilführenden Nötsch-Formation, ist entweder als "interfan mudstone", abgelagert zwischen den Fächersystemen, aufzufassen, oder er markiert eine tektonische Ruhephase, während der die normale "Hintergrundsedimentation" weiterlief (siehe auch KRAINER & MOGESSIE, 1991).

Die Sedimente der Badstub-Formation markieren somit eine tektonisch aktive Phase im oberen (obersten) Visé (Sudetische Phase) und sind vermutlich entlang einer während dieser Zeit aktiven Störungszone im Bereich des Kontinentalabhanges entstanden.

1.1.4. Nötsch-Formation

Die Badstub-Formation wird normal sedimentär von der Nötsch-Formation überlagert. Der sedimentäre Übergang ist NW Oberhöher sowie an einem Forstweg unmittelbar westlich Hermsberg (Abb. 4, Profil E) aufgeschlossen. Die Sedimente der Nötschgraben-Formation sind generell sehr schlecht aufgeschlossen (zur Definition der Nötsch-Formation siehe auch SCHÖN-LAUB, 1985).

1.1.4.1. Profil Hermsberg

Im Profil unmittelbar W Hermsberg ist der Übergang folgendermaßen entwickelt (siehe Profil E in Abb. 4). An der Basis ist eine rund 10 m mächtige Abfolge von Amphibolitbreccien (-Konglomeraten) und Sandsteinen mit dünnen siltigen Tonschieferzwischenlagen entwickelt. Die bis 1,5 m mächtigen Amphibolitbreccien sind ungeschichtet, schlecht sortiert, z.T. leicht gradiert. Die bis zu 6 cm großen Gerölle sind meist eckig bis kantengerundet. Neben Amphibolitgeröllen finden sich auch Quarz-, Karbonat- und andere metamorphe Gerölle. Die Amphibolitbreccien zeigen überwiegend Kornstützung, die Grundmasse ist sandig und besteht aus detritischen Hornblenden, Feldspäten, Epidot, Quarz und feinkörnigem Material, vereinzelt kann auch Karbonatzement auftreten. Feinkörnige, dicht gepackte Konglomeratlagen zeigen dieselbe Zusammensetzung, die Gerölle sind überwiegend subgerundet. Auch die Sandsteine sind sehr unreif und zeigen die für die Badstub-Formation charakteristische Zusammensetzung (siehe Tabelle 3a).

Nach einer Aufschlußlücke von einigen m folgen über den Sedimenten der Badstub-Formation fossilführende Siltsteine und Tonschiefer mit zwischengeschalteten Breccien-, Konglomerat- und Sandsteinlagen. Die Fossilführung der feinkörnigen Sedimente ist unterschiedlich stark, z.T. sind Brachiopodenschillagen entwickelt. In einer Lage sind in den Siltsteinen neben locker eingestreuten Kiesgeröllen bis zu 3 cm Korngröße auch massenhaft Brachiopoden enthalten. Crinoidenreste sind ebenfalls recht häufig. Die feinkörnigen Sedimente sind z.T. durchwühlt. Die eingeschalteten Breccien, Konglomerate und Sandsteine zeigen dieselben texturellen und kompositionellen Eigenschaften wie jene der Badstub-Formation an der Basis des Profils.

Die fossilführenden karbonatischen Siltsteine sind ungeschichtet und meist leicht bioturbat. In die karbonatisch-siltige Grundmasse sind neben eckigen Quarzen, Hornblenden, Epidoten, Feldspäten und z.T. grö-Beren metamorphen Gesteinsbruchstücken auch kleinere und größere Fossilreste (Schalenreste von Brachiopoden, Echinodermenreste, Echinidenstacheln, Ostracoden, Foraminiferen und ?Bryozoen) locker eingestreut. Die schwach siltigen, bioturbaten Mudstones führen ebenfalls diverse Schalenreste, Echinodermenreste, Kleinforaminiferen und Bryozoen. Die Biogenreste sind durchwegs umkristallisiert.

1.1.4.2. Aufschlüsse NW Oberhöher

NW Oberhöher folgen über der Badstub-Formation, die im Hangenden konglomeratisch und sandig entwikkelt ist, dunkle, bräunlichgrau verwitternde, stellenweise fossilreiche Schiefer und Siltsteine (Abb. 7), die entlang von Forstwegen z.T. recht gut aufgeschlossen sind. Bezüglich des Fossilinhaltes (Brachiopoden, Bivalven, Korallen, Trilobiten, Bryozoen, Crinoiden, Ga-



stropoden und Pflanzenreste) sei auf die zusammenfassende Darstellung von SCHÖNLAUB (1985) und auf die Arbeit von HAHN & HAHN (1987) verwiesen. Diese feinkörnigen Sedimente sind teilweise verschiefert und zeigen keinerlei sedimentäre Strukturen, sodaß eine Interpretation bezüglich Ablagerungsmechanismus und Ablagerungsraum sehr schwierig ist. Eingeschaltet sind im tieferen Teil der Nötsch-Formation Sandsteine und Konglomerate mit einer für die Badstub-Formation typischen Zusammensetzung sowie bioturbate, ungeschichtete bis leicht geschichtete, sehr schlecht sortierte Biomikrite bis Biosiltite mit großen Crinoidenresten, Schalenresten, umkristallisierten Algenbruchstükken, Brachiopodenstacheln, Foraminiferen (*Tetrataxis* u.a.), Bryozoen- und Gastropodenresten.

Die feinkörnige Abfolge der Nötsch-Formation ist mehrere hundert m mächtig, allerdings sind die höheren Bereiche sehr schlecht bis kaum aufgeschlossen, sodaß es unklar ist, ob es sich hier um primäre oder eventuell tektonisch bedingte Mächtigkeiten handelt. Unklar ist auch die Beziehung dieser feinkörnigen Sedimente zu den grobklastischen Sedimenten am Südrand des Karbons von Nötsch, an der Grenze zum Nötscher Granitzug.

1.1.4.3. Aufschlüsse Nötschgraben (grobklastische Fazies)

An der Ostseite des Nötschgrabens folgen über dem Nötscher Granitzug mit einer Störung rund 8–10 m mächtige Konglomerate mit Korngrößen von vereinzelt bis zu 10 cm. Auch an der Westseite des Nötschgrabens grenzen Konglomerate und Sandsteine an den Granitzug.

Die Konglomerate sind polymikt, enthalten neben viel Quarz- auch Lydit-, Glimmerschiefer-, Granitgneis- und Schwarzschiefergerölle. Die Gerölle sind z.T. leicht eingeregelt. Sedimentstrukturen sind keine erkennbar. Eingeschaltet sind dünne Sandsteine. Nach N gehen die Konglomerate in Sandsteine über.

Die Sandsteine, die laut KODSI & FLÜGEL (1970) 56,7 % Quarz, 25 % Feldspat und 18,3 % Rest enthalten, sind ungeschichtet, schlecht - sehr schlecht sortiert, die Komponenten meist angular bis subangular. Wie in der Erlachgraben-Formation sind auch hier metamorphe Gesteinsbruchstücke und polykristalline Quarze metamorpher Herkunft die häufigsten Komponenten, gefolgt von meist stärker zersetzten detritischen Feldspäten (Albit-Oligoklas, bis zu 10 % Kalifeldspäte), monokristallinen Quarzen, phyllitischen Gesteinsbruchstücken und detritischen Glimmern. Sehr selten finden sich vulkanische Gesteinsbruchstücke (aus Plagioklasleisten bestehend) und sedimentäre Gesteinsbruchstücke in Form von Sandstein- und Kieselschieferfragmenten. Akzessorisch tritt immer wieder Granat, z.T. schon stark zersetzt (chloritisiert) auf. Der Gehalt an feinkörniger Matrix beträgt durchschnittlich 13 %, vereinzelt ist Karbonatzement zu beobachten. Die Sandsteine sind überwiegend als lithische Arenite, untergeordnet als lithische Wacken zu bezeichnen. Die Sandsteine zeigen praktisch dieselbe Zusammensetzung wie jene der Erlachgrabenformation. Dies gilt auch für die diversen Gesteinsbruchstücke und den Chemismus der detritischen Feldspäte, der sich mit jenem der Feldspäte metamorpher Gesteinsbruchstücke deckt (siehe auch Tab. 1,2).

1.1.4.4. Interpretation

Zunächst sei festgehalten, daß schlechte Aufschlußverhältnisse und das Fehlen eindeutiger Faziesindikatoren eine fazielle Interpretation erschweren.

Die fossilführenden Tonschiefer-Siltsteine sind recht ähnlich der hangendsten Entwicklung der Erlachgraben-Formation (Profil Hermsberg, oberer Profilabschnitt), scheinbar setzt sich diese Fazies der hangendsten Erlachgraben-Formation, nach einer Unterbrechung durch grobklastische Schüttungen der Badstub-Formation, in der Nötsch-Formation fort. Abgesehen von den Fossilien gibt es auch in der Nötsch-Formation keine Anzeichen für Flachwasserbildungen. Die grobkörnigen Einschaltungen im basalen Teil der Nötsch-Formation sind im wesentlichen auf Turbiditströme zurückzuführen (Einschaltungen der Badstub-Formation in die Nötsch-Formation). Bei der feinkörnigen Fazies der Nötsch-Formation dürfte es sich daher wiederum um eine Slope-Fazies handeln, entstanden im oberen Bereich eines Kontinentalabhanges.

Die Konglomerate und Sandsteine am Top der Nötsch-Formation, an der Grenze zum Nötscher Granitzug, zeigen keinerlei fazielle oder kompositionelle Unterschiede zur grobklastischen Entwicklung der Erlachgraben-Formation. Nachdem auch nicht bekannt ist, ob diese Sedimente normal sedimentär die feinklastische Fazies der Nötsch-Formation überlagern, könnte es sich dabei auch um eine tektonische Einschuppung der Erlachgraben-Formation handeln. Genauere Aussagen sind auf Grund der schlechten Aufschlußverhältnisse nicht möglich.

1.1.5. Stratigraphische Einstufung des Karbons von Nötsch

Eine zusammenfassende Darstellung der Fossilführung einschließlich Fossillisten ist in der Arbeit von SCHÖNLAUB (1985, cum lit.) enthalten, bezüglich der Trilobiten wird auf die Arbeit von HAHN & HAHN (1987) verwiesen.

Im folgenden werden die wichtigsten Daten kurz zusammengefaßt und diskutiert.

Erlachgraben-Formation

Aus dem tieferen Teil der Erlachgraben-Formation sind lediglich einige schlecht erhaltene Pflanzenreste bekannt. Aus dem Erlachgraben beschreibt PIA (1924) Asterocalamites scrobiculatus (laut TENCHOV, 1980, als Gattung und Art allerdings nicht mehr bestimmbar), Calamites palaeaceus und Calamites ramifer (laut TENCHOV, 1980, beide vermutlich als Mesocalamites cistiiformis zu bestimmen), Gymnoneuropteris carinthiaca, Bowmanites cambransi und Pecopteris sp. Die Bestimmungen dieser sehr schlecht erhaltenen Pflanzenreste sind sehr zu bezweifeln, eine altersmäßige Einstufung damit sehr problematisch. Pecopteris sp. würde beispielsweise auf Oberkarbon (evtl. Namur) weisen.

Aus dem Raum Pölland sind ebenfalls Pflanzenreste bekannt, wobei REMY (in FLÜGEL, 1972) folgende Arten bestimmt hat: *?Pecopteris* sp., *?Neuropteris* sp., *?Alloiopteris* sp., *?Asterophyllites equisetiformis, Calamites* sp. Praktisch alle Bestimmungen sind mit Fragezeichen versehen, also unsicher, daher ist auch die Einstufung in das Westfal A – älteres Stefan (REMY) zu bezweifeln.

Die reichen Fossilfunde im oberen Teil der Erlachgraben-Formation (z.B. Lerchgraben, Straßenprofil Hermsberg) lassen ebenfalls keine genaue Alterseinstufung zu, am wahrscheinlichsten ist nach SCHÖNLAUB(1985) jüngstes Visé bis älteres Namur.

Badstub-Formation

Die sowohl im Zwischenschiefer als auch im oberen Abschnitt der Badstub-Formation enthaltenen Fossilreste (v.a. Brachiopoden und Korallen) sind weitgehend umgearbeitet, lediglich einige Korallen sind bestimmt (siehe SCHÖNLAUB, 1985).

Allerdings lieferten Kalkgerölle aus Amphibolitbreccien Conodonten des oberen Visé (SCHÖNLAUB, 1985). Somit muß die Badstub-Formation jünger sein (oberstes Visé oder jünger, SCHÖNLAUB, 1985; FLÜGEL & SCHÖNLAUB, 1990).

Nötsch-Formation

Feinklastische Sedimente im tieferen Teil der Nötsch-Formation enthalten z.T. reichlich Fossilreste (Brachiopoden, Muscheln, Nautiliden, Trilobiten, Crinoidenreste, Bryozoen, Gastropoden, Korallen, Foraminiferen, Algenreste und Makropflanzenreste, siehe SCHÖNLAUB, 1985; HAHN & HAHN, 1987).

Aufgrund der im tieferen Abschnitt enthaltenen Trilobiten (Fundpunkte NW Oberhöher) setzt die Nötsch-Formation bereits im oberen (?obersten) Visé ein (НАНN & НАНN, 1987) und reicht möglicherweise bis in das Namur, was jedoch bisher biostratigraphisch nicht belegt werden kann.

Nachdem es sich beim Karbon von Nötsch um eine mehr oder weniger ungestörte Abfolge mit der Erlachgraben-Formation als ältestes und der Nötsch-Formation als jüngstes Schichtglied handelt, die Nötsch-Formation im oberen bzw. obersten Visé einsetzt, müssen Badstub-Formation und Erlachgraben-Formation nach dem derzeitigen Stand der Kenntnisse älter sein als die Nötsch-Formation.

Die Erlachgraben-Formation ist demnach in das Visé zu stellen, das Alter der Badstub-Formation kann auf oberstes Visé eingeengt werden, die darüberfolgende Nötsch-Formation setzt ebenfalls noch im obersten Visé ein und reicht wahrscheinlich in das Namur.

1.2. Das Karbon der Veitscher Decke

Das Karbon der Veitscher Decke (östliche Grauwakkenzone, Oberostalpin) zieht in einem Streifen vom Ennstal südlich Liezen über das Palten-Liesing Tal bis in den Raum Leoben und von dort weiter zum Semmering (siehe geol. Karte der Steiermark, FLÜGEL & NEU-BAUER, 1984).

Im Westabschnitt der Veitscher Decke gliedert RATSCHBACHER (1984, 1987) das Karbon in 3 Großfaziesbereiche:

- a) die klastisch-karbonatische Steilbachgraben-Formation (oberes Visé),
- b) die karbonatische Triebenstein-Formation (oberes Visé – Namur) und
- c) die klastisch-karbonatische Sunk-Formation (?Westfal) (Abb. 8).

Die bis zu 150 m mächtigen Sedimente der Sunk-Formation, die eine Coarsening-upward-Sequenz aufbauen, werden als Delta- und Küstenbildungen interpretiert, bei der bis zu 300 m mächtigen Triebenstein-



Abb. 8.

Schematisiertes Profil durch die Karbonabfolge im Westabschnitt der Veitscher Decke.

Umgezeichnet nach RATSCHBACHER (1984, 1987).

Formation ("Triebensteinkalk") soll es sich um eine karbonatische Schelfentwicklung mit einzelnen Biohermen handeln. Zwischen den Biohermen herrschte klastische Sedimentation (Steilbachgraben-Formation), die gesamte Abfolge besteht demnach aus klastischen und karbonatischen, flachmarinen Schelfsedimenten (Details siehe RATSCHBACHER, 1984, 1987).

Innerhalb der Steilbachgraben-Formation treten auch geringmächtige Grüngesteine auf, die von PROCHASKA & EBNER (1989) genauer untersucht wurden. Es sind Metatuffe, die aufgrund ihrer geochemischen Zusammensetzung als Abkömmlinge tholeiitischer Intraplattenbasalte interpretiert werden, entstanden in einem kontinentalen Environment als Folge synsedimentärer Bruchtektonik.

1.2.1. Das Veitscher Karbon an der Typuslokalität (Magnesitbergbau Veitsch)

Das Karbon der Veitsch setzt sich aus fein- bis grobklastischen Sedimenten und Karbonaten, meist in Form von Magnesit, seltener Dolomit zusammen. Eine Korrelation mit dem Westabschnitt der Veitscher Decke ist problematisch.

Basierend auf Fossilfunden, die erstmals KLEBELS-BERG (1926) beschreibt (v.a. Brachiopoden, Muscheln, Trilobiten, Korallen), werden die basalen Feinklastika und Karbonatgesteine in das Visé eingestuft. Die zuletzt von HAHN & HAHN (1977) bearbeitete Trilobitenfauna wird dem Unter-Visé zugeordnet, andere Fossilfunde, vor allem Korallen, belegen ein Alter bis in das Ober-Visé (FELSER, 1977, siehe auch BRIEGLEB, 1971). Die überwiegend grobklastischen Serien im Hangenden (Sandsteine, Konglomerate) werden dagegen dem Oberkarbon zugewiesen und reichen laut FLÜGEL (1964) vom Namur bis in das Westfal B, von FELSER (1977) und anderen Autoren werden sie in das Westfal gestellt. Nach TOLLMANN (1977) folgen diese klastischen Oberkarbonsedimente, die in das Westfal eingestuft werden, mit Schichtlücken (Namur, Sudetische Phase) über dem Unterkarbon.

Das Karbon der Veitsch gehört tektonisch zur Veitscher Decke (Oberostalpin), liegt tektonisch auf zentralalpinem Altkristallin (und zentralalpinem Permomesozoikum) und wird seinerseits von der Norischen Dekke überlagert.

1.2.1.1. Sedimentologie der Karbonatgesteine

Die ursprünglich als biogene Kalke abgelagerten Gesteine sind größtenteils metasomatisch zu Magnesit umgewandelt, nur vereinzelt sind dolomitisierte und nicht umgesetzte Bereiche erhalten, in welchen die primären sedimentären Eigenschaften noch einigermaßen sichtbar sind. Eine solche Abfolge wurde am Nordrand der Lagerstätte am Sattlerkogel, etwa im Bereich der 3. bis 4. Etage aufgenommen (siehe Profil Abb. 9).

Das Profil beginnt mit schwarzgrauen, braun anwitternden, dünnblättrigen Tonschiefern, die z.T. häufig Spuren (Bioturbation) sowie Trilobitenreste zeigen.

Die Tonschiefer sind am Top leicht karbonatisch und leiten in eine mehrere Zehnermeter mächtige Karbonatabfolge über, die im basalen Abschnitt von der Mg-Metasomatose ausgespart wurde. Es handelt sich hierbei um fossilreiche, z.T. stärker tonige Dolomite, die sich grob in folgende Typen aufgliedern lassen:

Mäßig bis dicht gepackter Biosiltit (Floatstone – Rudstone) mit dunkelgrauer, zu Siltit, teilweise sogar zu Sparit, umkristallisierter, tonig verunreinigter Grundmasse. In der untersten Lage, direkt über den Tonschiefern, finden sich an Biogenen häufig Gastropoden- und Brachiopodenschalen, untergeordnet Echinodermenreste (Crinoidenstielglieder, Echinidenstacheln), Korallenbruchstücke sowie Detritus, der sich aus Bryozoen-, Trilobiten- und Ostracodenschalen zusammensetzt.

In einzelnen Bänken treten gehäuft Korallen auf. Längliche Schalenbruchstücke sind mitunter parallel zur Schichtung eingeregelt. Neben Bioklasten finden sich auch kleine, rundliche, dunkelgraue, mikritisch-siltitische Lithoklasten und kleine Biogenreste.

In anderen wiederum überwiegen Echinidenstacheln und Crinoidenstielglieder, während die zuvor genannten Biogenreste stark zurücktreten.

Ein weiterer Mikrofaziestyp sind Crinoiden-Sparite (Crinoidenschuttlagen), überwiegend bis fast ausschließlich aus z.T. dicht gepackten, mehr oder weniger stark umkristallisierten Crinoidenstielgliedern. In einer Lage konnte neben Gradierung auch Schrägschichtung festgestellt werden, woraus eindeutig hervorgeht, daß es sich um eine aufrechte und nicht, wie bisher angenommen, um eine überkippte Abfolge handelt; dies gilt für die Schichtfolge im Liegenden des "Zwischenschiefers".

Mit Hilfe von Ameisensäure wurden 10 dolomitische Karbonatproben aufgelöst und der säureunlösliche Rückstand gezielt auf den Biogengehalt untersucht. Folgende Mikrofauna ist angefallen: agglutinierte Foraminiferen, Skleren von Kieselschwämmen, Stacheln



Abb. 9.

Profilausschnitt aus dem Karbon der Veitsch, aufgenommen am Nordrand der Magnesitlagerstätte am Sattlerkogel (Veitsch), im Bereich der 3. bis 4. Etage.

von Brachiopoden, Bruchstücke von Bryozoen, Kleingastropoden, Crinoidenstiel- und -armglieder, Echinidenskelettelemente und z.T. stark skulpturierte Ostracoden. Der Erhaltungszustand ist nur bei wenigen Proben gut, sonst sind die Biogene stark angelöst.

Wirklich gut erhaltene Mikrofaunen konnten nur aus megaskopisch erkennbaren, verkieselten Karbonatgesteinen gewonnen werden. Die Mikrofauna ist aufgrund des Fehlens von Conodonten stratigraphisch nicht verwertbar, erlaubt dagegen jedoch Aussagen über die Ablagerungsbedingungen der Karbonatgesteine. Demnach sind die Karbonatsedimente des Visé an der Typuslokalität Veitsch Ablagerungen des flacheren Wassers, die Wassertiefen liegen zwischen 10 und 50 m. Es gibt keine Hinweise für sehr flaches Wasser oder gar Ablagerungsbedingungen des Inter- oder Supratidals, sondern es handelt sich durchgehend um subtidale Schelfsedimente mit normal salinaren Bedingungen (frdl. Mitt. Prof. MOSTLER, Innsbruck).

FELSER & SIEGL (1973) diskutieren eine sedimentäre Entstehung der Magnesite in einem

" ... meist schlecht durchlüfteten Lagunen- bzw. Stillwasser-Bereich (back-reef), mit den für sie typischen, organisch-kohligen Begleitsedimenten, in einer labilen Beckenzone ... "

Nach den genannten Autoren war

" ... dieses marine, wahrscheinlich schwach salinare, aber vor allem sauerstoff-freie, CO2-reiche Milieu (Fe- und z.T. H2S-hältig) der Bildungsraum der Spatmagnesite ... "

Crinoiden, die im Magnesit und im benachbarten Gestein enthalten sind, konnten

" ... auf Grund ihrer langen Stiele auch noch in einem schlecht durchlüfteten Bodenwasser leben, da ihre Kelche in besser durchlüftete Regionen hinaufreichen ... (!)"

Diese Vorstellung ist völlig unhaltbar.

Zur Genese des "Zwischenschiefers"

Der sogenannte Zwischenschiefer setzt sich aus stark tektonisierten Sedimentgesteinen zusammen und stellt zweifellos ein tektonisches Element dar, das die aufrechte Liegendeinheit, die zuvor kurz beschrieben wurde, von der Hangendeinheit, nahezu ausschließlich aus Magnesit bestehend, trennt. Anhand von Pulveraufnahmen (Diffraktometeranalyse) wurden Quarz, Muskowit und Chlorit, letzterer vom Typus Leuchtenbergit, nachgewiesen. Um den Chlorit hinsichtlich des Chemismus genauer zu erfassen, wurden Mikrosondenanalysen durchgeführt (Analytiker: Dr. R. TESSADRI, Innsbruck); demnach handelt es sich um Sheridanite nach HEY (1954), die dem Leuchtenbergit sehr nahestehen (MgO-Gehalte schwanken zwischen 28,01 und 29,07 %).

Aufgrund dieses Sachverhaltes ist es durchaus zulässig, von einer Leukophyllitbildung zu sprechen, die im Zuge der alpidischen Gebirgsbildung entstand, wobei das Magnesium vom Magnesit herleitbar ist.

1.2.1.2. Klastische Sedimente

Die jüngsten Sedimente der Karbonabfolge der Veitscher Decke sind überwiegend bis ausschließlich klastisch entwickelt. Im Westabschnitt der Veitscher Dekke wurden die jüngsten Sedimente der Karbonabfolge als Sunk-Formation zusammengefaßt und dem Westfal A-C zugeordnet, stellenweise soll die Sunk-Formation bis in das oberste Karbon hinaufreichen und von Unterperm überlagert werden (RATSCHBACHER, 1984, 1987).

Die klastisch-karbonatische Entwicklung der Sunk-Formation besteht aus Konglomeraten, Sandsteinen, Metapeliten, Graphitschiefern und fossilführenden Karbonaten. Die Sedimente, deren Abfolge einen "coarsening-upward-Trend" (regressive Abfolge) zeigen, werden als Delta- und Küstensedimente gedeutet (RATSCH-BACHER, 1984, 1987).

Im Ostabschnitt der Veitscher Decke ist der jüngste Abschnitt der Karbonabfolge weniger gut bekannt. In der Veitsch ist eine überwiegend klastisch entwickelte, aus Konglomeraten und Sandsteinen aufgebaute Serie aufgeschlossen. Bei den Sandsteinen handelt es sich um mäßig bis schlecht sortierte, angulare bis subangulare, teilweise deutlich metamorph überprägte lithische Arenite.

Der Anteil an metamorphen polykristallinen Quarzen, metamorphen Gesteinsbruchstücken (aus polykristallinem Quarz, Glimmer und Feldspäten bestehend) und diversen Phyllitbruchstücken (aufgearbeitetes Altpaläozoikum) ist hoch. Monokristalline Quarze sind dagegen selten, ebenso detritische Feldspäte. Vereinzelt ist ein relativ hoher Gehalt an detritischen Glimmern (teilweise stärker zersetzt, teilweise metamorph weitergewachsen) zu beobachten. Der Matrixgehalt ist ebenfalls recht hoch. Es handelt sich um eine feinglimmerige (sericitische), rekristallisierte Grundmasse mit feinkörnigem Quarz, der in einzelnen Lagen zu Polygonquarz sammelkristallisiert ist. Selten ist auch Karbonatzement vorhanden.

Entsprechend ihrer geringen texturellen und kompositionellen Reife dürfte es sich bei diesen Sedimenten um fluviatile Ablagerungen handeln.

Eine Korrelation dieser Abfolge mit jener im Westabschnitt der Veitscher Decke ist schwierig (siehe auch RATSCHBACHER, 1984), vermutlich handelt es sich dabei um Äquivalente der Sunk-Formation.

1.2.1.3. Paläobotanische Bemerkungen

Aus dem höheren Teil der Karbonabfolge der Veitscher Decke sind von verschiedenen Lokalitäten zwischen dem Semmering und St. Michael bei Lassing fossile Pflanzenreste bekannt (z.B. STUR, 1871, 1883; JONGMANS, 1938b; VAN AMEROM & BOERSMA, 1974; TEN-CHOV, 1980), beispielsweise von der Lokalität Klamm/ Semmering Calamites suckowii, Neuropteris gigantea, Lepidodendron cf. goepperti und Sigillaria sp., oder vom Graphitschurf bei Kaisersberg Alethopteris Ionchitica und Neuropteris heterophylla. Wichtige stratigraphische Formen enthält auch die zuletzt von VAN AMEROM & BOERSMA (1974) von der Lokalität Wurmalpe bei Leoben bearbeitete Flora, die sich aus folgenden Taxa zusammensetzt: Calamites sp., Sphenophyllum cuneifolium, Alethopteris decurrens, Alethopteris cf. ambigua, Linopteris cf. regniezii, Syringodendron sp. Gruppe Rhytidolepis, Sigillariophyllum sp. und Stigmaria ficoides.

Von stratigraphischer Bedeutung sind die Formen Alethopteris lonchitica, Alethopteris decurrens, Neuropteris heterophylla (= N. loshi) und Sphenophyllum cuneifolium. Die Hauptverbreitung von Alethopteris lonchitica liegt im Westfal A, von Alethopteris decurrens und Neuropteris heterophylla (= N. loshi) reicht die Hauptverbreitung vom höheren Westfal A bis in das tiefere Westfal C, und das Vorkommen von Sphenophyllum cuneifolium endet im tieferen Westfal C (WAGNER, 1984). Nach VAN AMEROM & BOERSMA (1974) deutet das Vorkommen von Linopteris cf. regniezii auf Westfal C.

Somit läßt sich aus der bisher bekannten fossilen Flora Westfal A-C ableiten. Florenelemente des Westfal D und Stefan sind bisher aus dem Karbon der Veitscher Decke nicht bekannt. Damit unterscheidet sich diese Flora auch deutlich von den Stefanfloren der Karnischen Alpen, Gurktaler Decke und Steinacher Decke.

Dies bedeutet auch, daß die jüngsten Karbonsedimente der Veitscher Decke noch vor der in den Karnischen Alpen im höheren Westfal abgelaufenen Hauptorogenese abgelagert wurden und somit die gesamte Karbonabfolge der Veitscher Decke noch den "synorogenen" Sedimenten zuzurechnen ist, was auch die von RATSCHBACHER (1984) geäußerte Feststellung erklärt, daß innerhalb der von ihm untersuchten Karbonprofile keinerlei Schichtlücken oder Diskordanzen zu erkennen sind.

1.3. Das Karbon im Grazer Paläozoikum

Im Grazer Paläozoikum (Rannachfazies) folgen über dem oberdevonischen Steinbergkalk die maximal rund 40 m mächtigen Sanzenkogelschichten, die in Form von pelagischen Kalken mit Einschaltungen eines Schiefer-Lydit-Phosphorithorizontes im tieferen Abschnitt (Tournai) und mehreren geringmächtigen Lydithorizonten im oberen Abschnitt (Visé) entwickelt sind.

Die Sanzenkogelschichten folgen stellenweise mit einer Schichtlücke (Tournai) über dem Steinbergkalk (FLÜGEL & ZIEGLER, 1957; KODSI, 1967c), an einigen Stellen ist jedoch in den Sanzenkogelschichten das gesamte Unterkarbon (cul-III), auch das Tournai entwikkelt (NÖSSING, 1975), wenngleich auch sehr geringmächtig (siehe EBNER, 1976, 1977, 1978). Die Oberen Sanzenkogelschichten reichen z.T. noch bis in das Namur A (E2) hinauf (EBNER, 1977). Die stratigraphische Einstufung erfolgte durchwegs mit Conodonten.

Nach einer Emersionsphase, verbunden mit einer Schichtlücke und teilweiser Aufarbeitung des Untergrundes setzt innerhalb des Namur B mit Flachwasserkalken die Folge der Dult ein. Die Basiskalke der Folge der Dult liegen transgressiv auf verschieden alten Kalken der Oberen Sanzenkogelschichten, an einer Stelle sind die gesamten Oberen Sanzenkogelschichten dieser Erosionsphase, die zeitlich die Homoceras-Stufe umfaßt, zum Opfer gefallen (EBNER, 1977, 1978).

Die Basiskalke verzahnen lateral mit Kalkschiefern und Schiefern und zeigen nach oben Anzeichen von Trockenfallen (Trockenrisse), stellenweise finden sich am Top der Basiskalke subaerische Erosionsflächen mit Hämatitanreicherung, die eine Erosionslücke (Namur C-?Westfal A) anzeigt (EBNER, 1977, 1978). Stellenweise geht die Sedimentation in Form von Schiefern und eingeschalteten flachmarinen Kalken mit Birdseye-Strukturen, die eine spärliche Conodontenfauna des höchsten Namur bis tiefen Westfal lieferten, weiter (siehe EBNER, 1977, 1978). Genauere Daten betreffend Fazies und Ablagerungsbedingungen liegen über die Folge der Dult nicht vor.

1.4. Das Karbon des Gurktaler Deckensystems

Im Bereich des Gurktaler Deckensystems (Stolzalpendecke) reicht die Karbonatsedimentation ebenfalls stellenweise bis in das Unterkarbon. NEUBAUER & PI-STOTNIK (1984) beschreiben vom Schelmberg geringmächtige (0,6 m) Flaserkalke mit einer Conodonten-Mischfauna aus Oberdevon- und Unterkarbonelementen, wobei die jüngsten Elemente höheres Visé anzeigen.

Über den oberdevonischen, stellenweise unterkarbonischen Karbonaten folgen z.T. noch Kalkschiefer, graugrünliche Tonschiefer und Lydite (Aich bei Althofen) oder Lydite, die ihrerseits noch von einigen Zehnermeter mächtigen Grauwacken und Schiefern überlagert werden (Schelmberg) (NEUBAUER & HERZOG 1985). Diese Lydite führen eine Conodonten-Mischfauna des dol und cu (bis cull β/γ), die Lyditbildung erfolgte im oberen Tournai (*anchoralis latus*-Zone). Die darüberfolgenden Grauwacken und Tonschiefer dürften klastische Tiefseesedimente darstellen und sind entsprechend in das obere Tournai-Namur zu stellen.

2. Synorogene Sedimente (Visé-Westfal) der Südalpen

2.1. Das Hochwipfelkarbon der Karnischen Alpen

Das Hauptverbreitungsgebiet des Hochwipfelkarbons in den Karnischen Alpen liegt zwischen Plöckenpaß – Valentintal im W und Naßfeld – Rudnigbach im E. Das westlichste Vorkommen liegt in der Umgebung des Wolayer Sees, nach Osten setzt sich das Hochwipfelkarbon über die östlichen Karnischen Alpen in die Karawanken fort mit den wichtigsten Aufschlüssen in den östlichen Karawanken im Bereich Trögern ("Trögener Flysch").

Der Begriff "Hochwipfelschichten" geht auf KAHLER & METZ (1955) zurück, darunter wurden sämtliche feinklastischen Gesteine vom Ordovizium bis in das Karbon zusammengefaßt. FRECH (1894) spricht bereits von Kulm (Culm), versteht darunter feinklastische Sedimente mit Einlagerungen von schwarzen Kieselschiefern, Grauwacken und

" ... conglomeratischen Bänken, deren Rollsteine schwarze, aus dem Silur stammende Kieselschiefer sind, während die weißen Quarzkiesel der Nötscher Schichten fehlen ... "

FRECH (1894) hat auch die Vulkanite und damit vergesellschafteten Sedimente des Monte Dimon zum Kulm gerechnet und damit unter Kulm teilweise schon dieselbe Abfolge verstanden, die heute als "Hochwipfelschichten" bzw. "Hochwipfelkarbon" bezeichnet wird.

Allerdings war ursprünglich eine Unterscheidung zwischen Schiefern des älteren Paläozoikums (z.B. Graptolithenschiefer) und des Karbons schwierig, sodaß von einigen Autoren sämtliche Schiefer in das Altpaläozoikum gestellt wurden (z.B. GEYER, 1895, 1897; TARAMEL-LI, 1895), andere Autoren haben wiederum, basierend auf Pflanzenfossilfunden, auch karbonische Schiefer abgetrennt. Auch FRECH (1894) hat den Großteil der heute als Hochwipfelschichten bezeichneten Sedimente (Karbon) noch in das Silur gestellt.

STUR (1871) beschreibt bereits von verschiedenen Stellen der Karnischen Alpen "Fossilien des Kohlenkalk" (= Unterkarbon) (vgl. auch STUR, 1856. S. 424-428). Von der Grünen Schneid (W Plöckenpaß) beschreibt FRECH (1894) vom Ostabhang des Kollinkofels Archaeocalamites radiatus. Auch aus der Umgebung der Marinelli-Hütte (SW Plöckenpaß) haben VINASSA DE RE-GNY (1906) und GORTANI (1906) eine kleine Karbonflora beschrieben. Karbonische Pflanzenreste haben u.a. auch KRAUSE (1906), FLÜGEL & GRÄF (1959), VAI (1962), PÖLSLER (1969), HERITSCH (1928, 1929) und VAN AMEROM et al. (1983) beschrieben. Bezüglich Abgrenzung und Definition der Begriffe Hochwipfelfazies, Hochwipfelschichten, Hochwipfelkarbon wird auf KAHLER (1962) und besonders auf die ausführliche Diskussion bei FLÜ-GEL et al. (1959) und VAN AMEROM et al. (1983) verwiesen.

Das Hochwipfelkarbon (Hochwipfelschichten im heutigen Sinne) umfaßt eine rund 1000 m mächtige Sedimentabfolge, die zeitlich vom Visé bis in das Westfal B reicht, was eben durch Pflanzenfossilfunde (VAN AME-ROM et al., 1983) und Sporenuntersuchungen (FRANCA-VILLA, 1966) belegt ist. Das Hochwipfelkarbon ("Herzynischer Flysch") wird untergliedert in die Hochwipfel-Formation und Dimon-Formation (SELLI, 1963; SPALLETTA et al., 1980). Von verschiedenen Stellen sind aus der Hochwipfel-Formation dazitische Ganggesteine bekannt, die zeitlich zwischen Hochwipfel-Formation und Auernig-Formation eingeordnet werden (SCHÖNLAUB, 1985b).

2.1.1. Hochwipfel-Formation

Die Hochwipfel-Formation liegt auf verschieden altem Untergrund, übergreift laut VAN AMEROM et al. (1983) Ordovizium bis Unterkarbon. Häufig liegt die Hochwipfel-Formation auf diversen Devonkalken, auf Unterkarbonkalken (Kronhofkalk, Kirchbachkalk) oder Kieselschiefern der Bischofalm-Fazies (Zollner-Formation) (siehe auch SCHÖNLAUB, 1985b).

Die Karbonatsedimentation reicht verschieden weit in das Unterkarbon hinauf, z.B. auf der Grünen Schneid bis in die Pericyclus-Stufe (GEDIK, 1974), im Kronhofgraben bis in das cullα (SCHÖNLAUB, 1969), am Monte Zermula bis in das culli (FERRARI & VAI, 1966; MANZONI, 1966), stellenweise bis in das cull α - γ bzw. bis an die Visé/Namur-Grenze (Kirchbach-Kalk, POLSLER, 1967, 1969). Es sind durchwegs sehr geringmächtige pelagische Kalke, die häufig durch Schichtlücken und Mischfaunen charakterisiert sind. Beim Kirchbachkalk, der im Plöckenpaß-Pipeline Stollen (PÖLSLER, 1967, 1969) und im Bereich des Hochwipfel (SCHONLAUB, 1981, 1983) aufgeschlossen ist, handelt es sich um tonreiche, hellgraue, dichte, Crinoiden-führende Knollenkalke, die in die klastischen Sedimente der Hochwipfel-Formation eingeschaltet sind.

Die Überlagerung devonischer und unterkarbonischer Kalke durch die Hochwipfelformation ist an einigen Stellen aufgeschlossen, beispielsweise westlich vom Valentintörl, nördlich der Marinelli-Hütte, auf der Grünen Schneid (westlich-südwestlich des Plöckenpasses) und im Bereich südlich des Schwarzwipfel und des Schönwipfel (östliche Karnische Alpen).

Westlich des Valentintörls folgt über z.T. sehr geringmächtigen Oberdevonkalken (vgl. SCHÖNLAUB, 1985b) mit einer Kollapsbreccie die Hochwipfel-Formation. Diese Basalbreccie besteht aus dm-großen, eckigen Devonkalkgeröllen des lokalen Untergrundes, zwischen den Komponenten findet sich feinkörnige, dunkle Grundmasse. Die Devonkalke scheinen mehr oder weniger in situ zerbrochen zu sein, größere Transportweiten sind mit Sicherheit auszuschließen. Über dieser nur wenige m mächtigen Basalbreccie folgen zunächst stark tektonisch gestörte feinklastische Sedimente. Darüber folgen weniger stark gestörte gröberklastische Sedimente, die z.T. schön ausgebildete FU-Sequenzen (teilweise vollständige Bouma-Sequenzen) zeigen. An Lithofaziestypen finden sich gradierte Lyditbreccien, massige und gradierte, meist grobkörnige Sandsteine, horizontalgeschichtete feinkörnige Sandsteine, feinkörnige Sandsteine-Siltsteine mit Strömungsrippeln und Rippelschrägschichtung und feinkörnige Siltsteine--Tonschiefer. Vereinzelt sind synsedimentäre Deformationsstrukturen (Entwässerungsstrukturen) und Strömungsmarken auf Schichtunterseiten zu beobachten.

Auf der Grünen Schneid (Cresta Verde, bei Grenzstein n 129) folgt über grauen, flaserigen, Cephalopoden-führenden Kalken des Unterkarbons (Kronhofkalk) eine ungefähr 5 cm dicke, braune Kalklage mit cm-großen Lyditgeröllen locker eingestreut, überlagert von ca. 1,5 m mächtigen Schiefern. Darüber folgt dann eine mehrere m mächtige Breccie mit Geröllen bis zu 1 m. Hauptsächlich handelt es sich um Karbonatgerölle, untergeordnet Lyditgerölle, die Grundmasse ist sandig. Die weitere Abfolge ist gestört.

Im Sattelbereich selbst sind Silt- und Sandsteine, oft im mm-Bereich wechsellagernd, z.T. mit kleinen Strömungsrippeln und Rippelschrägschichtung, sowie eingeschaltete Lyditbreccien mit bis zu mehrere cm großen Lyditgeröllen, und Sandsteine mit selten eingeschwemmten Pflanzenresten (Calamiten-Stammreste). Nach Westen überwiegen dann Sandsteine und Lyditbreccien.

Am Ostabhang des Kollinkofels sind in die (?basalen) Hochwipfelschichten bis zu mehrere Zehnermeter große Devonkalkblöcke (Cellonkalk) eingeschaltet, was bereits FRECH (1894) erwähnt. Dabei ist es allerdings unklar, ob es sich um Olistolithe oder um tektonisch eingeschuppte Devonkalkschollen handelt. Auf alle Fälle ist dieser Bereich tektonisch stark überprägt.

Auch im Bereich des Rauchkofelbodens (NW Valentintörl) sind in die siltig-feinsandigen, teilweise mit Lyditbreccien wechsellagernden Hochwipfelschichten mehrere m bis mehrere Zehnermeter große Blöcke von Megaerella- und Valentinkalk eingeschaltet, die eventuell als Olistolithe zu deuten sind. Hier ist nämlich keine stärkere tektonische Überprägung zu beobachten. In den östlichen Karnischen Alpen finden sich in den Hochwipfelschichten der Kesselwaldeinheit ebenfalls Schollen von devonischen Flaserkalken, die eventuell auch als Olistolithe zu deuten sind (HERZOG, 1988).

Nördlich der Marinelli-Hütte liegen Hochwipfelschichten auf Devonkalken, die ein karstähnliches Relief aufweisen. Hohlräume und taschenartige Einsenkungen sind teilweise mit Kalzit ausgefüllt, darüber folgen dann feinkörnige, siltige, selten sandige, karbonatisch zementierte Sedimente mit aufgearbeiteten Devonkalkgeröllen. Auch Kalzitfüllungen werden teilweise wieder aufgearbeitet.

Auch NE der Marinelli-Hütte weist der steilstehende Devonkalk ein Erosionsrelief auf, das mit flach nach S einfallenden, kieseligen, sandigen und feinbrecciösen, karbonatisch zementierten Sedimenten der Hochwipfel-Formation aufgefüllt ist.

Südlich des Schwarzwipfel in den östlichen Karnischen Alpen ist die direkte Auflagerung der Hochwipfel-Formation auf Devonkalken ebenfalls aufgeschlossen (siehe HERZOG, 1988).

Über den Devonkalken (Flaserkalke der oberen marginifera-Zone, dolll α) folgen mit einer deutlichen Winkeldiskordanz teilweise Schiefer, die taschenförmig in die Devonkalke eingreifen, teilweise ein wenige m mächtiges monomiktes Kalkkonglomerat mit bis zu 0,5 m großen, grauen, filamentführenden, eckigen Flaserkalkgeröllen des doll β (III α). Die Matrix des meist sehr dicht gepackten Kalkkonglomerates besteht aus grünlichem, teilweise karbonatischem, tonig-siltigem Material. Teilweise ist Drucklösung zu beobachten.

Über dem Kalkkonglomerat folgen feinkörnige Sandsteine und Schiefer mit einer für die Hochwipfel-Formation typischen Zusammensetzung. Lokal sind über dem Kalkkonglomerat auch mehrere dm mächtige gebankte Lydite mit einer Conodontenmischfauna (dolð bis cull β/γ) entwickelt (HERZOG, 1988). Die Lydite sind geschichtet, bestehen aus mikrokristallinem Quarz mit lagenweise geringen Mengen an tonigem Material. Vereinzelt sind Radiolarienumrisse und Spiculae zu beobachten.

Im Bereich des Schönwipfels (1913 m, östliche Karnische Alpen, siehe HERZOG, 1988) folgt über grünen Schiefern mit Karbonateinschaltungen des Devons (dol γ bis doll α) und über roten und grauen devonischen Kalkkonglomeraten das "Schönwipfelkonglomerat". Die Mächtigkeit dieses monomikten, schlecht sortierten, komponenten- und matrixgestützten Konglomerates beträgt maximal rund 22 m, nimmt aber lateral rasch ab. Das Konglomerat besteht fast ausschließlich aus Flaserkalkgeröllen (bis 0,7 m groß), auch Flaserkalkschollen mit bis zu 5 m Länge sind enthalten. Stellenweise finden sich auch Lydit- und Kieselschiefergerölle.

Über dem Schönwipfelkonglomerat folgen z.T. gebankte Lydite, die Conodonten der anchoralis-latus-Zone, teilweise Mischfaunen vom doll bis cull β/γ enthalten. Darüber bzw. direkt über dem Schönwipfelkonglomerat liegen bis zu 2 m mächtige Lyditbreccien (Gerölle mit Conodonten des dol δ bis cul(II)), überlagert von Hochwipfel-Sandsteinen und eingeschalteten Lyditbreccien.

Da die Conodontenmischfaunen in den Lyditen der basalen Hochwipfel-Formation den Zeitbereich der Schichtlücke zwischen dem variszischen Untergrund und dem Beginn der Hochwipfelsedimentation (cull β/γ) vollständig abdecken (HERZOG, 1988), kommen subaerische Prozesse (Heraushebung des Basements über den Meeresspiegel) als Ursache für diese Schichtlücke zumindest in diesem Bereich nicht in Frage.

2.1.1.1. Fazielle Entwicklung

Aufgrund der starken variszischen und alpidischen tektonischen Überprägung sind vollständige Profile durch die Hochwipfelformation nicht erhalten, aufgeschlossen sind immer nur Teilprofile, deren stratigraphische Position innerhalb der Gesamtabfolge in den meisten Fällen mangels an Fossilien nicht bekannt ist.

Basierend auf Schwermineraluntersuchungen (SCHNABEL, 1976) läßt sich jedoch grob eine Liegendserie mit Zirkon, Turmalin, Rutil und Apatit, sowie eine Hangendserie mit starker Granatvormacht und Epidot-Zoisit sowie Hornblende auseinanderhalten.

Tiefere Anteile der Hochwipfel-Formation sind unter anderem W des Valentintörls, auf der Grünen Schneid und nördlich der Marinelli-Hütte aufgeschlossen, ebenso im Bereich der östlichen Karnischen Alpen (HERZOG, 1988).

Westlich des Valentintörls und nördlich der Marinelli-Hütte (Pic Chiadin) ist der tiefere Abschnitt der Hochwipfel-Formation in einer typischen Turbiditfazies entwickelt (Abb. 10). Es sind zyklische Abfolgen, die sich aus folgenden Lithofaziestypen zusammensetzen und FU-Kleinsequenzen (z.T. Bouma-Sequenzen) bilden (vgl. auch VAN AMEROM et al., 1983) (in Klammer sind jeweils die entsprechenden Lithofaziestypen und Ent-

Abb. 10.

Die Abfolge ist aus FU-Kleinsequenzen (z.T. vollständige Bouma-Sequenzen) aufgebaut. Die Kleinsequenzen bilden übergeordnete, deutlich ausgeprägte "thickening- and coarsening-upward" Sequenzen (jeweils durch Pfeile markiert).



Profilausschnitt aus der Hochwipfel-Formation im Bereich des Pic Chiadin NW der Marinelli-Hütte.

stehungsbedingungen nach PICKERING et al., 1989, angeführt):

- O Lyditbreccien, meist mehrere dm, selten >1 m mächtig, häufig gradiert, Komponenten meist eckig, hauptsächlich dunkle Kieselschiefer-(Lydit-)gerölle mit Korngrößen von maximal einigen cm, selten auch bis gut 10 cm große feinkörnige Resedimentgerölle, komponentengestütztes Korngefüge (Facies A 2.3 – normally graded gravel, Entstehung aus hochkonzentrierten Turbiditströmen).
- Mudflows mit cm-großen Geröllen (hpts. Lydit), matrixgestütztes Gefüge (Facies A 1.3 – disorganized gravelly mud, Entstehung aus kohäsiven Mudflows [Debris flows]).
- Massige, z.T. leicht gradierte Sandsteine, meist einige dm mächtig (Facies B 1.1 – thick/medium bedded, disorganized sands). Entstehung aus hochkonzentrierten Turbiditströmen).
- Horizontalgeschichtete Sandsteine, mitunter gradiert, bis zu mehrere dm mächtig (Facies B 2.1 – parallel-stratified sands). Entstehung aus hochkonzentrierten Turbiditströmen).
- Siltsteine und feinkörnige Sandsteine mit Strömungsrippeln und Rippelschrägschichtung, zwischengeschaltet oft feinkörnige Siltsteine-Tonschiefer, verbreitet synsedimentäre Deformationsstrukturen (Entwässerungsstrukturen) (Facies Group C 2 – organized sand – mud couplets, v.a. Facies C 2.3, Entstehung hauptsächlich aus niedrigkonzentrierten Turbiditströmen).
- Horizontalgeschichtete und teilweise gradierte Siltsteine, mitunter synsedimentäre Deformationsstrukturen (Facies D 2.1 – graded-stratified silt, Entstehung aus niedrigkonzentrierten Turbiditströmen).
- Tonig-siltige Lagen, teilweise laminiert und mit kleindimensionalen Strömungsrippeln (Facies D 2.3

 thin regular silt and mudlaminae, Entstehung hauptsächlich aus niedrigkonzentrierten Turbiditströmen, möglicherweise auch aus schwachen Bodenströmungen).

Selten sind an den Schichtunterseiten Strömungsmarken zu erkennen, vereinzelt konnten auch schlecht erhaltene Spurenfossilien beobachtet werden (z.B. auf der Grünen Schneid). Ein Detailprofil aus dem tieferen Teil der Hochwipfel-Formation, aufgenommen im Bereich des Pic Chiadin (N Marinelli-Hütte, Abb. 10) entlang des Steiges, gibt einen guten Einblick in die fazielle Entwicklung. An dieser Stelle sei auch festgehalten, daß die Übersichtsprofile von VAN AMEROM et al. (1983) sehr mit Vorsicht zu betrachten sind, da diese Abfolgen durchwegs tektonisch stark gestört sind.

SPALLETTA et al. (1980) und SPALLETTA & VENTURINI (1988) unterscheiden innerhalb der Hochwipfel-Formation 4 verschiedene Faziesbereiche:

- a) Sandig-pelitische Turbiditfazies.
- b) Kalkbreccien (hpts. Olisthostrome), beschränkt auf die basalen Anteile.
- c) Siliziklastische Breccien ("Lyditbreccien").
- d) Siliziklastische "pebbly mudstones", Konglomerate und massige Sandsteine.

Innerhalb der Hochwipfel-Formation überwiegt meist die "sandig-pelitische Turbiditfazies", in den tieferen Teilen ist diese vergesellschaftet mit Kalkbreccien, siliziklastischen Breccien und auch mit Konglomeraten. Stellenweise sind in die sandig-tonige Fazies auch Kieselschiefer eingeschaltet (z.B. Waidegger Höhe – Leitenkogel). Die Konglomeratfazies, vergesellschaftet mit sandig-pelitischen Sedimenten, ist auch im ?mittleren Teil entwickelt, z.B. in mächtiger, leider schlecht aufgeschlossener Form N des Hochwipfel in ca. 1600 m SH mit Geröllen bis gut 30 cm (Abb. 11), auch im Bereich Dellacher und Unterbuchacher Alm (SPALLETTA & VENTURINI, 1988) und an anderen Stellen sind Konglomerate eingeschaltet.

Die massige Sandsteinfazies (z.B. im Ausgang des Döbernitzengrabens) ist durch ein granatreiches Schwermineralspektrum gekennzeichnet und scheint daher für den höheren Abschnitt der Hochwipfel-Formation charakteristisch zu sein.

Pflanzenreste (meist schwer bestimmbare Stammreste) sind aus der Hochwipfel-Formation von vielen Stellen bekannt.

2.1.1.2. Sedimentpetrographie

Aus der Hochwipfel-Formation wurden Sedimente von folgenden Lokalitäten untersucht: W Valentintörl, Grüne Schneid, Umgebung der Marinelli-Hütte, Bereich

Abb. 11.

Matrixreiches, polymiktes, schlecht sortiertes, ungeschichtetes Konglomerat (Debris Flow) aus der Hochwipfel-Formation im Bereich des Döbernitzenbaches nördlich des Hochwipfel.



Döbernitzengraben (südlich Treßdorf) und Bereich Schönwipfel (zur petrographischen Zusammensetzung siehe auch Tab. 4).

Die petrographische Zusammensetzung der Sandsteine aus den basalen Anteilen der Hochwipfel-Formation (W Valentintörl, Grüne Schneid und Marinelli-Hütte) ist sehr einheitlich, die einzelnen Sandsteine unterscheiden sich nur unwesentlich voneinander.

Es sind ungeschichtete, selten geschichtete Sandsteine, sehr schlecht bis schlecht (grob-mittelkörnig) bzw. mäßig gut sortiert (feinkörnig), die Komponenten sind überwiegend angular bis subangular, teilweise auch subgerundet.

Häufigste Komponenten (siehe Tabelle 4 und Taf. 3, Fig. 1-3) sind verschiedene Typen von Kieselschiefern, vereinzelt mit noch deutlich erkennbaren Radiolarienumrissen (Taf. 3, Fig. 2), mono- und polykristalline Quarze und diverse metamorphe Gesteinsbruchstücke. Auch ein geringer Anteil an vulkanischen Gesteinsbruchstücken ist fast in jedem Schliff vorhanden. Hier muß darauf hingewiesen werden, daß nicht immer sicher zwischen sedimentären Kieselschieferfragmenten und vulkanischem Chert unterschieden werden kann. Auch bei den monokristallinen Quarzen ist ein teilweise Anteil Porphyrquarzen beträchtlicher an (Grüne Schneid, Marinelli-Hütte; Taf. 3, Fig. 1,2) zu beobachten, die allerdings nur in seltenen Fällen eindeutig als solche zu erkennen sind (Korrosionsbuchten, anhaftende vulkanische Grundmasse). Neben sauren Vulkaniten (Porphyrquarze) wurden auch basische Vulkanite aufgearbeitet (vulkanische Gesteinsbruchstücke aus Plagioklasleisten, selten).

An sedimentären Gesteinsbruchstücken finden sich neben den Kieselschiefern auch feinklastische, tonigsiltige Gesteinsbruchstücke, z.T. sind sämtliche Übergänge zwischen Kieselschiefern und Tonschiefern zu beobachten.

Detritische Feldspäte, hauptsächlich sind es albitreiche Plagioklase, untergeordnet Kalifeldspäte, sind in mäßigen Prozentsätzen vorhanden (Taf. 3, Fig. 3). Feldspäte sind meist mehr oder weniger stark zersetzt, vereinzelt auch frisch, unverzwillingt oder polysynthetisch verzwillingt, selten kombiniert mit Karlsbader Zwillingen. Perthite sind selten. Detritische Feldspäte erreichen oft Korngrößen von 1 mm und mehr.

Detritische Glimmer, hauptsächlich in Form von Muskowit, sind selten oder fehlen vollkommen. Akzessorisch sind im Schliff Zirkon, Apatit und Turmalin und opake Komponenten zu beobachten. Die Grundmasse besteht zum überwiegenden Teil aus feinkörniger Matrix und opakem Material, sehr selten ist Zement in Form von Fe-Karbonatrhomboedern vorhanden (verdrängt randlich Quarz). Die feinkörnige Matrix ist teilweise auf die diagenetische Zersetzung von detritischen Feldspäten zurückzuführen.

Eine etwas andere Zusammensetzung zeigen die Sandsteine im Bereich des Döbernitzenbaches. Die dort aufgeschlossenen Sandsteine sind aufgrund ihres schon im Dünnschliff auffallenden detritischen Granatund Epidotgehaltes im SM-Spektrum nach SCHNABEL (1976) den höheren Hochwipfelschichten zuzurechnen. Sie unterscheiden sich von den vorhin besprochenen Sandsteinen auch durch etwas höhere Gehalte an metamorphen Gesteinsbruchstücken, vulkanischen Gesteinsbruchstücken und detritischen Feldspäten, einen deutlich höheren Anteil an feinkörniger Grundmasse sowie deutlich weniger Kieselschieferfragmente (Tabelle 4).

Feinkonglomerate sind durch einen relativ hohen Gehalt an vulkanischen Komponenten und sedimentären Gesteinsbruchstücken sowie relativ viel Karbonatzement charakterisiert (Tab. 4; Taf. 3, Fig. 4). Sie sind meist schlecht sortiert, die Komponenten sind teilweise gerundet. Bei den vulkanischen Komponenten konnten 3 Typen unterschieden werden:

- a) Dunkle, aus radialstrahligen feinen Mineralen zusammengesetzte Komponenten.
- b) Aus teilweise recht großen Plagioklasleisten, die ein ophitisches Gefüge bilden, bestehend. Plagioklase sind häufig jedoch stark zersetzt, teilweise chloritisiert oder von Karbonat verdrängt.
- c) Vulkanische Komponenten bestehend aus feinkörniger vulkanischer Grundmasse mit Einsprenglingen aus Porphyrquarz und Feldspäten (porphyrisches Gefüge).

An sedimentären Gesteinsbruchstücken finden sich neben Kieselschiefern und Lyditen auch aufgearbeitete Silt-Sandsteinkomponenten und mikritische Karbonatgerölle mit vereinzelt umkristallisierten Fossilresten.

Die Grundmasse besteht aus feinkörniger Matrix und feinkörnigem Karbonatzement, der v.a. detritische Feldspäte, randlich auch Quarz verdrängt.

Konglomerate sind innerhalb der Hochwipfel-Formation von verschiedenen Lokalitäten bekannt (HERITSCH, 1930; FLÜGEL & SCHÖNLAUB, 1990; SPALLETTA & VENTURI-NI, 1988; HERZOG, 1988), erreichen z.T. Mächtigkeiten von über 100 m und Gerölldurchmesser von über 1 m und werden als submarine Rinnenfüllungen interpretiert.

An Komponenten finden sich diverse Sandstein-Siltstein-Schiefergerölle, Quarz-, Quarzit-, helle und dunkle Kieselschiefer-, diverse Kalkgerölle und in den östlichen Karnischen Alpen auch Granitgerölle (HERZOG, 1988).

Bei den aufgearbeiteten Kalkgeröllen handelt es sich hauptsächlich um verschiedene Devonkalke des variszischen Untergrundes, vereinzelt finden sich aber auch exotische Kalkgerölle des Visé, deren Mikrofaziestypen die Herkunft von einem flachmarinen Schelfbereich anzeigen ("open marine to restricted shallow carbonate shelf of platform type", FLÜGEL & SCHÖNLAUB, 1990).

2.1.1.3. Faziesinterpretation

Die beschriebenen Lithofaziestypen, die die Hochwipfel-Formation aufbauen, belegen eindeutig, daß es sich dabei um klastische Tiefseesedimente mit Flyschcharakter handelt. Dies wird auch durch den Fund des Spurenfossils *Dictyodora* (ABEL, 1935) untermauert.

Die Sedimente entstanden überwiegend aus verschiedenen Typen von Turbiditströmen, untergeordnet auch in Form von submarinen Debris flows und Mudflows. Die Ablagerung feinklastischer Sedimente ist eventuell auch auf Bodenströmungen zurückzuführen, teilweise handelt es sich dabei wohl auch um hemipelagische Sedimente.

Vereinzelt sind vollständige Bouma-Sequenzen entwickelt (Abb. 10), in der feinkörnigen, tonig-siltigen Fazies sind Bouma-Sequenzen vielfach unvollständig (C-D-E oder D-E-Sequenzen).

Die grobklastischen Sedimente, die vielerorts an der Basis der Hochwipfel-Formation entwickelt sind (z.B.

Tabelle 4.

Petrographische Zusammensetzung von Sandsteinen der Hochwipfel-Formation der Karnischen Alpen und Karawanken. Qm = monokristalliner Quarz; Qp = polykristalliner Quarz; mGBR = metamorphe Gesteinsbruchstücke; Phyll = phyllitische Gesteinsbruchstücke; vGBR = vulkanische Gesteinsbruchstücke, sGBR = sedimentäre Gesteinsbruchstücke; Fsp = detritische Feldspäte; Gl = detritische Glimmer, SM = Schwerminerale; Z = Zement; M = Matrix. In Klammer Anzahl der untersuchten Proben.

	Qm	Qp	mGBR	Phyll	vGBR	sGBR	Kieselsch.	Fsp	GI	SM	Z	М
Karnische Alpen					T							
Wolayer Gletscher (7)	17,2	16,7	13,9	3,0	0,6	3,9	17,9	11,2	0,1	_	_	15,5
Grüne Schneid (7)	15,8	10,8	11,4	0,1	0,8	6,6	26,7	8,7	0,5	_		18,6
Marinelli-Hütte, unt. Teil (21)	19,3	9,0	9,8	1,7	1,7	0,1	29,1	9,7	0,1	_	0,2	19,4
Marinelli-Hütte, ober. Teil (10)	18,7	7,5	10,3	0,9	-	<u> </u>	10,8	22,2	1,0	-	0,4	28,1
Döbernitzen, Sandsteine (7)	10,6	9,8	18,6	2,1	7,0	_	7,2	14,0	0,9	1,3	0,1	28,3
Döbernitzen, Feinkongl. (8)	5,6	15,1	11,0	0,4	15,3	12,1	14,2	4,7	0,4	0,6	9,3	11,2
Schönwipfel (3)	16,2	14,9	18,0		-	2,1	9,7	14,2	4,5	_	—	20,4
Karawanken												
Trögern (5)	11,0	10,2	10,2	11,5	4,6	1,2	8,8	8,1	0,5	—	3,3	30,6
Smertnik-Graben (5)	8,8	9,9	11,5	24,4	0,6	—	3,4	9,0	1,9	_	1,2	29,3
Lesnik (4)	11,8	11,7	18,3	15,1	0,7	0,8	7,6	12,5	1,8	_	4,2	15,5

SPALLETTA et al., 1980), stehen in Zusammenhang mit dem Niederbrechen der devonisch/unterkarbonischen Karbonatplattform und der Herausbildung des Tiefseetroges (v.a. die Entstehung der Olisthostrome). Die in den feinkörnigen Flyschsedimenten vereinzelt auftretenden größeren Karbonatschollen dürften z.T. als Olistolithe zu interpretieren sein.

Die grobklastischen, z.T. mächtigen Einschaltungen von diversen Konglomeraten innerhalb der Hochwipfel-Formation (SPALLETTA & VENTURINI, 1988) werden als Füllungen verschieden großer submariner Rinnen gedeutet.

Detaillierte Angaben über das Environment, ob es sich um Sedimente submariner Fächer oder ob es sich um Ablagerungen des Abhanges (slope apron) handelt, welche Wassertiefen geherrscht haben, können nicht gemacht werden. *Dictyodora*, ein typisches Flysch-Spurenfossil, gehört der *Nereites*-Assoziation an, was zumindest auf bathyale Ablagerungsbedingungen hinweist.

Über Schüttungsrichtungen gibt es aus der Hochwipfel-Formation keine Daten.

Aus der Petrofazies lassen sich einige zusätzliche Angaben ableiten: Bei den Sandsteinen handelt es sich um lithische Wacken, untergeordnet um arkosische Wacken. Die sandigen Sedimente sind reich an Quarz, v.a. an Kieselschieferfragmenten, führen einen mäßig hohen Anteil an detritischen Feldspäten (Plagioklase) und einen hohen Anteil an diversen Gesteinsbruchstükken (v.a. metamorphe und diverse sedimentäre Gesteinsbruchstücke, vulkanische Gesteinsbruchstücke sind selten). Entsprechend ihrer Zusammensetzung können die Sandsteine auch als "Quartzolithic sandstones" im Sinne von DICKINSON (1985) bezeichnet werden.

Daraus läßt sich einmal ein Liefergebiet aus metamorphen Gesteinen ableiten (metamorphe Gesteinsbruchstücke, mono- und polykristalliner Quarz, z.T. detritische Feldspäte, detritische Glimmer; vor allem im höheren Teil der Abfolge, wo auch Schwerminerale metamorpher Herkunft dominieren – vgl. SCHNABEL, 1976), auch sedimentäre Gesteine des lokalen Basements wurden aufgearbeitet (vor allem Kieselschiefer, auch klastische Sedimente und Karbonate – letztere vor allem in gröberklastischen Sedimenten). Vulkanische Gesteine sind dagegen scheinbar nur untergeordnet aufgearbeitet worden (vulkanische Gesteinsbruchstücke, Porphyrquarze, z.T. vermutlich auch detritische Feldspäte), soferne hier das Bild nicht durch die Verwitterung verfälscht wurde – Vulkanite sind allgemein sehr verwitterungsanfällig.

Im Qm-F-Lt- und Qt-F-L-Diagramm plotten die meisten untersuchten Proben in das Feld der "Recycled Orogenes", teilweise auch in das Feld der "Magmatic Arc Provenances".

2.1.2. Dimon-Formation

Mit einem normalen, sedimentären Übergang folgt über der Hochwipfel-Formation die Dimon-Formation, die jedoch nur vom italienischen Anteil der Karnischen Alpen bekannt ist. Möglicherweise handelt es sich bei der Plenge-Formation ebenfalls um ein Äquivalent der Dimon-Formation (SCHÖNLAUB, 1985b). Die über 300 m mächtige Abfolge der Dimon-Formation wird nach SPALLETTA et al. (1980) in 4 informelle Member gegliedert:

- Arenite des Monte Terzo: Siltsteine und Sandsteine (arkosische Grauwacken) in Flyschfazies.
- Bis über 200 m mächtige basische Vulkanite und Vulkanoklastika: Abfolge von vulkanischen Breccien, massigen Diabasen, Pillow-Laven, Pillow-Breccien, Hyaloklastiten, Tuffen und Agglomeraten. Untergeordnet treten auch Keratophyre sowie saure bis intermediäre Vulkanite auf.
- O Rote und grüne hemipelagische Tonschiefer.
- O Vulkanoklastische Turbidite.

Das Hauptverbreitungsgebiet der Dimon-Formation liegt im Bereich des Monte Dimon, östlich von Timau (Typuslokalität), Aufschlüsse finden sich aber auch weiter im Osten, z.B. nördlich von Paularo (VENTURINI, 1990b, Geol. Karte). Eine ausführliche sedimentologische Beschreibung der Dimon-Formation ist in der Arbeit von SPALLETTA et al. (1980) enthalten.

2.2. Das Hochwipfelkarbon der Karawanken

In den Karawanken sind die Verhältnisse ganz ähnlich wie in den Karnischen Alpen. Die kontinuierliche Karbonatsedimentation reicht bis in das Oberdevon II, höheres Oberdevon und tieferes Unterkarbon sind nur lückenhaft entwickelt und häufig treten Conodonten-Mischfaunen auf. Höheres Oberdevon ist nur in Form von Aufarbeitungsprodukten (Kalkgeröllen) bekannt, höheres Unterkarbon (Visé) transgrediert teilweise diskordant über ein altes Relief und ist einerseits in Form von Kalkkonglomeraten (Kalkgerölle des Oberdevons in einer Matrix mit Conodonten des cuIII), andererseits in Form von pelagischen Knollenkalken mit Goniatiten, Orthoceren und Crinoiden (cuIII, *bilineatus bilineatus*-Zone) entwickelt (TESSENSOHN, 1969, 1974a,b).

Diese Karbonatfazies des höchsten Unterkarbons wird von mächtigen klastischen Tiefseesedimenten überlagert, die bereits TESSENSOHN (1968, 1971) sedimentologisch untersucht und als "Unterkarbon-Flysch" bezeichnet hat.

2.2.1. Fazielle Entwicklung

TESSENSOHN (1971) unterscheidet eine "Normalfazies" im zentralen Bereich des Tiefseetroges, eine Südfazies und eine Nordfazies, die den Nordrand des Tiefseetroges darstellen soll.

Die "Normalfazies" besteht aus einer eintönigen Serie von Tonschiefern, Siltsteinen und Grauwacken in einer regelmäßigen Wechsellagerung. Lyditbreccien sind ebenfalls eingeschaltet. Sandsteine sind bis 2 m mächtig, an der Basis z.T. konglomeratisch, häufig gradiert, mitunter auch massig. Siltsteine und feinkörnige Sandsteine sind horizontalgeschichtet oder zeigen Strömungsrippeln mit interner Rippelschrägschichtung, synsedimentäre Deformationsstrukturen sind häufig. Auf Schichtunterseiten finden sich verschiedene Marken (load casts, flute casts, groove casts und Schleifmarken). Spurenfossilien sind häufig, v.a. *Dictyodora* und *Nereites*, ferner *Palaeodictyon, Phycosiphon* und *Lophoctenium* (*Nereites*-Assoziation) (Details siehe TESSENSOHN, 1968, 1971).

Im Süden ("Südfazies") sind in diese "Normalfazies" gröberklastische Bildungen eingeschaltet, und zwar "Fluxoturbidite" (hauptsächlich in Form von Lyditbreccien), bis 100 m mächtige Parakonglomerate, Mudflows (Kieselschiefer-Mudflows) und Olisthostrome.

Parakonglomerate sind sowohl mono- als auch polymikt, nicht gradiert, meist mit chaotischer Lagerung und Geröllen mit bis zu 80 cm Durchmesser, vereinzelt mit Tonschiefer-Schollen von 1–2 m Länge. Dachziegellagerung zeigt eine nach N gerichtete Transportrichtung.

Mudflows sind charakterisiert durch tonige Grundmasse, in der eckige Schollen von hellen Kieselschiefern und dunklen Lyditen mit Slumping-Strukturen schwimmen. Die größten Kieselschieferschollen sind rund 1,5 m lang und 30 cm dick. Ähnlich wie in den Karnischen Alpen dürften auch in den Karawanken Kieselschiefer und Lydite auf den basalen Teil der Abfolge beschränkt sein, eine biostratigraphische Datierung dieser Kieselschiefer und Lydite steht noch aus. TESSENSOHN (1971) beschreibt auch einen 20–30 m mächtigen Olisthostrom bestehend aus eckigen Kalkgeröllen und Kalkblöcken (v.a. Goniatitenkalke des cu-III) mit bis zu 1 m Durchmesser in einer tonigen Matrix. Conodonten aus verschiedenen Kalkgeröllen dieses Olisthostroms belegen eine Zeitspanne vom unteren Oberdevon bis zum höchsten Unterkarbon. In unmittelbarer Umgebung dieses Olisthostromes schwimmen in den feinkörnigen Tiefseesedimenten riesige Kalkschollen oberdevonisch-unterkarbonischen Alters mit einer Länge von bis zu 200 m. Es handelt sich dabei möglicherweise um eingeglittene Karbonatschollen (Olistolithe).

Die Sedimente des Nordrandes des Tiefseetroges zeigen eine Grauwackenvormacht, Parakonglomerate sind mitunter zwischengeschaltet.

Teilweise sind in dieser Nordrandfazies typische FU-Sequenzen entwickelt, die aus folgenden Lithofaziestypen aufgebaut sind (Detailprofil, aufgenommen im Smertnik-Bach/Trögern, rund 250 m oberhalb der Straße, siehe Abb. 12):

Über siltigen Tonschiefern folgt eine mehrere dmmächtige, gradierte, an der Basis leicht feinkiesige Sandsteinbank, im oberen Teil mit synsedimentären Deformationsstrukturen. An der Basis dieser Sandsteinbank sind Strömungsmarken zu beobachten.

Darüber folgen geringmächtige feinkörnige Sandsteine mit kleinen Strömungsrippeln und Rippelschrägschichtung, teilweise durch synsedimentäre Deformationsstrukturen überprägt. Diese gehen nach oben in horizontalgeschichtete Feinsand-Siltsteine und schließlich in Siltsteine mit einer eingeschalteten dünnen Sandsteinbank mit Strömungsrippeln über. Darüber



Abb. 12.

Detailausschnitt aus der Hochwipfel-Formation mit einer kompletten Bouma-Sequenz, aufgeschlossen im Smertnik-Bach/Trögern, ca. 250 m oberhalb der Straße.

folgt dann die nächste Sequenz, die wiederum mit einer gradierten Sandsteinbank einsetzt, überlagert von Siltsteinen mit eingeschalteten dünnen Sandsteinbänken mit Strömungsrippeln und Rippelschrägschichtung. Ähnliche Sequenzen sind auch im Trögener Bach und an anderen Stellen aufgeschlossen (vgl. auch TESSEN-SOHN, 1971, Abb. 6).

2.2.2. Sedimentpetrographie

Eine bereits recht ausführliche sedimentpetrographische Analyse ist in der Arbeit von TESSENSOHN (1971) enthalten. In dieser Arbeit werden aus polymikten Konglomeraten folgende Gerölltypen aufgelistet: Grauwakken-Siltstein-Tonschiefer-Gerölle, Kieselschiefer- und Lyditgerölle, diverse vulkanische Gerölle (Spilite, Keratophyre, basische und saure Tuffe), Crinoidenkalk-, Arkose- und diverse metamorphe Gerölle (Gneise, Gangquarze; in der Nordrandfazies ferner Phyllite, Glimmerschiefer und diverse Quarzite).

Auch die Sandsteine, die als lithische Grauwacken bezeichnet werden, sind in der Nordrandfazies durch das häufige Auftreten von phyllitischen bzw. metamorphen Gesteinsbruchstücken charakterisiert. Dies kann auch durch eigene Untersuchungen bestätigt werden. Alle untersuchten Proben entstammen der Nordrandfazies und lassen sich sedimentpetrographisch folgendermaßen charakterisieren: Es sind sehr schlecht bis schlecht sortierte, angulare bis subangulare lithische Wacken, teilweise mit subparallel eingeregelten länglichen Komponenten, teilweise mit matrixgestütztem Gefüge sowie folgenden Komponenten: monokristalline Quarze, überwiegend undulös, selten auch nicht undulös und sehr rein (?Porphyrquarze), diverse Typen polykristalliner Quarze metamorphen Ursprungs, metamorphe Gesteinsbruchstücke (meist phyllitisch, selten grobkörn folgenden Komponenten: monokristalline Quarze, überwiegend undulös, selten auch nicht undulös und sehr rein (?Porphyrquarze), diverse Typen polykristalliner Quarze metamorphen Ursprungs, metamorphe Gesteinsbruchstücke (meist phyllitisch, selten grobkörn folgenden Komponenten: monokristalline Quarze, überwiegend undulös, selten auch nicht undulös und sehr rein (?Porphyrquarze), diverse Typen polykristalliner Quarze metamorphen Ursprungs, metamorphe Gesteinsbruchstücke (meist phyllitisch, selten grobkörnige Verwachsungen von Qz-Fsp, Qz-Fsp-Gl), vereinzelt vulkanische Gesteinsbruchstücke (aus feinkörniger, meist opaker Grundmasse und Plagioklasleisten bestehend, häufig stärker zersetzt), sedimentäre Gesteinsbruchstücke in Form feinkörniger Sandstein-Siltsteinfragmente (selten) und diverser Kieselschiefer (siehe auch Tab. 4 sowie Taf. 3, Fig. 5,6).

Detritische Feldspäte sind häufig stärker zersetzt (serizitisiert, z.T. Phyllosilikatpseudomorphosen nach Feldspat) oder von Karbonat verdrängt, unverzwillingt und polysynthetisch verzwillingt, selten perthitisch, vereinzelt in recht großen Körnern.

Bezüglich ihrer chemischen Zusammensetzung handelt es sich bei den detritischen Feldspäten überwiegend um Albite (Or meist <3), selten Oligoklase (Or bis 22), der Anteil an Kalifeldspäten (Or>72, An<1) liegt unter 5 %. Feldspäte in metamorphen Gesteinsbruchstücken (Albite mit Or<10, An<4) und vulkanischen Gesteinsbruchstücken (Albite mit Or<5, An<5) zeigen im wesentlichen dieselbe Variationsbreite wie die detritischen Albite.

Akzessorisch konnten Turmalin, Zirkon und Apatit beobachtet werden. Bei den detritischen Glimmern überwiegt Muskowit neben z.T. entmischtem Biotit, selten ist auch Chlorit vorhanden. Der Gehalt an feinkörniger silikatischer Grundmasse ist meist hoch und teilweise auf die diagenetische Zersetzung detritischer Feldspäte zurückzuführen. Mitunter ist auch eine Unterscheidung von feinkörniger Grundmasse und stärker zersetzten phyllitischen Gesteinsbruchstücken schwer bis unmöglich. Die Grundmasse besteht untergeordnet auch aus opakem Material und vereinzelt aus diagenetisch gebildetem, Fe-reichem Karbonatzement, der v.a. detritische Feldspäte, selten auch Quarz verdrängt. Über den prozentuellen Anteil einzelner Komponenten am Gesamtmineralbestand gibt Tab. 4 Auskunft.

Interessant ist ein Vergleich mit den Sandsteinen der Hochwipfel-Formation der Karnischen Alpen. Der Gehalt an mono- und polykristallinen Quarzen, vulkanischen und sedimentären Gesteinsbruchstücken sowie detritischen Feldspäten ist ähnlich, die Sandsteine der Hochwipfel-Formation der Karnischen Alpen sind jedoch durchwegs durch einen deutlich höheren Anteil an Kieselschieferkomponenten und geringeren Anteil an metamorphen Gesteinsbruchstücken, v.a. phyllitischen Gesteinsbruchstücken und Matrix sowie etwas geringeren Anteil an detritischen Glimmern charakterisiert (siehe Tabelle 4).

2.2.3. Interpretation

Bezüglich Einsetzen der Tiefseesedimentation, fazieller Entwicklung und stratigraphischen Umfangs bestehen keine nennenswerten Unterschiede zur Hochwipfel-Formation der Karnischen Alpen. Sowohl in den Karnischen Alpen als auch in den Karawanken ist das Unterkarbon zunächst in einer geringmächtigen pelagischen Karbonatfazies mit Schichtlücken entwickelt, reicht in den Karawanken bis in das culll, in den Karnischen Alpen bis in das cull β/γ , teilweise ebenfalls bis in das culli (z.B. am Monte Zermula, FERRARI & VAI, 1966; MANZONI, 1966). Aus beiden Bereichen sind Conodonten-Mischfaunen des Oberdevon-Unterkarbons bekannt, und die Tiefseesedimentation setzt sowohl in den Karnischen Alpen als auch in den Karawanken im höchsten Unterkarbon ein, wobei in den Karnischen Alpen an der Basis stellenweise Lydite und Kieselschiefer auftreten, deren Alter mit cull β/γ fixiert ist (vgl. auch EBNER, 1978). Die in den Karawanken vermutlich ebenfalls an der Basis der Abfolge entwickelten Lydite und Kieselschiefer sind bislang nicht datiert. Die Tiefseesedimente selbst sind auch in den Karawanken überwiegend aus verschiedenen Arten von Turbiditströmen hervorgegangen.

Schüttungsrichtungen ergeben in den Karawanken einen ungefähr E–W-gerichteten Sedimentationstrog, in den sowohl von Süden (in Form submariner Fächer) als auch von Norden (Südrand- und Nordrandfazies) Sediment in den Trog geschüttet wurden. Im Trog selbst erfolgte der Sedimentationstransport dagegen parallel zur Trogachse (TESSENSOHN, 1971). Die Breite dieses Troges soll nach TESSENSOHN, 1971). Die Breite dieses Troges soll nach TESSENSOHN etwa 15–20 km betragen haben. Die Spurenfossilvergesellschaftung (*Nereites*-Assoziation) weist auf bathyale bis abyssale Bedingungen. Somit reicht sowohl in den Karnischen Alpen als auch in den Karawanken die klastische Tiefseesedimentation vom höchsten Unterkarbon bis in das Westfal, sodaß ein zusammenhängender Sedimentationstrog von den Karawanken bis in die Karnischen Alpen, bereits von TESSENSOHN (1971) als sicher angenommen, heute wohl nicht mehr anzuzweifeln ist, zumal sich diese klastischen Tiefseesedimente über tektonisch isolierte Vorkommen entlang der Periadriatischen Naht bis in die Westkarawanken und von dort durchgehend in die Karnischen Alpen verfolgen lassen. Wichtig für paläogeographische Diskussionen ist auch die Tatsache, daß in den Karawanken von Norden vermehrt metamorphe Aufarbeitungsprodukte in das Becken geschüttet wurden. Dies könnte eventuell auch für die Hochwipfel-Formation der Karnischen Alpen zutreffen, zumal die an Schwermineralen metamorpher Herkunft (Granat, Epidot) reichen Sedimente besonders am Nordrand der Karnischen Alpen auftreten. Diesbezüglich müssen jedoch noch weitere Untersuchungen durchgeführt werden.

3. Spät- bis postorogene Sedimente (Stefan) der Ostalpen

Spät- bis postvariszische Oberkarbonsedimente sind aus den Ostalpen nur von wenigen Stellen innerhalb der oberostalpinen Deckeneinheit bekannt (Gurktaler Decke, Steinacher Decke). Es sind durchwegs terrestrische Sedimentabfolgen in Graufazies. Die besten Einblicke bieten die Aufschlüsse der Stangnock-Formation am NW-Rand der Gurktaler Decke. Die Oberkarbonsedimente der Steinacher Decke sind dagegen relativ schlecht aufgeschlossen.

3.1. Stangnock-Formation (NW-Rand der Gurktaler Decke)

Dieses schon lange bekannte Oberkarbonvorkommen, in der Literatur meist als "Stangalmkarbon" (TOLL-MANN, 1977), auch als "Oberkarbon der Stangalpe" (in KUEHN, 1963), "Karbon der Stangalpe" (REDLICH, 1903; JONGMANS, 1938a,b; TENCHOV, 1978a, 1980), "Königstuhlkarbon" und "Turracher Karbon" (STOWASSER, 1956; FRIMMEL, 1986a,b) bezeichnet.

Im Zuge einer detaillierten Neubearbeitung hat der Verfasser die Oberkarbonabfolge am NW-Rand der Gurktaler Decke als "Stangnock-Formation" neu definiert (siehe KRAINER, 1989a,b). Im folgenden Abschnitt wird ein kurzer Überblick über die fazielle Entwicklung der Stangnock-Formation gegeben, bezüglich Details wird auf die beiden zitierten Arbeiten verwiesen.

3.1.1. Fazielle Entwicklung

Die über 400 m mächtige Abfolge läßt sich grob in 3 Serien gliedern:

3.1.1.1. Basisserie

Es ist eine mehrere Zehnermeter mächtige Abfolge aus polymikten, schlecht sortierten und schlecht gerundeten Grobkonglomeraten mit dm-großen Geröllen an der Basis und kontinuierlicher Korngrößenabnahme bei gleichzeitiger Zunahme des Quarzgehaltes nach oben. Eingeschaltet sind geringmächtige, lateral rasch auskeilende, grobkörnige Sandsteine. Die polymikten Konglomerate sind reich an Orthogneisgeröllen (bezüglich Petrographie und Geochronologie auffallend ähnlich den Bundschuh-Orthogneisen der Priedröf-Serie des unterlagernden Kristallins, FRIMMEL, 1986a,b), untergeordnet Paragneis-, Glimmerschiefer-, Phyllit-, Quarz- und Quarzitgerölle. Die zwischengeschalteten Sandsteine sind unreife, schlecht sortierte, angulare bis subangulare feldspatführende lithische Arenite, deren Komponenten fast ausschließlich von aufgearbeiteten metamorphen Gesteinen (Gneise und Glimmerschiefer) abzuleiten sind. Darauf weist auch das Schwermineralspektrum mit reichlich Apatit sowie Zirkon, Turmalin, Rutil und vereinzelt Granat und Titanit hin.

Im Bereich des Steinbachsattels hat es den Anschein, als ob diese grobklastischen, als proximale fluviatile Ablagerungen gedeuteten, Sedimente direkt dem mittelostalpinen Altkristallin auflagern, was entsprechende deckentektonische Konsequenzen zur Folge hätte (siehe auch Diskussion in FRIMMEL, 1986a,b und KRAINER, 1989a).

3.1.1.2. Hauptserie

Die Basisserie geht allmählich in die rund 300 m mächtige Hauptserie über, die sich aus mehreren, jeweils einige Zehnermeter mächtigen fining-upward-Megasequenzen zusammensetzt (Abb. 13).

Die einzelnen Megasequenzen bestehen entweder fast ausschließlich aus konglomeratischen Lithofaziestypen ("Konglomeratfazies") oder aus einer Wechselfolge von Konglomeraten und Sandsteinen ("Konglomerat-Sandsteinfazies"). Die Megazyklen setzen jeweils erosiv mit Konglomeraten ein, am Top sind häufig dmbis m-mächtige Siltstein- und Tonschieferhorizonte entwickelt, die sich lateral oft über mehr als 100 m verfolgen lassen, an vielen Stellen gut erhaltene fossile Pflanzenreste enthalten und selten mit dünnen Anthrazitkohlelagen vergesellschaftet sind. Die Entstehung dieser Megazyklen wird auf synsedimentäre tektonische Bewegungen zurückgeführt.

An konglomeratischen Lithofaziestypen können massige bzw. ungeschichtete, trogförmig schräggeschichtete und planar schräggeschichtete Quarzkonglomerate auseinandergehalten werden (Abb. 13).

Sandige Lithofaziestypen zeigen folgende Sedimentstrukturen: Großdimensionale trogförmige und planare Schrägschichtung, kleindimensionale trogförmige und



Abb. 13. Profil durch die fluviatile Stangnock-Formation (tieferer Teil der Hauptserie) nordöstlich des Königstuhls (aus KRAINER, 1989b, Abb. 12). Gm = ungeschichtete bis leicht horizontalgeschichtete Konglomerate; Gt = trogförmig schräggeschichtete Konglomerate; Gp = planar schräggeschichtete Konglomerate; St = trogförmig schräggeschichtete Sandsteine; Sh = horizontalgeschichtete Sandsteine; FI = laminierte; Fm-Fsc = ungeschichtete bis undeutlich laminierte, siltig-tonige Überflu-tungssedimente, häufig fossile Pflanzenreste enthaltend.

planare Schrägschichtung, flach geneigte Schrägschichtung, Kleinrippeln mit Rippelschrägschichtung, Horizontalschichtung und synsedimentäre Deformationsstrukturen (Entwässerungsstrukturen).

Die siltig-tonigen Lithofaziestypen sind durch fein laminierte Siltsteine, undeutlich laminierte bis massige, teilweise siltige Tonschiefer und cm- bis dm-mächtige Anthrazitkohlelagen vertreten.

Diese Lithofaziestypen bilden großdimensionale konglomeratische Barren und Rinnenfüllungen, kleindimensionale sandige Rinnenfüllungen und Barren, sowie laterale Anlagerungsformen, entstanden durch seitliche Rinnenverlagerung in Flußkrümmungen. Bei den siltigtonigen Lithofaziestypen handelt es sich um Überflutungssedimente und lokale Moor-Sumpfbildungen in Totarmen.

Die fast ausschließlich aus Konglomeraten ("Konglomeratfazies") aufgebauten Megazyklen bestehen aus konglomeratischen Barren und Rinnenfüllungen eines kiesdominierten verzweigten Flußsystems.

Die Konglomerat-Sandsteinfazies bildet teilweise charakteristische "Point-Bar-Sequenzen" eines stärker gekrümmten (mäandrierenden) Flußsystems.

Im Stillwasserbereich, abseits der aktiven Gerinne (Überflutungsebenen, Totarme, inaktive Rinnen) konnte sich teilweise eine autochthone Sumpfvegetation entwickeln, angezeigt durch autochthone "Stigmarienhorizonte", die im ehemaligen Kohlebergbau zu beobachten waren (SCHWINNER, 1938). Diese Sumpfvegetation führte auch zur Entstehung kleinräumiger Torflagen, die heute als Anthrazitkohleflöze vorliegen.

Die Konglomerate bestehen zu über 90 % aus Quarzgeröllen, untergeordnet sind Lydit-, Kieselschiefer-, Gneis-, Phyllit- und Quarzitgerölle enthalten. Die Korngröße liegt meist unter 10 cm, selten bis knapp über 20 cm. Die Konglomerate zeigen häufig eine bimodale Korngrößenverteilung, sind meist locker gepackt und haben einen hohen Anteil an sandiger Grundmasse. Die Sortierung ist mäßig gut bis schlecht, die Komponenten sind überwiegend subgerundet, teilweise auch gerundet.

Die Sandsteine sind als mäßig sortierte, subangulare lithische Arenite bis Sublitharenite und Wacken (hoher Matrixanteil) zu bezeichnen, wobei ein bedeutender Anteil der Matrix auf diagenetische Prozesse (Abbau detritischer Feldspäte, Glimmer und phyllitischer Gesteinsbruchstücke) zurückzuführen ist. Das Schwermineralspektrum setzt sich im wesentlichen aus Zirkon und Turmalin neben Apatit und Rutil zusammen.

3.1.1.3. Hangendserie

Diese setzt mit einer stärker polymikten Konglomeratschüttung ein und ist aus denselben Lithofaziestypen aufgebaut wie die Hauptserie. Charakteristisch sind die ausgeprägten fining-upward-Sequenzen, die an der Basis mit Konglomeraten einsetzen und am Top mit teilweise mächtigen, siltig-tonigen Überflutungssedimenten enden. Es sind typische "Point-Bar-Sequenzen" eines stark gekrümmten (mäandrierenden) Flußsystems.

Die Konglomerate zeigen ein bunteres Geröllspektrum, enthalten im Vergleich zur Hauptserie mehr phyllitische Gerölle sowie Kieselschiefer- und Quarzitgerölle, die alle aus dem Altpaläozoikum der Gurktaler Dekke zu beziehen sind. Die Sandsteine sind durch einen hohen Matrixanteil charakterisiert (lithische Wacken), auffallend ist auch der erhöhte Gehalt an monokristallinen Quarzen, die teilweise eindeutig als Porphyrquarze identifiziert werden konnten. Vereinzelt sind auch rhyolithische vulkanische Gesteinsbruchstücke enthalten, ein Hinweis auf Aufarbeitung saurer Vulkanite. Das Schwermineralspektrum ist ähnlich wie in der Hauptserie zusammengesetzt.

Die Stangnock-Formation umfaßt typische Molassesedimente eines intramontanen Beckens, wobei die Schüttungsrichtungen einen nach Osten gerichteten Trend aufweisen, woraus auf ein ungefähr E–W-gerichtetes Becken geschlossen werden kann.

Mit einer scharfen lithologischen Grenze wird die Stangnock-Formation von der Werchzirm-Formation überlagert. Diese scharfe Grenze äußert sich in einem markanten faziellen Umschwung, einem Farbumschlag von grau zu rot sowie in einer signifikanten Änderung der Zusammensetzung der Sedimente.

Die Werchzirm-Formation setzt sich aus Tonschiefern mit eingeschalteten sandigen und konglomeratischen Schichtflut- und Murschuttsedimenten zusammen, die einen hohen Anteil an siltig-sandigen Resedimenten und Karbonatgeröllen aufweisen. Auch Phyllitgerölle sind recht häufig. Die Sedimente sind bereits unter semiariden klimatischen Bedingungen entstanden (Details in KRAINER, 1987).

3.1.2. Paläobotanische Bemerkungen und stratigraphische Einstufung

Fossile Pflanzenreste sind aus den Oberkarbonsedimenten am NW-Rand der Gurktaler Decke schon lange bekannt, die erste umfassende paläobotanische Bearbeitung der darin enthaltenen fossilen Pflanzenreste geht auf JONGMANS (1938a) zurück. Zuletzt haben sich TENCHOV (1978a,b, 1980) und FRITZ & BOERSMA (1983a, 1984d) mit der Paläoflora befaßt, der letzte Kenntnisstand ist in FRITZ, BOERSMA & KRAINER (1990) zusammengefaßt.

Auch hier erwies sich die Zusammenarbeit mit Prof. FRITZ (Klagenfurt) als äußerst wertvoll, konnten doch durch profilmäßige Aufsammlungen, die bislang nicht erfolgt sind, wesentliche stratigraphische Erkenntnisse, ähnlich wie im Oberkarbon der Karnischen Alpen, gewonnen werden.

Insgesamt sind aus der Stangnock-Formation 72 Taxa bekannt (16 Equisetophyta, 13 Lycophyta, 39 Pteridophyta, Pteridospermae und Pteridophylla, 2 Cordaitospermae und 2 Coniferae) bekannt. Davon sind bis auf 10 Formen auch alle aus dem Oberkarbon der Karnischen Alpen nachgewiesen (siehe FRITZ, BOERSMA & KRAINER, 1990). Die Flora enthält folgende stratigraphisch wichtige Formen: Alethopteris bohemica, Aphlebia elongata, Callipteridium gigas, C. pteridium, Callipteris cf. conferta, Dicranophyllum gallicum, Neuropteris cordata, N. scheuchzeri, Odontopteris alpina, O. brardii, O. minor, Pachytesta gigantea, Pecopteris arborescens, P. candolleana, P. feminaeformis, P. schlotheimii, Pseudomariopteris busquetii, Sigillaria brardii, Sphenophyllum alatifolium, Sp. angustifolium, Sp. longifolium, Sp. oblongifolium, Sp. thonii var. minor und Taeniopteris jejunata.

Die Untersuchungen haben gezeigt, daß sich auch innerhalb der Stangnock-Formation die fossile Makroflora von der Basis zum Top ändert, und es konnten ebenso wie in der Bombaso-Formation und Auernig-Gruppe (Karnische Alpen) alle stefanischen Makrofloren-Zonen (WAGNER, 1984) nachgewiesen werden (siehe Abb. 39 sowie FRITZ 1991, FRITZ & KRAINER, 1992):

- Odontopteris cantabrica-Zone (Cantabrium) ist durch die Floren Brunnachhöhe und Turrach 1 (basaler Teil der Stangnock-Formation) mit Neuropteris scheuchzeri neben Sphenophyllum oblongifolium und Linopteris neuropteroides belegt.
- Cobatopteris lamuriana-Zone (Barruelium) wird durch die umfangreiche Flora Königstuhl 31a repräsentiert (tieferer Teil der Stangnock-Formation), die als wichtige Leitformen neben Sphenophyllum oblongifolium, Alethopteris bohemica, Callipteridium pteridium und Odontopteris auch Pecopteris feminaeformis sowie reichlich Linopteris neuropteroides enthält.
- Alethopteris zeilleri-Zone (Stefan B) wird durch die Flora Turrach 5 (tieferer Teil der Stangnock-Formation) mit Sphenophyllum thonii var. minor angezeigt.
- Sphenophyllum oblongifolium-Zone (Stefan A) wird charakterisiert durch die Floren Reißeck und Königstuhl 25a mit der leitenden Form Sphenophyllum angustifolium und umfaßt vermutlich den mittleren und höheren Teil der Stangnock-Formation.
- O Callipteris conferta-Zone
- (oberstes Stefan A/Autun)

mit Callipleris cf. conferta umfaßt den obersten Abschnitt der Stangnock-Formation (Flora Stangnock-Südostgrat 1) und die darüberfolgende Werchzirm-Formation mit den Floren Ulrichsberg, Christophberg und Wunderstätten (Mittelkärnten).

Eine genauere Abgrenzung der einzelnen Makrofloren-Zonen ist noch schwierig, da bisher nicht von allen Fundpunkten mit bekannter Position innerhalb der Abfolge stratigraphisch wichtige Leitformen bekannt und noch nicht alle Fundpunkte vollständig untersucht sind. Durch weitere systematische Aufsammlungen sollen jedoch die einzelnen Makrofloren-Zonen und deren Abgrenzung besser herausgearbeitet werden.

3.2. Oberkarbon der Steinacher Decke

Die Oberkarbonsedimente der Steinacher Decke lagern dem vermutlich altpaläozoischen "Steinacher Quarzphyllit", einem überwiegend retrograd metamorph überprägten Kristallinkomplex, auf.

Die direkte Auflagerung ist allerdings nicht aufgeschlossen. Auch innerhalb der Oberkarbonsedimente sind die Aufschlußverhältnisse sehr schlecht. Nur an wenigen Stellen sind kleine Profilausschnitte, die einen Eindruck von der faziellen Entwicklung vermitteln, aufgeschlossen.

Ein Teil der Oberkarbonsedimente ist ebenso wie die darüberfolgende permische (und jüngere) Serie bereits der Erosion zum Opfer gefallen, sodaß über die ursprüngliche Mächtigkeit dieser Oberkarbonabfolge keine Aussagen getroffen werden können.

3.2.1. Fazielle Entwicklung

Die Sedimente sind generell der Stangnock-Formation sehr ähnlich (siehe KRAINER, 1990a). Die Abfolge setzt sich aus ungeschichteten, undeutlich horizontalgeschichteten und trogförmig schräggeschichteten Konglomeraten, trogförmig und planar schräggeschichteten Sandsteinen, horizontalgeschichteten Sandsteinen, geringmächtigen Siltsteinen, siltigen Tonschiefern und Anthrazitkohleflözen zusammen. Im ehemaligen Kohlebergbau erreichten die Anthrazitflöze eine Mächtigkeit von knapp 2 m ("Friedrichflöz"; SCHMIDEGG, 1949).

Die Lithofaziestypen verteilen sich auf diverse Rinnenfüllungen, Barren und Überflutungssedimente. Der fluviatile Charakter der Sedimente steht außer Zweifel, vermutlich handelt es sich um Sedimente eines verzweigten bis stärker gekrümmten Flußsystems.

Auch hinsichtlich ihrer Zusammensetzung zeigen die Sedimente keinen wesentlichen Unterschied zur Stangnock-Formation (Details in KRAINER, 1990a).

Die Sedimente sind ebenfalls als Ablagerungen eines intramontanen Beckens aufzufassen, die möglicherweise im selben Beckensystem abgelagert wurden wie die Stangnock-Formation (KRAINER, 1990a).

3.2.2. Paläobotanische Bemerkungen und stratigraphische Einstufung

Die innerhalb der Oberkarbonabfolge der Steinacher Decke in feinkörnigen Sedimenten enthaltene fossile Flora wurde zuletzt von JONGMANS (1938b) untersucht. Die erste umfangreiche paläobotanische Bearbeitung des fossilen Pflanzenmaterials geht auf KERNER (1897) zurück.

Die von JONGMANS (1938b) veröffentlichte Florenliste enthält 32 Taxa, darunter befinden sich auch stratigraphisch wichtige Leitformen, vor allem *Neuropteris scheuch*zeri und Sphenophyllum oblongifolium. Das Auftreten von *Neuropteris scheuchzeri* endet an der Grenze cantabrica/lamuriana-Zone, Sphenophyllum oblongifolium setzt dagegen mit der cantabrica-Zone ein (WAGNER, 1984), sodaß die Flora oder zumindest ein Teil der Flora der Odontopteris cantabrica-Zone (Cantabrium) zugeordnet werden kann.

Hier muß angemerkt werden, daß die fossile Flora von mehreren Fundpunkten stammt, deren Position innerhalb der Abfolge nicht bekannt ist. Das Auftreten weiterer wichtiger Formen wie *Pecopteris arborescens*, *Pecopteris hemitelioides*, *Sigillaria brardii* und *Sphenophyllum emarginatum* weisen darauf hin, daß möglicherweise auch die *Lobatopteris lamuriana*-Zone (Barruelium) vorhanden ist, sodaß die Oberkarbonsedimente der Steinacher Decke stratigraphisch dem tiefsten Stefan (Cantabrium und ?Barruelium) zuzuordnen sind.

4. Spät- bis postorogene Sedimente (Stefan) der Südalpen

15-1-12

Im Anschluß an die variszische Orogenese, die in den Karnischen Alpen und Karawanken im höheren Westfal ablief, kam es durch synsedimentäre Bruchtektonik zur Herausbildung einzelner, WNW-ESE-orientierter Becken (VENTURINI, 1982), die eine Verbindung mit dem offenen Meer hatten und mit mächtigen, überwiegend flachmarinen Schelfsedimenten in Form der oberkarbonen Bombaso-Formation und Auernig Gruppe sowie der permischen Rattendorfer und Trogkofel-Gruppe aufsedimentiert wurden.

Die ersten wichtigen Arbeiten über das "Oberkarbon der Karnischen Alpen" stammen von FRECH (1894), GEYER (1896), SCHELLWIEN (1892, 1898) und STACHE (1872, 1874), die grundlegenden Arbeiten die Auernigschichten betreffend gehen auf KAHLER (1930, 1947, 1962), KAHLER, HERITSCH & METZ (1933), HERITSCH (1933, 1939), KAHLER & PREY (1963), METZ (1936) und SELLI (1963a,b) zurück.

Den Begriff "Auernigschichten" erwähnt erstmals FRECH (1899). HERITSCH, KAHLER & METZ (1933) faßten unter Auernigschichten jenen Sedimentstapel aus Schiefern, Sandsteinen, Konglomeraten und Kalken zusammen, die

" … von der Transgressionsfläche bis zu den Kalken der Rattendorfer Schichten … "

reichen. Die Auernigschichten wurden in 5 Schichtgruppen untergliedert, nämlich untere kalkarme, untere kalkreiche, mittlere kalkarme, obere kalkreiche und obere kalkarme Schichtgruppe (siehe auch KAHLER & METZ, in KUEHN 1962, S. 34–35), wobei ursprünglich die Transgressionsbildungen an der Basis in die Auernigschichten miteinbezogen waren (in die untere kalkarme Schichtgruppe). SELLI (1963a,b) hat für diese Schichtgruppen folgende Begriffe geprägt: Meledis, Pizzul, Corona, Auernig und Carnizza-Formation, die zur Auernig-Gruppe zusammengefaßt werden.

In der Folge haben KAHLER & PREY (1963) die auffallenden Transgressionsbildungen an der Basis der Auernigschichten von diesen abgegrenzt. Für diese Basisbildungen haben FENNINGER et al. (1971) den Begriff Waidegger Gruppe eingeführt, benannt nach der darin enthaltenen, erstmals von der Umgebung der Waidegger Alm von METZ (1936) beschriebenen, reichhaltigen "Waidegger Fauna". Allerdings wurde die Waidegger Gruppe nie genau definiert und gegen die darüberfolgende untere kalkarme Schichtgruppe abgegrenzt, was zu einer gewissen Verwirrung geführt hat. Denn die "Waidegger Fauna" liegt bereits in Schiefern der basalen unteren kalkarmen Schichtgruppe und nicht in den eigentlichen "Transgressionsbildungen", die teilweise auch als "Waidegger-Formation" bezeichnet werden. VENTURINI (1989) hat diese "Transgressionsbildungen" an der Basis der Auernigschichten neu definiert und dafür den Begriff Bombaso-Formation geprägt (benannt nach dem Rio Bombaso = Bombaschbach südlich des Naßfeldes). Die Bombaso-Formation wird von VENTURINI (1989, 1990a,c) nicht zur Auernig Gruppe gerechnet.

Die biostratigraphische Einstufung und Untergliederung der Bombaso-Formation und Auernig-Gruppe beruht in erster Linie auf Fusuliniden (Zusammenfassung in KAHLER, 1983, 1985, 1989), auch Trilobiten und Brachiopoden spielen eine gewisse Rolle (GAURI, 1965; HAHN & HAHN, 1987; HAHN et al., 1989). In den letzten Jahren erlangten Makropflanzenreste eine zunehmende stratigraphische Bedeutung, vor allem in Hinblick auf eine biostratigraphische Korrelation mit dem kontinentalen Oberkarbon des Oberostalpins (Zusammenfassung in FRITZ, BOERSMA & KRAINER, 1990).

Sedimentologische Daten über die Bombaso-Formation und Auernig-Gruppe sind in den Arbeiten von BO-ECKELMANN (1985), BUTTERSACK & BOECKELMANN (1984), FLÜGEL & KRAINER (1991), KRAINER (1990b-g) und VEN-TURINI (1990a,c) enthalten.

Das Hauptverbreitungsgebiet der Bombaso-Formation und Auernig-Gruppe liegt in den zentralen Karnischen Alpen, zwischen dem Zollnersee im Westen und der Kronalpe im Osten, beiderseits der Staatsgrenze (Abb. 14).

Basierend auf der Fusulinidenstratigraphie (KAHLER, 1983, 1985, 1986, 1989; PASINI, 1963, 1990) ist die Bombaso-Formation in das obere Mjatchkovium (oberster Teil der Moskauer Stufe) zu stellen, reicht aber örtlich höher hinauf (VENTURINI, 1990a,c), die Meledis-Formation (?und tiefere Pizzul-Formation) sind dem Kasimovium, (höhere) Pizzul-, Corona-, Auernig- und Carnizza-Formation dem Gzhelium zuzuordnen. Die genaue Position der Karbon/Perm-Grenze ist bislang nicht bekannt, liegt möglicherweise innerhalb des Unteren Pseudoschwagerinenkalks (Rattendorfer Gruppe), nach PASINI (1990) innerhalb der obersten Auernig-Formation.

Die Bombaso-Formation ist meist nur wenige Zehnermeter, lokal bis über 200 m mächtig, die Auernig-Gruppe erreicht eine maximale Mächtigkeit von rund 1200 m, ist aber stellenweise nur 120 m mächtig.

4.1. Bombaso-Formation

Nach der Begriffsfassung von VENTURINI (1989, 1990a,c) setzt sich die Bombaso-Formation (Waidegg-Formation) aus dem Pramollo-Member und dem Malinfier-Horizont zusammen. Die Übergänge sind allmählich, auch die Grenze zur überlagernden Meledis-Formation ist unscharf. Häufig finden sich in der basalen Meledis-Formation Einschaltungen vom Malinfier-Horizont oder Pramollo-Member (Verzahnung).

Das Pramollo-Member ist charakterisiert durch Konglomerate, Sandsteine und Tonschiefer, wobei die grobklastischen Sedimente überwiegend aus Kieselschieferkomponenten, untergeordnet auch aus vulkanischen Komponenten zusammengesetzt sind.

Der Malinfier-Horizont ist dagegen grobkörnig, meist konglomeratisch ausgebildet und besteht überwiegend aus diversen Karbonatgeröllen des variszischen Untergrundes.

Die Bombaso-Formation wird in das obere Moskovium (Mjatchkovium) gestellt, die Grenze Bombaso-Formation/Meledis-Formation fällt zeitlich in den Grenzbereich Moskovium/Kasimovium, z.T. kann die Bombaso-Formation auch höher hinaufreichen (VEN-TURINI, 1990a,c).

Trilobitenfunde in feinklastischen Sedimenten im Bereich der Waidegger Alm und Zollner Alm, die unmittel-



Abb. 14.

Geologische Übersichtskarte der zentralen Karnischen Alpen zwischen Zollnersee und Krone (vereinfacht nach VENTURINI, 1990b) mit dem Hauptverbreitungsgebiet der

Bombaso-Formation und Auernig-Gruppe sowie Lage der untersuchten Profile. 1 = Leitenkogel; 2 = Tomritsch-Rücken; 3 = Cima Val di Puartis; 4 = Rio Malinfier (jeweils Bombaso-Formation und basale Meledis-Formation); 5 = Rio Cordin (Meledis-Forma-tion); 6 = Rio Tratte (Pizzul-Formation); 7 = Ofenalm (oberste Pizzul-Formation und Corona-Formation); 8 = Krone (obere Corona-Formation und untere Auernig-Formation); 9 = Garnitzenberg (oberste Corona-Formation; Auernig- und Carnizza-Formation); 10 = Schulterkofel West (Carnizza-Formation mit Übergang in den Unteren Pseudoschwagerinenkalk). bar über den grobklastischen Basisbildungen der Bombaso-Formation liegen und der basalen Meledis-Formation zuzuordnen sind, weisen auf den Grenzbereich Mjatchkovium/Kasimovium bzw. unteres Kasimovium (HAHN & HAHN, 1987; HAHN, HAHN & SCHNEIDER, 1989). Dies steht im Einklang mit der von KAHLER (1986a,b) aus Kalkbänken der unteren Meledis-Formation im Bereich der Waidegger Alm und des Zollnersees nachgewiesenen Protriticites-Fauna des Kasimovium A1 bzw. einer Fusulinella-Fusulina-Quasifusulinoides-Fauna des untersten Kasimovium (C₃A₁) aus siltigen Sedimenten in der Nähe des Fundpunktes der von METZ (1936) und GAURI (1965) beschriebenen "Waidegger Fauna" sowie einer Fusulinidenfauna des oberen Mjatchkovium aus der Umgebung der Dr. Steinwender-Hütte westlich des Zollnersees.

Die Bombaso-Formation, die an vielen Stellen aufgeschlossen ist (vgl. geol. Karte, VENTURINI, 1990b), soll von folgenden Lokalitäten näher beschrieben werden: Leitenkogel (NW Straniger Alm), östlich Cima Val di Puartis und Rio Malinfier (Marchbach; südlich Straniger Alm) und Tomritsch-Rücken.

4.1.1. Profil Leitenkogel

Am Ostabhang des Leitenkogels (NW Straniger Alm) ist zwischen 1700 und 1750 m SH ein isoliertes Vorkommen der Bombaso-Formation und basalen Meledis-Formation mit einer Gesamtmächtigkeit von rund 70 m aufgeschlossen. Dieses Vorkommen haben erstmals FENNINGER et al. (1976) kurz beschrieben. Die Abfolge ist zwar leicht gestört, bietet aber einen guten Einblick in die fazielle Entwicklung der Bombaso- und basalen Meledis-Formation (Abb. 15).

Der Transgressionskontakt ist in ca. 1700 m SH aufgeschlossen. Mit einer deutlichen Winkeldiskordanz folgen über Schiefern und Siltsteinen der Hochwipfel-Formation (110/75N) grobkörnige Mudflows der Bombaso-Formation (140/90).

4.1.1.1. Lithofazies

Die rund 50 m mächtige Bombaso-Formation, hier als Pramollo-Member ausgebildet, setzt sich aus folgenden Lithofaziestypen zusammen:

- O Mudflows und Debris flows
- O Konglomerate und Breccien
- O Unreife Sandsteine
- O Siltsteine-Tonschiefer

Mudflows ("Geröllschiefer" bei FENNINGER et al., 1976) und Debris flows: Die Hochwipfel-Formation weist an der Oberfläche ein leichtes Relief auf und wird zunächst von einem rund 2 m mächtigen, sehr grobkörnigen Mudflow mit einzelnen Geröllen bis gut 1 m Durchmesser überlagert. Die darüberfolgenden Mudflows – einzelne Schüttungsereignisse sind meist nicht voneinander abgrenzbar – zeigen meist Korngrößen bis zu max. rund 20 cm, in einzelnen Lagen bis 60 cm. Die unterschiedlich gerundeten Gerölle (eckig bis gerundet) "schwimmen" in einer siltig-sandigen, teilweise auch stärker tonigen Grundmasse (matrixgestütztes Gefüge),

Abb. 15.

Profil durch die Bombaso-Formation (Pramollo-Member) und basale Meledis-Formation mit Einschaltungen des Pramollo-Members am Ostabhang des Leitenkogels (NW Straniger Alm; Lage siehe Abb. 14).



längliche Gerölle sind vereinzelt schichtungsparallel eingeregelt. Die Sortierung ist extrem schlecht. Im höheren Profilabschnitt sind diese Schüttungen teilweise dichter gepackt (Debris flows) und die Gerölle auch besser gerundet. Nach oben ist innerhalb der Bombaso-Formation eine leichte Abnahme in der Korngröße zu beobachten.

Zwischengeschaltet sind bis etwa 1,5 m mächtige, mürbe, schlecht sortierte, teilweise glimmerreiche Sandsteine mit locker eingestreuten Kiesgeröllen bis zu 1 cm. Sedimentstrukturen sind keine zu beobachten.

Die ebenfalls zwischengeschalteten grauen Siltsteine mit Übergängen zu dunkelgrauen und fast schwarzen Tonschiefern sowie feinkörnigen Sandsteinen werden bis zu mehrere m mächtig, sind teilweise horizontalgeschichtet und führen vereinzelt Crinoidenreste und Brachiopoden (FENNINGER et al., 1976).

Nach oben geht die Bombaso-Formation allmählich in die Meledis-Formation über, der Übergangsbereich ist teilweise tektonisch leicht gestört.

Die basale Meledis-Formation besteht aus einer Wechselfolge von schwarzen, siltigen Tonschiefern mit schlecht erhaltenen Pflanzenresten, undeutlich horizontalgeschichteten Siltsteinen bis feinkörnigen Sandsteinen, horizontal- und schräggeschichteten fein- bis grobkörnigen Sandsteinen, Sandsteinen mit Hummocky-Schrägschichtung, gradierten Feinbreccien (Komponenten max. 2–3 cm), feinkörnigen Mudflows (Komponenten max. 3 cm) sowie max. 1,2 m mächtigen Konglomeraten und Breccien mit Geröllen bis zu 15 cm Durchmesser. Die einzelnen Lithofaziestypen sind teilweise zu kleindimensionalen FU-Sequenzen kombiniert.

Während die Sandsteine sehr quarzreich sind und eine für die Meledis-Formation bzw. für die gesamte Auernig-Gruppe charakteristische Zusammensetzung aufweisen, sind die polymikten Konglomerate und Breccien aufgrund ihrer Zusammensetzung als Einschaltungen des Pramollo-Members in die Meledis-Formation zu betrachten.

4.1.1.2. Sedimentpetrographie

In den grobklastischen, polymikten Schüttungen der Bombaso-Formation finden sich folgende Gerölltypen: Schiefer-, Siltstein- und Sandsteingerölle, Lydit- und Kieselschiefergerölle sowie Gerölle aus Lyditbreccien.

Die Sandsteine der Bombaso-Formation sind mäßig dicht gepackt, schlecht bis sehr schlecht sortiert und ungeschichtet (Taf. 7, Fig. 1,2). Der Rundungsgrad der Komponenten bewegt sich in der Regel zwischen angular und subangular, Resedimentkomponenten sind häufig besser gerundet (subgerundet bis gerundet).

Bezüglich ihrer Zusammensetzung handelt es sich um lithische Wacken, bestehend aus mono- und polykristallinen Quarzen, metamorphen Gesteinsbruchstükken aus Quarz und Glimmer, vielen sedimentären Gesteinsbruchstücken (Tonschiefer- und Siltsteinkomponenten sowie Kieselschiefer- und Lyditkomponenten), sehr selten vulkanischen Gesteinsbruchstücken, wenig detritischen, meist schon stärker zersetzten Feldspäten sowie einigen detritischen Glimmern (hpts. Muskowit). Die feinkörnige Matrix besteht überwiegend aus diversen Phyllosilikaten und ist oft schwer von lithischen Komponenten (Tonschieferkomponenten) abzugrenzen. Ein Teil der Grundmasse ist auf diagenetische Prozesse – Zersetzung von detritischen Feldspäten und instabilen lithischen Komponenten – zurückzuführen (Taf. 7, Fig. 1,2).

In der basalen Meledis-Formation ändert sich die Zusammensetzung der Sandsteine schlagartig. Der Anteil an mono- und polykristallinen Quarzen steigt stark an, während sedimentäre Gesteinsbruchstücke nur mehr als einzelne Körner in Erscheinung treten. Der Matrixanteil ist ebenfalls geringer, während der Anteil an detritischen Glimmern bis zu 10 % betragen kann. Die Sandsteine sind zementiert, zum einen durch Karbonatzement, zum anderen durch Quarzzement. Die einzelnen Quarzkomponenten sind meist stark miteinander verwachsen, und zwar als Folge der Bildung sekundärer Quarzanwachssäume, die allerdings im Schliff aufgrund des Fehlens schmutziger Tonhäutchen um die detritischen Quarzkörner nur selten als solche erkennbar sind.

Die Konglomerat- und Breccieneinschaltungen der basalen Meledis-Formation zeigen dagegen eine polymikte, für das Pramollo-Member typische Zusammensetzung. Feinbreccien enthalten geringe Mengen an Porphyrquarzen und vulkanischen Gesteinsbruchstükken.

Zur petrographischen Zusammensetzung der Sandsteine wird auch auf Abb. 35 und Tab. 5 verwiesen.

4.1.2. Tomritsch-Rücken

Am Tomritsch-Rücken ist die Situation recht ähnlich wie am Ostabfall des Leitenkogels. Auch hier liegt die Bombaso-Formation auf steilgestellten Sedimenten der Hochwipfel-Formation, ist ebenfalls in Form des Pramollo-Members entwickelt und auch aus ähnlichen Lithofaziestypen aufgebaut. Im höheren Teil ist ein Anthrazitkohleflöz eingeschaltet, das zeitweise sogar abgebaut wurde (CANAVAL, 1910). Allerdings sind die Aufschlußverhältnisse schlecht. Nach KAHLER & PREY (1963) erreicht die Bombaso-Formation ("Transgressionsbildungen") eine Mächtigkeit von maximal rund 30 m, ist also nicht so mächtig wie im Bereich des Leitenkogels.

4.1.2.1. Fazielle Entwicklung

Abb. 16 zeigt einen Profilausschnitt aus dem oberen Teil der Bombaso-Formation, aufgeschlossen in einem kleinen Graben, direkt neben dem Forstweg, der von der Straße zur Rudnigalm bei der Kehre in 1300 m SH in den Rudniggraben abzweigt, etwa 50 m nach dieser Abzweigung. Die Abfolge besteht aus dunklen Tonschiefern und Siltsteinen, die im unteren Teil, an der bergseitigen Böschung des Forstweges, fossile Pflanzenreste führen (Fundstelle Tomritsch 1,2 bei FRITZ & BOERSMA, 1986a, 1990; siehe auch BERGER, 1960). Eingeschaltet sind in die Tonschiefer und Siltsteine geringmächtige, unreife Sandsteine und feinkörnige, teilweise matrixreiche Konglomerate. Die Zusammensetzung der Sandsteine ist ähnlich jenen vom Leitenkogel, lediglich der Anteil an Kieselschiefer- und Lyditgeröllen sowie an vulkanischen Gesteinsbruchstücken ist im Vergleich zu den Sandsteinen der Bombaso-Formation des Leitenkogels etwas höher (siehe Tab. 5; Details in KRAINER, 1990b,c).

Die basale Meledis-Formation ist rund 300 m nach der Abzweigung des oben erwähnten, in den Rudniggraben führenden Forstweges, rund 20-30 m oberhalb



Abb. 16.

Profilausschnitt aus der Bombaso-Formation im Bereich des Tomritsch-Rückens.

Aus KRAINER (1990b); Lage siehe Abb. 14.

des Weges aufgeschlossen. Der Übergangsbereich Bombaso-Formation – Meledis-Formation ist hier nicht aufgeschlossen.

Der untere Teil des Profils durch die basale Meledis-Formation (Abb. 18) besteht aus dunklen Siltsteinen mit

Ø Kalkalgen	🕸 Brachiopoden
🕲 Fusuliniden	₿Gastropoden
& Kleinforaminiferen	Einzelkorallen
O Echinodermenreste	KFossile Pflanzenreste
∦ Bryozoen	-√≻Wurzelhorizont
🖉 Bioturbation, Lebe	ensspuren
Konkretionen	
Schrägschichtung 🛩	l
∽Hummocky- Schrä	igschichtung
<i>∞</i> -Rippeln	
${\mathcal M}$ Synsedimentäre l	Deformationsstrukturen
${m \omega}$ Belastungsmarker	ı
Abb. 17.	

Legende zu den Profilen.

Einschaltungen des Pramollo-Members in Form eines Geröllschiefer- und grobkörnigen, feinkonglomeratischen Sandsteinhorizontes mit einer für das Pramollo-Member typischen Zusammensetzung. Weiters sind in diese dunklen Siltsteine eine feinkörnige, karbonatische Sandsteinbank mit flacher Schrägschichtung (Hummocky-Schrägschichtung) sowie dünne, fossilführende Mergellagen und -linsen eingeschaltet. Diese Mergellagen und -linsen eingeschaltet. Diese Mergellagen und -linsen sind meist stark bioturbat und führen einen unterschiedlich hohen Anteil an Biogenresten (Brachiopoden, Crinoidenstielglieder, Trilobitenreste, Gastropoden, Bryozoen, Østrakoden, Foraminiferen und umkristallisierte ?phylloide Algen).

Diese Fazies geht nach oben allmählich in flach schräggeschichtete Sandsteine (Hummocky-Schrägschichtung), teilweise mit synsedimentären Deforma-



Abb. 18.

Profil durch die basale Meledis-Formation (untere kalkarme Schichtgruppe) im Bereich des Tomritsch Rückens. tionsstrukturen, sowie mit einer eingeschalteten dünnen Quarzkonglomeratlage und einem pflanzenfossilführenden Tonschiefer-Siltsteinhorizont (Fundpunkt Tomritsch 3) über, der eine interessante Flora mit rund 20 verschiedenen Taxa enthält.

Die Sandsteine der Meledis-Formation heben sich in ihrer Zusammensetzung wieder deutlich von den Sandsteinen der Bombaso-Formation ab. Sie sind charakterisiert durch den hohen Anteil an mono- und polykristallinem Quarz, während sedimentäre und vulkanische Gesteinsbruchstücke praktisch vollkommen fehlen (siehe Abb. 35 und Tab. 5, nähere Angaben in KRAINER, 1990a,b).

4.1.3. Profile Cima Val di Puartis und Rio Malinfier

Die beiden untersuchten Profile liegen auf italienischem Staatsgebiet, SW der Straniger Alm, etwa 250-300 m südlich der Staatsgrenze (Abb. 19).

Das Profil A liegt SE Cima Val di Puartis, an einem Steig in ca. 1750 m SH, das Profil B liegt im Rio Malinfier (Marchbach), direkt neben dem Bach bei einem kleinen Wasserfall in ca. 1590 m SH. Beide Profile (Abb. 19) sind mit rund 10 m aufgeschlossen und zeigen eine sehr ähnliche Entwicklung.

Aufgeschlossen sind in beiden Profilen die Bombaso-Formation in Form geringmächtiger Breccien und Konglomerate (Pramollo-Member und Malinfier-Horizont) sowie die basale Meledis-Formation mit Einschaltungen vom Pramollo-Member.

Die Sedimente liegen diskordant auf dem variszischen Basement (unterdevonische Kalke), im Bereich des Profils B ist durch Conodonten höheres Gedinne nachgewiesen (FENNINGER et al., 1976).

4.1.3.1. Fazielle Ausbildung der beiden Profile

Beide Profile setzen an der Basis mit wenige m mächtigen Breccien ein, die nach oben in bis zu 1 m mächtige Feinkonglomerate und Sandsteine übergehen (Bombaso-Formation). Darüber folgen in beiden Profilen fossilführende dunkle siltige Tonschiefer mit eingeschalteten, bis zu mehrere dm mächtigen Feinkonglomeraten, fossilführenden, karbonatisch zementierten Sandsteinen und grobkörnigen Siltsteinen (im tieferen Profilabschnitt) sowie Algenkalken und Auloporiden-Mounds im höheren Profilabschnitt (basale Meledis-Formation, siehe Abb. 19).

4.1.3.2. Bombaso-Formation

Im Profil A (Abb. 19) besteht die Basisbreccie hauptsächlich aus bis zu mehreren dm großen Kalkgeröllen des unmittelbar darunterliegenden variszischen Basements. Untergeordnet finden sich bis zu etwa 10 cm große Kieselschiefer- und Lyditgerölle. Die Breccie ist sehr schlecht sortiert, die Komponenten sind eckig (angular bis subangular). Die Grundmasse ist sandig, besteht aus mono- und polykristallinen Quarzen, Kieselschiefer- und Lyditkomponenten sowie selten vulkanischen und metamorphen Gesteinsbruchstücken und ist karbonatisch zementiert. Karbonatzement verdrängt randlich Kieselschiefer- und Quarzkomponenten. Entsprechend ihrer petrographischen Zusammensetzung (hauptsächlich Kalkgerölle) ist die Basisbreccie als Malinfier-Horizont sensu VENTURINI (1989) zu bezeichnen.

Im Profil B (Abb. 19) dagegen liegt die ebenfalls sehr schlecht sortierte Basisbreccie als Pramollo-Member vor, besteht hauptsächlich aus aufgearbeiteten angularen bis subangularen Kieselschiefer- und Lyditgeröllen mit Korngrößen von maximal rund 10 cm, Kalkgerölle sind nur untergeordnet enthalten.

Rund 50 m bachabwärts von Profil B ist im Bachbett des Rio Malinfier die Auflagerung der Bombaso-Formation auf unterdevonischen Netzkalken sehr schön aufgeschlossen (FENNINGER et al., 1976). An dieser Stelle folgen über den unterdevonischen Netzkalken des Basements bis über 1 m große Netzkalkblöcke, die in einer dunklen, siltigen Grundmasse schwimmen. Die Mächtigkeit dieser Basisbildung beträgt etwa 2 m, darüber folgen Geröllschiefer mit aufgearbeiteten Kieselschiefer-, Lydit-, Sandstein- und Siltsteingeröllen sowie feinkörnige Sedimente, in die stark tonige Algenkalkbänke und massige Kalke eingeschaltet sind. Aus den obersten Kalken des Geröllschieferhorizontes südlich Grenzstein n-240 (Pkt. 1817) hat KAHLER eine *Triticites*-Fauna bestimmt (FENNINGER et al., 1976).

In beiden Profilen gehen nach oben die Basalbreccien in geringmächtige Feinkonglomerate und Sandsteine über, die ebenfalls schlecht sortiert und schlecht gerundet sind. Lediglich Kiesgerölle zeigen einen besseren Rundungsgrad (meist subgerundet). Außer undeutlicher Horizontalschichtung sind keinerlei Sedimentstrukturen zu beobachten. Die Zusammensetzung ist in beiden Profilen gleich (siehe Tab. 5). Die Sandsteine sind als karbonatisch zementierte lithische Arenite zu bezeichnen. Kieselschiefer- und Lyditkomponenten, teilweise noch mit deutlich erkennbaren Radiolarienumrissen, sowie mono- und polykristalline Quarze sind die weitaus häufigsten Komponenten, untergeordnet finden sich sedimentäre Gesteinsbruchstücke (Kalkgerölle und Siltsteinfragmente), metamorphe Gesteinsbruchstücke (aus Quarz und Glimmer bestehend), fragliche vulkanische Gesteinsbruchstücke sowie sehr selten einzelne detritische Glimmer und Feldspäte (siehe Taf. 4, Fig. 1). Sehr selten sind auch stark umkristallisierte Fossilreste (Schalenreste, Echinodermenreste) zu beobachten. Die Grundmasse besteht aus Karbonatzement, der randlich diverse Quarzkomponenten verdrängt, vereinzelt sprossen in Kieselschieferkomponenten Karbonatrhomboeder. Diese Feinkonglomerate und Sandsteine sind aufgrund ihrer Zusammensetzung dem Pramollo-Member zuzurechnen.

4.1.3.3. Basale Meledis-Formation

Die siltigen Tonschiefer, in die im tieferen Teil gröberklastische Bänke, im höheren Teil der untersuchten Profile Algenkalke und Auloporiden-Mounds eingeschaltet sind, zeigen durchwegs eine dunkelgraue Farbe, sind im tieferen Profilabschnitt schwach fossilführen (Brachiopoden, Gastropoden, Echinodermenreste), im höheren Profilabschnitt stärker fossilführend (Brachiopoden, Gastropoden, Echinodermenreste, Algen, Einzelkorallen, Fusuliniden). Im Profil B (Abb. 19) sind im oberen Profilabschnitt auch Brachiopodenschillagen entwickelt.

Die bis zu rund 50 cm mächtigen eingeschalteten Feinkonglomerat- und Sandsteinlagen zeigen abgesehen vom Fossilinhalt dieselbe Zusammensetzung wie innerhalb der Bombaso-Formation, es handelt sich um (A) CIMA VAL DI PUARTIS

(B) RIO MALINFIER



Abb. 19.

Profile durch die Bombaso-Formation und basale Meledis-Formation östlich Cima Val di Puartis (A) und im Rio Malinfier (B). Im Profil A liegt die Bombaso-Formation als Malinfier-Horizont vor; im Profil B als Pramollo-Member. In beiden Profilen finden sich in der basalen Meledis-Formation Einschaltungen vom Pramollo-Member (Sandsteine und Kongtomerate). Zur Lage der Profile siehe Abb. 14; Legende in Abb. 17. Einschaltungen des Pramollo-Members in die basale Meledis-Formation.

Während im Profil A (Abb. 19) keinerlei Sedimentstrukturen zu beobachten sind, zeigen im Profil B (Abb. 19) die Feinkonglomerate gradierte Schichtung und auch die Sandsteine neben normaler und inverser Gradierung auch Horizontalschichtung. Die Sandsteine sind durchwegs karbonatisch zementiert und enthalten auch einige, meist stärker umkristallisierte Biogenreste (v.a. diverse Schalenbruchstücke, Echinodermenreste, Algenreste und Fusuliniden). Vereinzelt ist auch limonitische Grundmasse vorhanden.

Die eingeschalteten grobkörnigen Siltsteinbänke sind meist stark bioturbat und auch stärker fossilführend (Taf. 4, Fig. 3), enthalten Schalenbruchstücke von Brachiopoden, Gastropoden, Echinodermenreste, Kalkalgen (Eugonophyllum, Epimastopora), Fusuliniden (Protriticites-Triticites, Pseudostalfelia, Pseudoendothyra), Kleinforaminiferen, Bryozoenreste, Sphinctozoa (Profil B) und Spiculae (Profil B).

Innerhalb solcher Siltsteinbänke treten im Profil A z.T. cm-große, linsenförmige Anreicherungen relativ großer Bio- und Lithoklaste auf (Kalkalgen, Echinodermenreste, Fusuliniden, Schalenbruchstücke, Gastropoden, Auloporenbruchstücke und aufgearbeitete Kalkgerölle), die durch grobspätigen Kalzit zementiert sind. Die Komponenten zeigen mitunter eine mikritische Rinde.

Die Algenkalke bestehen aus locker bis dicht gepackten, meist zerbrochenen und stark umkristallisierten Algenthalli (?*Eugonophyllum, Epimastopora*), die oft schichtungsparallele Einregelung zeigen und von einer siltitischen bis mikritischen Grundmasse umgeben sind. Die Grundmasse ist teilweise bioturbat und enthält auch einige andere Biogenreste: Schalenbruchstücke, Echinodermenreste, Fusuliniden, Kleinforaminiferen (*Tetrataxis, Tuberitina, ?Endothyra, Calcitornella*), Bryozoenreste, Kalkschwämme, Gastropoden und Ostracoden.

Im Profil B werden die Algenkalke von stark fossilführenden siltigen Tonschiefern überlagert, die vor allem Algenfragmente, Brachiopodenschalen und auch Crinoidenstielglieder enthalten.

In beiden Profilen ist im oberen Profilabschnitt ein kleiner Auloporiden-Mound eingeschaltet, und zwar innerhalb fossilführender siltiger Tonschiefer und Siltsteine. Der Auloporiden-Mound im Profil A ist rund 30 cm mächtig und 90 cm breit, im Profil B rund 20 cm mächtig und rund 80 cm breit (siehe Abb. 19).

Die beiden Mounds werden durch frei wachsende, strauchförmige auloporide Korallen der Gattung Multithecopora YOH gebildet (siehe Taf. 4, Fig. 2 sowie FLÜGEL & KRAINER, 1992). Innerhalb der Mounds können zwei Arten von Sediment unterschieden werden: Homogener, feinkörniger Mikrit mit kleinen Biogenresten, und zwar spiculae-artige Biogenreste (im Inneren der Auloporen oft massenhaft angereichert), Ostracoden (ebenfalls im Inneren der Auloporen häufig, oft doppelklappig erhalten, Schalen verkieselt), Fusuliniden und Kleinforaminiferen, Echinodermenreste, Gastropoden, Schalenreste und Auloporenreste. Auloporen und Echinodermenreste sind selten durch mikritische Algen und sessile Foraminiferen (Tuberitina u.a.) umkrustet. Dieser feinkörnige Mikrit ist durch Sedimentfangen ("baffling") entstanden. Der Großteil des Mound-Sediments entspricht jedoch der Hintergrundsedimentation und besteht aus einem inhomogenen Kalksiltit mit Quarzkörnern bis 0,2 mm und sehr kleinen Glimmern (siehe Taf. 4, Fig. 2). Die Biogenführung ist geringer als in der mikritischen Grundmasse (v.a. Ostracoden, Foraminiferen, Echinodermenreste). Die Grenze zwischen siltitischer und mikritischer Grundmasse ist durchwegs scharf. Generell ist der zentrale Bereich der Mounds stärker mikritisch, nach außen nimmt der Siltanteil zu. Bioturbation ist ebenfalls zu beobachten. Eine ausführliche Beschreibung der Auloporiden-Mounds ist in FLÜ-GEL & KRAINER (1992) enthalten.

4.1.3.4. Interpretation

Der Fund von Brachiopodenresten im Profil Rio Malinfier (C. VENTURINI, pers. Mitt.) weist darauf hin, daß zumindest in diesem Profil die Basisbreccie (Bombaso-Formation) unter marinen Ablagerungsverhältnissen entstanden ist, wobei der schlechte Rundungs- und Sortierungsgrad für relativ kurzen Transport spricht. Als Ablagerungsmechanismus sind matrixarme Debris flows anzunehmen.

Auffallend sind die starken Mächtigkeitsunterschiede innerhalb der Bombaso-Formation. Während in den Profilen Cima Val di Puartis und Rio Malinfier die Bombaso-Formation jeweils nur wenige m mächtig ist, ist sie im oberen Rio Malinfier 70 m (VENTURINI, 1990a,d), am Ostabhang des Leitenkogels rund 50 m und am Tomritsch-Rücken rund 30 m mächtig.

Die mächtige Abfolge der Bombaso-Formation im oberen Rio Malinfier entspricht faziell der Abfolge am Ostabhang des Leitenkogels. Die Sedimente dieser Abfolge werden von VENTURINI (1990a,d) als alluviale Fächersedimente mit Übergang in Sedimente des Vorstrandbereiches (shoreface), also als Bildungen eines Fan-Deltas interpretiert.

Ähnlich läßt sich auch das Profil am Ostabhang des Leitenkogels deuten, wobei jedoch nicht geklärt werden konnte, ob die basalen Mudflows subaerisch oder bereits submarin entstanden sind. Der höhere Anteil der Bombaso-Formation mit den zwischengeschalteten fossilführenden Siltsteinen (Brachiopoden, Crinoidenstielglieder) weist auf marine Bildungsbedingungen. Hummocky-schräggeschichtete Sandsteine in der darüberfolgenden basalen Meledis-Formation belegen ein flachmarines Environment (Vorstrandbereich).

Die geringmächtigen Basalbreccien der beiden Profile Cima Val di Puartis und Rio Malinfier könnten ebenfalls submarine Debris flows eines Fan-Deltas darstellen.

Fossilreste in den Feinkonglomeraten und Sandstein der Bombaso-Formation unmittelbar über den Basalbreccien belegen marine Sedimentationsbedingungen. Die fossilführenden siltigen Tonschiefer der darüberfolgenden basalen Meledis-Formation weisen auf bereits relativ ruhige Sedimentationsbedingungen ohne Welleneinwirkung oder stärkere Strömung.

Die eingeschalteten, schlecht sortierten, ungeschichteten bis undeutlich geschichteten, selten gradierten Feinkonglomerate und Sandsteine sowie die stark bioturbate Siltsteine können als Turbidite interpretiert werden, abgelagert im distalen Bereich eines Fan-Deltas unterhalb der Wellenbasis. Stärker fossilführende Einschaltungen, vor allem jene mit umgelagerten Auloporenbruchstücken, sind eher als Tempestite anzusprechen. Einzelne Auloporen-Mounds wurden scheinbar durch Sturmereignisse wieder aufgearbeitet.

Die im oberen Profilabschnitt eingeschalteten Algenkalke und Auloporen-Mounds weisen auf Perioden fehlender bis nur sehr schwacher feinklastischer (tonig-siltiger) Einschüttung, sodaß der Ablagerungsraum durch kalkproduzierende Organismen (Algen, Auloporen) besiedelt werden konnte. Algen- und Auloporenwachstum wurde immer wieder von stärkerer feinklastischer Einschüttung in Verbindung mit stärkerer Wasserströmung unterbrochen. Der Ablagerungsraum lag unterhalb der Wellenbasis, jedoch noch im photischen Bereich (tieferer Schelfbereich). Und eine Aufarbeitung und Umlagerung solcher Auloporen-Mounds kann nur durch Sturmereignisse erklärt werden, sodaß die stark fossilführenden, auch Auloporen-Bruchstücke enthaltenden Einschaltungen entsprechend als Tempestite gedeutet werden können.

Das allmähliche Nachlassen der grobklastischen Einschüttung, die Zunahme des Fossilgehaltes in den beiden Profilen Cima Val di Puartis und Rio Malinfier von unten nach oben sowie das Auftreten von Algenkalken und Auloporen-Mounds kann auf einen relativen Meeresspiegelanstieg zurückgeführt werden. Auch das Wachstum der Auloporen-Mounds wurde vom Meeresspiegelstand kontrolliert, die Auloporen-Mounds markieren einen relativen Meeresspiegelhochstand ("maximum flooding surface" während einer frühen Phase des "highstand system tracts") mit fehlender klastischer Einschüttung und ruhigen Strömungsbedingungen (siehe ausführliche Diskussion in FLÜGEL & KRAINER, 1992). Einen ähnlichen Trend zeigen auch die Bombaso und basale Meledis-Formation im Bereich des Tomritsch-Rückens (siehe auch KRAINER, 1990b).

4.2. Auernig-Gruppe

4.2.1. Meledis-Formation (Untere kalkarme Schichtgruppe)

Die basale Meledis-Formation wurde bereits im Zusammenhang mit der Bombaso-Formation dargestellt. Das am besten aufgeschlossene Profil durch die Meledis-Formation liegt im unteren Rio Cordin, unmittelbar nördlich der Casera Valbertad bassa (südlich der Kordinalm; siehe geol. Karten SCHÖNLAUB, 1987 und VEN-TURINI, 1990b). Die insgesamt rund 120 m mächtige Meledis-Formation ist im Rio Cordin mit rund 110 m aufgeschlossen, nicht aufgeschlossen ist jedoch der Übergang in die liegende Bombaso-Formation und in die hangende Pizzul-Formation. Im Rio Cordin wird die Meledis-Formation direkt von der Gröden-Formation überlagert, die jüngeren Sedimente der Auernig-Gruppe sowie die unterpermische Abfolge (Rattendorfer Schichtgruppe, Trogkofelkalk) ist während der intrapermischen bruchtektonischen Phase der Erosion zum Opfer gefallen.

4.2.1.1. Profil Rio Cordin

Das Profil im Rio Cordin (Abb. 20) läßt sich in zwei lithofaziell unterschiedliche Abschnitte gliedern:

Der untere Profilabschnitt besteht aus grauen bis grauschwarzen, oft bräunlich anwitternden, stellenweise fossilführenden (Brachiopoden, Crinoidenreste) und bioturbaten siltigen Tonschiefern bis Siltsteinen. Auf den Schichtflächen sind mitunter Lebensspuren (Zoophycos u.a.) zu beobachten, in den Sedimenten stekken bis zu gut 15 cm große, dichte, rostbraun verwitternde Konkretionen, die aus stark bioturbatem, dunkelgrauem mikritischem Siltit bestehen.

Eingeschaltet in diese feinkörnigen "Hintergrundsedimente" sind meist nur wenige cm, selten bis zu einige dm mächtige, höherenergetische grobkörnigere Bänke, bei denen folgende Typen auseinandergehalten werden können (siehe Abb. 20):

Bis zu rund 40 cm dicke Sandsteinbänke, teilweise gradiert und horizontalgeschichtet, selten mit Belastungsmarken an den Schichtunterseiten.

Siltstein- und siltige Feinsandsteinlagen aus eckigem Quarz und viel detritischen Glimmern, bis zu wenige dm mächtig, meist horizontalgeschichtet, selten mit Strömungsmarken und synsedimentären Deformationsstrukturen.

Charakteristisch sind die bis zu rund 10 cm dicken Fossilschuttlagen (Abb. 21). Diese bestehen aus einer siltigen Grundmasse, die unterschiedlich stark durchwühlt, ungeschichtet bis leicht flaserig geschichtet, teilweise mikritisch und häufig dunkelbraun gefärbt ist. Sie besteht im wesentlichen aus eckigen Quarzen mit Korngrößen bis zu 0,5 mm, detritischen Glimmern, kleinen Karbonatkomponenten, dunkel gefärbtem kalkigtonigem Material und diagenetisch gebildetem Pyrit.

Die Biogenführung ist unterschiedlich stark, teilweise schwimmen einzelne Biogenreste locker verstreut in der Grundmasse, teilweise sind die bis zu mehrere cm großen Biogenreste recht dicht gepackt.

Am häufigsten sind Schalenreste von Brachiopoden sowie Echinodermenreste (Taf. 4, Fig. 4). In einzelnen Lagen treten gehäuft Gastropodenschalen mit teilweise Geopetalgefügen auf, wobei das Schaleninnere teils mit siltiger Grundmasse, teils mit Sparit (Zement A + B) ausgefüllt ist (Taf. 4, Fig. 5). Andere Schüttungen sind reich an Fusulinidenbruchstücken (durch die Transporteinwirkung stark abradierte Fusulinengehäuse). Auch (?)Algensporen sind mitunter reichlich enthalten. Weitere Biogenreste sind Echinidenstacheln, Kleinforaminiferen (*Calcitornella, Tuberitina, Tetrataxis* u.a.), umkristallisierte Kalkalgen, Ostracoden, Bryozoen und fragliche Auloporenbruchstücke.

Selten finden sich auch dunkelbraune, siltitisch-mikritische, bioturbate Intraklaste (Taf. 4, Fig. 6).

Die Bioklaste sind häufig dunkelbraun pigmentiert (Taf. 4, Fig. 4), vereinzelt haftet an ihnen auch noch eine dunkle, siltitisch-mikritische Grundmasse an. Dies ist ein Hinweis, daß die Bioklaste durch Sturmereignisse aus einem Stillwasserbereich aufgearbeitet und eingeschwemmt wurden.

Eingeschaltet ist auch ein rund 1 m mächtiger, 5-20 cm gebankter, dolomitischer Kalkhorizont. Dieser setzt über schwarzen, siltigen Tonschiefern mit einem locker bis dicht gepackten Algensiltit ein. Die länglichen und eingeregelten Algenreste – ein Hinweis auf leichte Umlagerung – sind stark umkristallisiert und nicht mehr bestimmbar. Untergeordnet finden sich auch umkristallisierte Schalenreste, Echinodermenreste und selten Fusuliniden. Die Grundmasse ist siltitisch und dunkelbraun gefärbt.

Den Hauptanteil dieses Kalkhorizontes bilden stark umkristallisierte Biomikrite bis Biosiltite. An Biogenen sind nur einige größere, stark umkristallisierte Schalenbruchstücke, Algen- und Echinodermenreste erkennbar.





Den Abschluß dieses Kalkhorizontes bildet ein schlecht sortierter, teilweise dicht gepackter, leicht geschichteter Echinodermenwackestone-packstone mit einer dunklen, mikritisch-siltitischen Grundmasse. Neben den Echinodermenresten finden sich auch Schalenreste, völlig umkristallisierte Kalkalgen und selten Foraminiferen.

Mit rund 6 m mächtigen, 5 cm-gebankten, welligen, dunklen mikritischen Kalken (stark umkristallisierte biogenführende Mikrite) endet der untere Abschnitt. Die Kalke sind tektonisch leicht gestört und verfaltet. Diese Falten werden von MASSARI & VENTURINI (1990d) als Slump-Strukturen gedeutet.

Der obere Profilabschnitt besteht aus grünlichgrauen, bräunlichgrauen und schwarzgrauen Siltsteinen, die meist monoton, teilweise sehr glimmerreich und selten bioturbat sind. Vereinzelt finden sich Lebensspuren (u.a. gut erhaltene Limulus-Spuren bei Profilmeter 85, beschrieben von CONTI et al., 1990). Abschnittsweise sind bis 5 cm große, im obersten Profilabschnitt bis über 10 cm große Konkretionen enthalten. Den Abschluß des Profiles bilden mehrere m mächtige, schwarze Tonschiefer.

Eingeschaltet in diese siltigen Sedimente sind ein rund 5 m mächtiger Konglomerat-Sandsteinkomplex, zwei Sandsteinhorizonte und drei dünngebankte, dunkle Karbonathorizonte (im obersten Profilabschnitt; Abb. 20).

Auffallend ist das Fehlen der für den unteren Profilabschnitt so charakteristischen dünnen Silt-. Sandstein- und Fossilschuttlagen.

Der Konglomerat-Sandsteinkomplex besteht aus ungeschichteten und trogförmig schräggeschichteten, relativ dicht gepackten Quarzkonglomeraten mit gut gerundeten Geröllen von max. 3 cm Durchmesser (meist um 1 cm). Die 35 cm dicke Quarzkonglomeratlage am Top dieser Abfolge ist gradiert, zeigt an der Unterseite Belastungsmarken und geht lateral in Sandsteine über.

Eingeschaltet sind Sandsteine mit trogförmiger Schrägschichtung, Hummocky-Schrägschichtung und undeutlich ausgebildeten Rippeln. Im oberen Teil ist auch eine rund 45 cm dicke Siltstein-Feinsandsteinlage mit Lebensspuren und ?Brachiopodenabdrücken eingeschaltet. Insgesamt zeigt dieser Konglomerat-Sandsteinkomplex eine fining-upward-Tendenz.

Abb. 21.

Bis zu rund 10 cm dicke Fossilschuttlagen (Tempestite), eingeschaltet in dunkle Tonschiefer der Meledis-Formation im Rio Cordin. Unterer Profilabschnitt, im Bereich der Probenpunkte RC 12 und 13 im Profil Abb. 20.

Der tiefere Sandsteinhorizont setzt mit dünnen, feingrobkörnigen Sandsteinbänken in Wechsellagerung mit dünnen Tonschiefern und Siltsteinen ein und geht nach oben in einen Komplex aus grobkörnigen, horizontalund trogförmig schräggeschichteten Sandsteinen, mittelkörnigen Sandsteinen mit synsedimentären Deformationsstrukturen und schließlich in feinkörnige Sandsteine mit Hummocky-Schrägschichtung über.

Der höhere Sandsteinhorizont setzt ebenfalls mit geringmächtigen, horizontalgeschichteten Sandsteinen ein und geht in feinkörnige Sandsteine mit Hummocky-Schrägschichtung über. Im obersten Teil sind die Sandsteine bioturbat.

Karbonathorizonte: Die beiden tieferen Karbonathorizonte sind dünn gebankt, bräunlich bis schwarz, stärker mergelig-tonig, teiweise geschichtet. Es handelt sich zum Teil um recht dicht gepackte Kalke aus eingeregelten, stark umkristallisierten Algenbruchstücken, untergeordnet sind auch Echinodermenreste, Kalkschwämme, ?Bryozoen und ?Algensporen enthalten. Die dunkelgraue bis schwarze Grundmasse ist mikritisch bis siltitisch.

Die oberste, rund 40 cm dicke karbonatische Lage besteht aus einem bioturbaten, dunkelbraunen, fossilführenden Kalksiltit, der einige größere, stark umkristallisierte Schalenreste und Echinodermenbruchstücke enthält. Die Siltsteine an der Basis dieser karbonatischen Lage führen reichlich Pyrit.

4.2.1.2. Interpretation

Unterer Profilabschnitt: Die Siltsteine stellen die "Hintergrundsedimentation" dar, während die zwischengeschalteten gröberen Bänke auf Sturmereignisse zurückgeführt werden. Die fossilreichen Einschaltungen mit dunkel pigmentierten Fossilresten und vereinzelt auch siltitisch-mikritischen Intraklasten wurden vermutlich während Sturmereignissen im Schelfbereich (zwischen normaler Wellenbasis und Sturmwellenbasis) aufgearbeitet und umgelagert, können somit als Tempestite interpretiert werden.

Die fast fossilfreien Silt- und Sandsteineinschaltungen wurden dagegen, vermutlich ebenfalls während stärkerer Stürme, aus flacheren, klastisch dominierten Schelfbereichen (v.a. Vorstrandbereich) in Form von Turbiditen geschüttet (entsprechend dem "TurbiditHummocky-Modell" von WALKER et al., 1983, siehe Kapitel 4.2.3.1.2.). Die eingeschalteten Kalkabfolgen stellen dagegen Ablagerungen knapp unterhalb der Sturmwellenbasis dar und markieren Perioden erhöhten Meeresspiegelstandes.

Zusammenfassend können die Sedimente des unteren Profilabschnittes als Ablagerungen eines feinklastischen Schelfbereiches mit Ablagerungsbedingungen im Sturmwellenbereich betrachtet werden, wo während Sturmereignissen fossilreiche Tempestite und klastische Turbidite geschüttet wurden. Diese Sedimentationsprozesse wurden durch kurzfristige Perioden mit leicht erhöhtem Meeresspiegelstand unterbrochen, in denen jeweils Kalke abgelagert wurden.

MASSARI & VENTURINI (1990d) interpretieren diese Abfolge dagegen als Bildungen eines "slope environments", fassen die fossilführenden und klastischen Einschaltungen als Turbidite auf und interpretieren die tektonisch deformierte Kalkeinschaltung (bei Profilmeter 50 in Abb. 20) als synsedimentäre Rutschfalten ("slump").

Oberer Profilabschnitt: Die monotonen Siltsteine stellen wiederum Ablagerungen des offenen Schelfes dar, wobei das Fehlen von dünnen Tempestit- und Turbiditeinschaltungen als Anzeichen für Wassertiefen knapp unterhalb der Sturmwellenbasis gewertet wird.

Der eingeschaltete Konglomerat-Sandsteinkomplex mit erosiver Untergrenze markiert ein markantes Ereignis in Zusammenhang mit einer plötzlichen Absenkung des Meeresspiegels bzw. tektonischen Hebung des Ablagerungsraumes. Die gut gerundeten und sortierten Konglomerate, hummocky-schräggeschichteten Sandsteine und Lebensspuren in der eingeschalteten dünnen Siltsteinlage sprechen für flachmarine Ablagerungsbedingungen, wobei die Konglomerate als Bildungen des oberen Vorstrandbereiches und die hummokky-schräggeschichteten Sandsteine als Ablagerungen des tieferen Vorstrandes betrachtet werden. MASSARI & VENTURINI (1990d) fassen dagegen den gesamten Konglomerat-Sandsteinkomplex als Bildungen eines proximalen, verzweigten Rinnensystems eines progradierenden alluvialen Fächers auf. Die Sedimentstrukturen sprechen allerdings ziemlich eindeutig gegen diese Deutung.

Auch die hummocky-schräggeschichteten Sandsteineinschaltungen im obersten Profilabschnitt stellen sturminduzierte Ablagerungen des tieferen Vorstrandes dar, abgelagert zwischen normaler Wellenbasis und Sturmwellenbasis (bezüglich hummocky-schräggeschichteter Sandsteine siehe Diskussion in Kapitel 4.2.3.1.2.) und zeigen somit jeweils eine leichte Verflachung des Ablagerungsraumes an, während die Kalkeinschaltungen, abgelagert unterhalb der Sturmwellenbasis, Perioden mit stark verminderter klastischer Einschaltung während relativer Meeresspiegelhochstände markieren.

4.1.2.3. Profil Rio Tratte

Eine etwas andere Entwicklung zeigt die Meledis-Formation im Rio Tratte östlich der Auernig-Alm (südlich des Garnitzenberges) in rund 1500 m Seehöhe (siehe geol. Karte, VENTURINI, 1990b). Gut aufgeschlossen ist vor allem der mittlere Teil der Meledis-Formation in Form einer rund 30–40 m mächtigen Abfolge von graubräunlichen Siltsteinen, häufig bioturbat und mit vielen Lebensspuren auf den Schichtflächen (*Zoophycos* u.a., Abb. 22). Stellenweise enthalten die Siltsteine auch reichlich Brachiopodenabdrücke sowie Crinoidenstielglieder, Bryozoen und Einzelkorallen.

Zwischengeschaltet sind dünne Lagen mit reichlich Algenresten ("Algensiltite"), die nach oben teilweise in dicht gepackte Algenkalke und kleine, dm-große Algenmounds übergehen können.

Die Algensiltite und Algenkalke bestehen aus mäßig bis dicht gepackten, zerbrochenen, meist stärker umkristallisierten Algenthalli, die häufig schichtungsparallel eingeregelt sind. Selten sind die Algenstrukturen erhalten, es handelt sich um Archaeolithophyllum missouriense. Vereinzelt sitzen auf den Algenresten sessile Foraminiferen (*Tuberitina*) auf. Auch andere Kleinforaminiferen wie *Calcitornella* und *Tetrataxis* sind vereinzelt enthalten. Fusuliniden sind selten. Darüberhinaus enthalten die Algensiltite und Algenkalke auch Bryozoenreste, Schalenbruchstücke, Gastropoden, Echinodermenreste und Ostracoden.

Nicht selten sind kleine Zyklen entwickelt: über bioturbaten Siltsteinen folgen Algensiltite mit Einzelkorallen in Lebensstellung, diese gehen nach oben über in dicht gepackte Algenkalke, auf denen sich kleine Algenmounds aufbauen können. Über den Mounds folgen dann wieder dicht gepackte Algenkalke, Algensilti-



Abb. 22. Zoophycos-Spreitenbauten in fossilführenden Siltsteinen der Meledis-Formation im Rio Tratte.

absonnitt so oharakteristischen dunne stein- und Fossilschuttlagen. Der Konglomerat-Sandsteinkomplax o geschichteten und trogförmig schrägger lativ dicht gepackten Quarzkonglomera.

um 1 cm). Die 35 cm dicke Quarzkongs Top dieser Abfolge ist gradiert, zeigt an Belastungsmarken und geht lateral in Sa Bingeschaltet sind Sandsteine mit

senragsoniomung, Hummooky-Sonragson undeutlich ausgebildeten Rippeln Im ot such eine rund 45 cm dicke Siltsteln-Ferra mit Lebensspuren und ?Brachlopodenab geschaftet Insgesamt zeigt dieser Kongit steinkomplex eine fining-upward-Tendens
te und schließlich bioturbate Siltsteine. Diese Zyklen können als trans- und regressive Zyklen interpretiert werden, ausgelöst durch rasche, leichte Meeresspiegelschwankungen.

Nachdem Anzeichen für stärkere Strömung (Sandsteineinschaltungen, Tempestite etc.) fehlen, handelt es sich generell um Sedimente des offenen, tieferen Schelfes, abgelagert unterhalb der Sturmwellenbasis ("outer platform" nach VENTURINI et al., 1990). Erst am Top dieser Abfolge kommt es zu einer leichten Verflachung, angezeigt durch das Auftreten von Sandsteinen mit Hummocky-Schrägschichtung, die auf unteren Vorstrand (lower shoreface) hindeuten.

Während eines relativen Meeresspiegeltiefstandes konnte aufgrund der Anlieferung von feinklastischem Sediment (bioturbate Siltsteine) der Meeresboden von Algen nicht besiedelt werden. Durch einen leichten Meeresspiegelanstieg nimmt die Zufuhr feinklastischen Materials ab, Kalkalgen besiedeln den Ablagerungsraum, werden durch leichte Bodenströmungen zunächst noch verdriftet (schichtungsparallele Einregelung in den Algensiltiten und dicht gepackten Algenkalken), während des relativen Meeresspiegelhochstandes können sich dann lokal kleine Algenmounds bilden, deren Wachstum allerdings durch eine rasch folgende leichte Regression schnell wieder gestoppt wird.

4.2.2. Pizzul-Formation (Untere kalkreiche Schichtgruppe)

Die Pizzul-Formation, benannt nach der Typuslokalität Forca Pizzul (Typusprofil, siehe VENTURINI 1990a) wird bis zu rund 300 m mächtig. Einen guten Einblick in die fazielle Entwicklung der Pizzul-Formation bietet auch das im Rio Tratte, südlich des Garnitzenberges, oberhalb des Weges zwischen 1620 und 1800 m Seehöhe aufgeschlossene Profil mit einer Mächtigkeit von rund 160 m (Profil Abb. 23). Die oberste Pizzul-Formation (und die darüberfolgende Corona-Formation) ist weiter östlich in einem kleinen Bachlauf oberhalb des Fahrweges, rund 400 m westlich der Ofenalm/Casera-For, wo vom Fahrweg der Steig zur Kronalpe abzweigt, aufgeschlossen (Profil Abb. 26).

4.2.2.1. Lithofazies

Klastische Sedimente

Innerhalb der Pizzul-Formation treten bis zu mehrere m mächtige, häufig laminierte bzw. horizontalgeschichtete Siltsteine auf. Diese sind mitunter bioturbat, Lebensspuren sind selten, in einzelnen Horizonten sind bis zu 15 cm große Konkretionen enthalten. Selten sind dünne, massige, horizontalgeschichtete oder auch rippelgeschichtete Sandsteinbänke zwischengeschaltet.

Die basalen 13 m des untersuchten Profils im Rio Tratte (Abb. 23) zeigen eine enge Wechsellagerung von Siltsteinen mit verschiedenen Typen von Sandsteinen im cm- bis dm-Bereich. In die stellenweise bioturbaten Siltsteine sind folgende Sandsteintypen eingeschaltet: Massige, horizontalgeschichtete oder undeutlich flaserig geschichtete Sandsteinbänke, bis zu 35 cm dick, selten mit Belastungsmarken an der Bankunterseite; wenige cm dicke Sandsteinlagen, teilweise mit Kleinrippeln und eine erosiv eingeschnittene, 50 cm mächtige, trogförmig schräggeschichtete Sandsteinbank mit bis zu 10 cm großen aufgearbeiteten siltigen Resedimentgeröllen.

Auch im Liegenden des obersten Kalkhorizontes der Pizzul-Formation ist eine enge Wechsellagerung von Silt- und Sandsteinen aufgeschlossen (Abb. 26). Die Siltsteine sind häufig bioturbat, zeigen mitunter Lebensspuren auf den Schichtflächen und enthalten bis zu mehrere cm große karbonatische Konkretionen. Eingeschaltet sind undeutlich horizontalgeschichtete, siltige, bioturbate Sandsteine, massige und horizontalgeschichtete Sandsteine, eine schräggeschichtete Sandsteinbank mit Belastungsmarken, 40 cm dick, sowie Sandsteinbänke mit Kleinrippeln (L = 7 cm) und größeren Rippeln (Rippelabstand L = 20 cm).

Selten sind synsedimentäre Deformationsstrukturen zu erkennen. Einzelne Sandsteinbänke erreichen Mächtigkeiten von wenigen cm bis etwa 40 cm, ebenso die zwischengeschalteten Siltsteine. Diese Wechselfolge wird vom obersten Kalkhorizont der Pizzul-Formation überlagert. Charakteristisch für die gesamte Pizzul-Formation sind die bis zu mehrere m mächtigen, fein- bis mittelkörnigen, meist sehr glimmerreichen Sandsteinfolgen mit ausgeprägter Hummocky-Schrägschichtung (Abb. 24). Teilweise handelt es sich um amalgamierte Hummockys, teilweise sind die einzelnen Hummockys durch dünne, manchmal bioturbate Siltsteine getrennt.

Vergesellschaftet mit den hummocky-schräggeschichteten Sandsteinen sind dünne, massige Sandsteinbänke, eingeschaltet in geringmächtige Siltsteine, dünne Sandsteinbänke mit Kleinrippeln und in einem Fall eine 70 cm mächtige, massige Sandsteinbank, erosiv in Siltsteine eingeschnitten und mit zu Belastungsmarken umgeprägten Strömungsmarken an der Bankunterseite.

Im basalen Teil der hummocky-schräggeschichteten Sandsteinabfolge im unteren Profilabschnitt (Profil Abb. 23) ist ein 110 cm mächtiger, erosiv eingeschnittener, rinnenförmiger, lateral rasch auskeilender, trogförmig schräggeschichteter, grobkörniger Sandsteinkörper mit cm-großen siltigen, parallel zu den Schrägschichtungsblättern eingeregelten Resedimentgeröllen eingeschaltet.

In den hummocky-schräggeschichteten Sandsteinen sind mitunter synsedimentäre Deformationsstrukturen (Entwässerungsstrukturen) zu beobachten.

Einen weiteren Lithofaziestyp stellen undeutlich horizontalgeschichtete, stellenweise bioturbate und Konkretionen enthaltende, sehr glimmerreiche Sandsteine dar, die mehrere m mächtig werden können und im obersten Profilabschnitt (Abb. 23) bis zu 10 cm dicke gradierte Sandsteinlagen enthalten.

Im mittleren Profilabschnitt ist eine grobklastische Fazies entwickelt, die aus den folgenden Lithofaziestypen aufgebaut ist:

- O Ungeschichtete bis undeutlich schräggeschichtete Konglomerate, relativ dicht gepackt, teilweise gradiert, mit Korngrößen bis zu 4 cm. Die Konglomerate enthalten neben Quarz auffallend viele Lyditgerölle (bis zu rund 40 %).
- O Eine bis zu 60 cm dicke, lateral rasch auskeilende Rinnenfüllung aus cm-großen Siltkomponenten und aufgearbeiteten Kohlestücken, die locker in einer sandigen Grundmasse eingestreut sind.
- Massige bis undeutlich schräggeschichtete Grobsandsteine, teilweise mit locker eingestreuten Kiesgeröllen bis zu 2 cm Durchmesser.



Abb. 23.

Profil durch die Pizzul-Formation (untere kalkreiche Schichtgruppe) im Rio Tratte. Zur Lage des Profils siehe Abb. 14; Legende in Abb. 17.



- Horizontalgeschichtete Sandsteine.
- O Sandsteine mit Hummocky-Schrägschichtung.
- Siltsteine mit d
 ünnen, mehr oder weniger massigen
 Sandsteinb
 änken zwischengeschaltet.

Diese Lithofaziestypen bilden mehrere, nicht sehr deutlich ausgeprägte FU-Sequenzen von bis zu rund 10 m Mächtigkeit (siehe Profil, Abb. 23).

Erwähnenswert sind auch 2 schwarze Tonschieferhorizonte mit gut erhaltenen fossilen Pflanzenresten im Profil zwischen 90 m und 100 m (Flora "Garnitzenberg-Südost a", siehe FRITZ, BOERSMA & KRAINER, 1990). Eingeschwemmte, teilweise gut erhaltene und bestimmbare fossile Pflanzenreste finden sich auch in anderen Horizonten des Profiles (z.B. Flora "Garnitzenberg-Südost β " mit reichlich *Neuropteris ovata*).

Kalke der Pizzul-Formation

Die beiden Kalkhorizonte im unteren Teil des untersuchten Profils (Abb. 23) bestehen aus wellig gebankten, grauen Kalken. Die Bankmächtigkeit beträgt meist 5–20 cm, einzelne Kalkbänke sind bis zu 40 cm dick. An der Basis und am Top sind die Kalke stärker tonigsiltig und zwischen den einzelnen Kalkbänken treten oft dünne, tonig-siltige Zwischenlagen auf.

Folgende Mikrofaziestypen lassen sich auseinanderhalten:

Biogenführender Siltstein, ungeschichtet, aus siltiger Grundmasse bestehend aus eckigem Quarz und detritischen Glimmern, karbonatisch zementiert. An Bioklasten sind umkristallisierte Kalkalgen (?Eugonophyllum, Epimastopora), Echinodermenreste, diverse Schalenbruchstücke, meist von Brachiopoden stammend, Bryozoenreste und vereinzelt Fusuliniden enthalten. Längliche Bioklaste sind oft schichtungsparallel eingeregelt.

In einem anderen Typus besteht die Grundmasse aus detritischem Quarz, Glimmer und dunklem, tonigem Material sowie diagenetisch gebildetem Pyrit. Vereinzelt konnten auch siltige Resedimentklasten beobachtet werden. Den biogenen Anteil bilden cm-große Gastropodenschalen, häufig von mikritischen Algen, sessilen Foraminiferen und *Tubiphytes* umkrustet, sowie

Then you Die Umkrustungen werden yo on him unworder mitchachen Argen und

albo oft statker umkristallistert. Biomitkrift (Wackestone/Biod schlohtet, aus michtischer bis mikreaps masso mic Perioden und sahreichen k ster vor ellem meist sessing Kielnforen vor diem meist sessing Kielnforen biod vor ellem meist sessing Kielnforen biod keine Fossindson:) sowe Wem her Schlen - Echinodermen- und Bo her Schellen Foreminferen umwachs der schellen und Gastropoden sind lot fisutinisen sind selten.

Abb. 24.

Fein- bis mittelkörnige Sandsteine des unteren Vorstrandbereiches mit relativ großdimensionaler, amalgamierter Hummocky-Schrägschichtung. Pizzul-Formation, Rio Tratte (bei Profilmeter 16–17 im Profil Abb. 23).

ebenfalls umkrustete, stark umkristallisierte Algenbruchstücke, Echinodermenreste, Brachiopodenschalen und Kleinforaminiferen.

Algen-Biomikrit (Wackestone/Bindstone) aus mikritischer, teils siltitischer Grundmasse mit oft massenhaft sessilen Kleinforaminiferen (v.a. *Calcitornella*, auch *Tuberitina* und *Eotuberitina*) und anderen kleinen Biogenresten (Ostracoden, Bryozoen, kleine Algen- und Echinodermenbruchstücke, Kleinforaminiferen wie z.B. *Bradyina, Eolasiodiscus, Polytaxis, Tetrataxis*, und selten Schwamm-Spiculae). An größeren Biogenen sind meist umkristallisierte Algenreste (überwiegend ?*Eugonophyllum*, auch *Anthracoporella, Archaeolithophyllum missouriense, Epimastopora* und ?*Cuneiphycus*) sehr häufig. Einzelne Algenthalli sind von mikritischen Algen, sessilen Foraminiferen und *Tubiphytes* umkrustet. In einzelnen Bänken sind auch Fusuliniden enthalten.

Algen-Siltit (Wackestone, Taf. 5, Fig. 1) aus dunkelbrauner bis schwarzer, siltitisch-mikritischer Grundmasse mit mäßig dicht gepackten, eingeregelten Algenresten von Archaeolithophyllum missouriense, selten Eugonophyllum, Epimastopora und Anthracoporella. Die teilweise umkristallisierten Algenreste sind mitunter von mikritischen Algen, Tubiphytes und sessilen Foraminiferen (Calcitornella, Tuberitina) umwachsen (Taf. 5, Fig. 2). Untergeordnet finden sich andere Kleinforaminiferen, Bryozoenreste und Schalenbruchstücke.

Dieser Mikrofaziestyp kann in Algen-Fusuliniden-Siltite übergehen (Taf. 5, Fig. 3). Die Fusuliniden sind teilweise durch Transporteinwirkung stark abgenützt, manchmal zerbrochen.

Algen-Biosiltit (Wackestone) aus bräunlichgrauer, mikritisch-siltitischer Grundmasse mit zahlreichen kleinen und größeren Bioklasten, leicht geschichtet. Kleine Bioklaste liefern Schalen-, Algen-, Bryozoen- und Echinodermenreste sowie Kleinforaminiferen (v.a. *Eolasiodiscus, Tetrataxis, Tuberitina*).

An größeren Bioklasten sind Algenreste (Archaeolithophyllum missouriense, selten Epimastopora, Anthracoporella), größere Schalen- und Bryozoenreste, Echinodermenreste und vereinzelt Fusuliniden enthalten. Auch onko-

Set free

idartige Umkrustungen ("Osagia"-Typ) von Algen kommen vor. Die Umkrustungen werden von ?*Archaeolithophyllum lamellosum*, mikritischen Algen und sessilen Foraminiferen gebildet. Die Bioklaste, vor allem die Algen, sind oft stärker umkristallisiert.

Biomikrit (Wackestone/Bindstone), ungeschichtet, aus mikritischer bis mikrosparitischer Grundmasse mit ?Peloiden und zahlreichen kleinen Biogenresten, vor allem meist sessile Kleinforaminiferen (*Calcitornella, Tuberitina, Eolasiodiscus*) sowie kleine Schalenbruchstücke, Algen-, Echinodermen- und Bryozoenreste (siehe Taf. 5, Fig. 4). Größere Bioklaste von Algen (*Archaeolithophyllum missouriense*, teilweise von mikritischen Algen und sessilen Foraminiferen umwachsen), Brachiopodenschalen und Gastropoden sind locker eingestreut. Fusuliniden sind selten.

Die zwei ungefähr bei 100 m im Profil (Abb. 23) eingeschalteten, 50 cm und 60 cm dicken Kalkbänke bestehen aus folgenden Mikrofaziestypen:

Biomikrit (Wackestone) aus bräunlicher, mikritischer Grundmasse, ungeschichtet, mit vielen Echinodermenresten. Auch Bryozoen, stark umkristallisierte Kalkalgen, Schalenbruchstücke von Gastropoden und Brachiopoden, Kleinforaminiferen (*Bradyina, Endothyra, Tuberitina* u.a.) und vereinzelt Fusuliniden sind enthalten.

Größere Bioklaste sind teilweise von mikritischen Algen, selten auch von sessilen Foraminiferen (*Tuberitina*) umkrustet.

Algensiltit, bräunliche siltige Grundmasse mit eingestreuten Quarzkörnern und mäßig dicht gepackten, schlecht sortierten, schichtungsparallel eingeregelten Biogenresten, hauptsächlich stark umkristallisierte Algen und teils recht große Echinodermenreste sowie Schalenreste, Bryozoen, Kleinforaminiferen (*Endothyra*, *Tetrataxis*, *Tuberitina* u.a.). Algenreste und auch andere Bioklaste werden häufig von *Tubiphytes* umkrustet. Einzelne größere Algenreste werden auch von ?tabulaten Korallen inkrustiert.

Die Kalke des obersten Karbonathorizontes der Pizzul-Formation (Abb. 26) setzen sich aus folgenden Mikrofaziestypen zusammen:

*

An der Basis setzt der Karbonathorizont mit rund 70 cm mächtigen, dunklen, 1–2 cm wellig gebankten, stark tonigen Algen-Biosiltiten ein. Diese sind ungeschichtet und besitzen eine bräunliche, siltitisch-mikritische Grundmasse mit vielen Kleinforaminiferen, wobei die sessilen Formen teils auf Sediment, teils auf Bioklasten aufwachsen. Auch kleine Schalen- und Algenbruchstücke sind enthalten. Die großen Bioklaste sind überwiegend stark umkristallisierte Algen (?Eugonophyllum, Epimastopora), selten von mikritischen Algen und Tubiphytes umwachsen, sowie einzelne Schalenbruchstücke von Brachiopoden und Gastropoden und selten Fusuliniden.

Der Hauptanteil dieses Karbonathorizontes setzt sich aus Algen-Biomikriten (Wackestone/Bindstone) zusammen. Die Grundmasse besteht aus bräunlichgrauem Mikrit. Darin sind teilweise massenhaft sessile Kleinforaminiferen, teils auf Sediment, teils auf Bioklasten aufwachsend, enthalten (v.a. *Calcitornella*, auch *Tuberitina*, *Eotuberitina*). Auch andere Kleinforaminiferen kommen vor (Bradyina, Eolasiodiscus, Polytaxis u.a.). An größeren Bioklasten sind vor allem Kalkalgen zu nennen (Eugonophyllum, Epimastopora, Anthracoporella, selten Archaeolithophyllum missouriense), die meist stark umkristallisiert und nicht selten von mikritischen Algen, Tubiphytes und sessilen Foraminiferen inkrustiert sind. Größere Schalenreste von Brachiopoden und Gastropoden, Bryozoen und Fusuliniden kommen vereinzelt vor.

Dieser Mikrofaziestyp geht am Top über in Algensiltite (Wackestone), die den obersten Meter dieses Karbonathorizontes aufbauen. In einer siltitischen, teils mikritischen Grundmasse sind teils dicht gepackte, häufig eingeregelte Algenthalli von überwiegend Archaeolithophyllum missouriense, untergeordnet Epimastopora, selten Anthracoporella und ?Cuneiphycus enthalten. Die oft umkristallisierten Algen werden häufig von mikritischen Algen, sessilen Foraminiferen und Tubiphytes inkrustiert. An Kleinforaminiferen finden sich u.a. Bradyina, Calcitornella, Tetrataxis und Tuberitina. Vereinzelt finden sich Schalen-, Bryozoen- und Echinodermenreste.

4.2.2.2. Interpretation

Die häufigen und teilweise mächtig entwickelten Sandsteine mit Hummocky-Schrägschichtung lassen eindeutige Rückschlüsse auf die Ablagerungsbedingungen zu. Es handelt sich dabei um sturminduzierte Ablagerungen des tieferen Vorstrandes, entstanden zwischen normaler Wellenbasis und Sturmwellenbasis (siehe Diskussion in Kapitel 4.2.3.1.2.).

Während die Siltsteine als "Hintergrundsedimente" interpretiert werden, entstanden während "Schönwetterperioden" zwischen stärkeren Sturmereignissen, weisen die diversen eingeschalteten Sandsteinlagen auf höherenergetische Ereignisse, im wesentlichen ebenfalls auf Sturmereignisse, und sind teils als Tempestite (z.B. Sandsteinlagen mit Rippelschichtung), teils auch als Turbidite (undeutlich horizontalgeschichtete, gradierte, glimmerreiche Lagen) aufzufassen. Auch die erosiv eingeschnittenen, rinnenförmigen Sandsteinkörper weisen auf hochenergetische Prozesse (starke Meeresströmung, die vermutlich ebenfalls mit Sturmtätigkeit in Verbindung stand).

Die Konglomerate und Sandsteine im mittleren Profilabschnitt stellen dagegen eine grobklastische, flachmarine Schelfentwicklung dar, aufgebaut aus Sedimenten des Strandbereiches (Konglomerate) und Vorstrandbereiches (Sandsteine). Der dominierende Sedimentationsprozeß dieser Fazies dürften küstenparallele Strömungen gewesen sein (siehe Diskussion in Kapitel 4.2.3.1.2).

Die Kalke der Pizzul-Formation unterscheiden sich kaum von den Kalken der darüberfolgenden Corona-, Auernig- und Carnizza-Formation.

Auch der Aufbau und die Mikrofazies mächtigerer Kalkeinschaltungen mit dünngebankten, stärker tonigsiltigen Kalken an der Basis und am Top (biogenführende Siltsteine, Algensiltite und Algen-Biosiltite) sowie etwas dickbankigeren Kalken mit teilweise typischer Algenmound-Fazies (Algen-Biomikrite und Biomikrite mit oft massenhaft sessilen Kleinforaminiferen, mikritischen Algen und *Tubiphytes*) im mittleren Bereich ist sehr ähnlich (vgl. Kapitel 4.2.3.1.3 und 4.2.3.1.4.).

Generell zeigen die Kalke relativ ruhige, normalmarine Ablagerungsbedingungen unterhalb der Sturmwellenbasis bei stark herabgesetzter bis fehlender klastischer Einschüttung an, wobei es stellenweise zum Aufbau ganz flacher Algenmounds, ähnlich wie in der Auernig-Formation, gekommen ist. Die Kalke entstanden jeweils während Perioden relativer Meeresspiegelhochstände (siehe ausführliche Diskussion in Kapitel 4.2.3.1.5.).

4.2.3. Corona-, Auernigund Carnizza-Formation (Mittlere kalkarme, obere kalkreiche und obere kalkarme Schichtgruppe)

Diese drei Formationen werden gemeinsam behandelt, da sie aus den selben Lithofaziestypen aufgebaut sind und einen ausgeprägten zyklischen Aufbau zeigen. Der Unterschied besteht lediglich darin, daß die Auernig-Formation gegenüber der Corona- und Carnizza-Formation reich an Kalkeinschaltungen ist.

Die klassischen Aufschlüsse dieser Formationen liegen östlich des Naßfeldpasses (siehe Abb. 14), im Bereich des Auernig (Typusprofil der Auernig-Formation), Garnitzenberges (Typusprofil der Carnizza-Formation) und der Kronalpe (Typusprofil der Corona-Formation).

An diesen Aufschlüssen hat bereits STACHE (1874), basierend auf Fossilfunden (Fusuliniden, Productiden, fossile Pflanzenreste) das oberkarbone Alter dieser Serien erkannt. SCHELLWIEN (1892) und FRECH (1894) haben bereits recht detaillierte Profile durch die Auernigschichten des Auernig und der Kronalpe beschrieben. Die Bezeichnung der einzelnen Schichten des Auernig-Profiles (Schicht a-t) und der Kronalpe (Schicht 1-23) geht auf SCHELLWIEN (1892) zurück, der auch vollkommen richtig erkannt hat, daß der obere Teil des Profiles am Auernig die Fortsetzung des Krone-Profiles darstellt. Genaue Profilzeichnungen durch den Auernig und die Krone (= Kronalpe) mit den einzelnen Schichtbezeichnungen sowie Fossillisten sind in der Arbeit von GEYER (1896) enthalten. Die Brachiopoden dieser Profile hat erstmals SCHELLWIEN (1892), die Fusuliniden SCHELLWIEN (1898) bearbeitet.

Die Untergliederung des mächtigen Garnitzenprofiles in die einzelnen Schichtfolgen (Untere kalkarme, untere kalkreiche, mittlere kalkarme, obere kalkreiche und obere kalkarme Schichtgruppe) geht auf HERITSCH, KAHLER & METZ (1933) zurück, eine Beschreibung dieses Profiles ist in KAHLER & PREY (1963) enthalten (siehe auch Argyriadis, 1968; FENNINGER, 1971; FENNINGER & SCHÖNLAUB, 1972; Geologische Karten von KAHLER, HERITSCH & PREY, 1959; SELLI, 1963b; SCHÖNLAUB, 1987 und VENTURINI, 1990b).

Die Corona-Formation (mittlere kalkarme Schichtgruppe) wird bis zu rund 300 m mächtig und ist fast ausschließlich klastisch entwickelt. Lediglich im obersten Profilabschnitt sind zwei jeweils mehrere dm mächtige Kalkbänke eingeschaltet. Das Typusprofil liegt im Bereich Ofenalm (Casera For) – Kronalpe (Monte Corona) (Abb. 26), gute Aufschlüsse finden sich auch im Garnitzenprofil nördlich des Garnitzenberges (siehe auch VENTURINI 1990a; MASSARI, VENTURINI & PESAVENTO, 1990).

Die Auernig-Formation (obere kalkreiche Schichtgruppe) erreicht eine Mächtigkeit von rund 250 m und ist durch die Einschaltung von 10 mächtigeren Kalkhorizonten (Mächtigkeit zwischen 2 und 13 m) und mehreren dünnen Kalkeinschaltungen charakterisiert. Das Typusprofil liegt am Auernig, komplett aufgeschlossen ist die Auernig-Formation auch im Garnitzenprofil (Bereich Gugga – Garnitzenberg, Abb. 32,33), der tiefere Teil ist auch auf der Kronalpe aufgeschlossen (Abb. 27,28).

Die Carnizza-Formation (obere kalkarme Schichtgruppe), insgesamt rund 120 m mächtig und überwiegend klastisch ausgebildet, ist ebenfalls im Garnitzenprofil aufgeschlossen (Abb. 33), allerdings nicht vollständig (es fehlt der oberste Teil). Der oberste Teil mit den darüberliegenden Unteren Pseudoschwagerinenkalken ist dagegen weiter im Westen, auf der Westseite des Schulterkofels, vollständig aufgeschlossen (Abb. 34).

4.2.3.1. Fazielle Ausbildung

4.2.3.1.1. Klastische Fazies

Quarzkonglomeratfazies

Quarzkonglomeratabfolgen bilden im Gelände meist markante Steilstufen, sind daher meist sehr gut aufgeschlossen und erreichen in den untersuchten Profilen Mächtigkeiten von wenigen m bis zu rund 23 m.

Es sind fast durchwegs ziemlich reine Quarzkonglomerate mit nur vereinzelt Lyditgeröllen und metamorphen Geröllen (diverse Glimmerschiefer). Lediglich im



Abb. 25.

Feinsandstein des tieferen Vorstrandbereiches mit amalgamierter Hummocky-Schrägschichtung und synsedimentären Deformationsstrukturen (untere Bildhälfte).

Oberer Profilabschnitt der Corona-Formation, Krone-Westseite (bei Profilmeter 15-16 im Profil A, Abb. 27).







Abb. 28.

Profilausschnitt aus der Auernig-Formation (obere kalkreiche Schichtgruppe) an der Ostseite der Krone. Legende siehe Abb. 17.

tieferen Teil der Corona-Formation westlich der Ofenalm enthalten einzelne Konglomeratlagen auffallend viele Lyditgerölle. Die einzelnen Gerölle sind durchwegs gerundet, teilweise sogar gut gerundet. Die Sortierung der Konglomerate ist unterschiedlich, teilweise gut bis sehr gut. Die Konglomerate sind teils locker gepackt mit viel sandiger Grundmasse, teilweise auch dicht gepackt. Die Korngröße beträgt maximal rund 15 cm, meist jedoch weniger als 5 cm.

Die einzelnen Quarzkonglomeratabfolgen setzen immer mit einer scharfen, erosiven Basis ein, selten sind an der Basis auch cm-große, aus den unterlagernden feinkörnigen Sedimenten aufgearbeitete Siltsteinkomponenten enthalten. Bis über 1 m lange Drifthölzer sind in den Konglomeraten immer wieder anzutreffen.

Ein stärkeres erosives, rinnenförmiges Einschneiden der Konglomerate wurde nie beobachtet. Auffallend ist vielmehr, daß sich die einzelnen Quarzkonglomeratabfolgen lateral mit relativ konstanter Mächtigkeit oft über einige 100 m verfolgen lassen. Auch typisch rinnenförmige Konglomeratkörper, wie sie beispielsweise aus der oberkarbonen Stangnock-Formation bekannt sind (KRAINER, 1989b), fehlen.

Die Konglomeratabfolgen sind aus folgenden Lithofaziestypen aufgebaut:

- Massige, ungeschichtete bis undeutlich horizontalgeschichtete Konglomeratlagen, bis zu 2,2 m mächtig, mäßig bis schlecht sortiert. Teilweise ist leichte Imbrikation der Gerölle festzustellen, vereinzelt sind diese Lagen auch gradiert.
- Massige, dicht gepackte, gut gerundete und gut sortierte Feinkonglomerate, bis zu mehrere dm mächtig.
- Flach schräggeschichtete Konglomeratlagen, bis über 1 m mächtig, teilweise leicht gradiert, oft stärker sandig.
- Trogförmig schräggeschichtete Konglomeratlagen, bis zu rund 1 m mächtig, teilweise stärker sandig.
- Eingeschaltet sind immer wieder dünne, häufig schräggeschichtete, auch ungeschichtete bis horizontalgeschichtete, meist grobkörnige Sandsteinlagen.

Die einzelnen Konglomeratabfolgen bilden fast durchwegs FU-Sequenzen, werden nach oben zunehmend feinkörniger und gehen in eine Sandsteinund Siltsteinfazies über.



Abb. 29.

Trogförmig schräggeschichtete, mittel- bis grobkörnige Sandsteine des oberen Vorstrandbereiches. Auernig-Formation, Gipfelbereich der Krone.



Sandsteinfazies

 Grobkörnige, schräggeschichtete Sandsteine (Abb. 29):

Über der Konglomeratfazies folgt häufig eine bis zu mehrere m mächtige Sandsteinfazies aus trogförmig, selten planar schräggeschichteten, grobkörnigen, teilweise feinkiesigen, bis zu mehrere dm mächtigen Sandsteinbänken. Untergeordnet treten in dieser Fazies auch horizontalgeschichtete oder ungeschichtete Sandsteine auf.

 Sandsteine mit Hummocky-Schrägschichtung (Abb. 25):

Fein- bis mittelkörnige, glimmerreiche Sandsteine zeigen fast durchwegs die für die Auernigschichten so charakteristische Hummocky-Schrägschichtung. Vereinzelt sind darin Kiesgerölle bis zu 3 cm und kleine Drifthölzer enthalten. Amalgamierte Hummokky-Schrägschichtungsabfolgen erreichen Mächtigkeiten bis zu rund 6 m. In solchen Abfolgen sind oft synsedimentäre Deformationsstrukturen (Entwässerungsstrukturen, Abb. 25) und Spurenfossilien zu beobachten. Am Gipfel der Kronalpe sind mittelgrobkörnige Sandsteine mit sehr großdimensionaler Hummocky-Schrägschichtung aufgeschlossen.

Sandsteine mit Hummocky-Schrägschichtung folgen häufig über der grobkörnigen Sandsteinfazies und finden sich auch an der Basis von Konglomeratabfolgen.

- Ungeschichtete bis undeutlich horizontalgeschichtete, teilweise stark bioturbate Sandsteine sind vor allem im oberen Teil der Carnizza-Formation (Schulterkofel-Profil, Abb. 34) recht häufig.
- O Dünne, meist feinkörnige Sandsteinbänke, eingeschaltet in Siltsteinen. Diese Sandsteinbänke sind ungeschichtet, mitunter stark bioturbat, auch horizontalgeschichtet oder mit Hummocky-Schrägschichtung. Einzelne feinkörnige Sandsteinbänke sind auch fossilführend.

Siltstein-Tonschieferfazies

Abfolgen von Siltsteinen und Tonschiefern erreichen Mächtigkeiten von wenigen dm bis zu mehrere Zehnermeter (z.B. im mittleren Teil der Corona-Formation, Abb. 26). Siltsteine sind entweder horizontalgeschichtet oder durch intensive Bioturbation undeutlich geschichtet bis massig. Auf den Schichtflächen finden sich häufig Lebensspuren, vor allem *Zoophycos* ist weit verbreitet. Mitunter sind in den Siltsteinen bis zu 10 cm große, stark verwitterte, limonitische Konkretionen enthalten. Stellenweise sind die Siltsteine fossilführend, enthalten vor allem Abdrücke von Brachiopoden. Einzelne, dünne Fossillagen mit massenhaft Brachiopoden sowie Crinoidenstielgliedern, Fusuliniden, Gastropoden und Bryozoen sind eingeschaltet. Von den Biogenen sind meist nur die Abdrücke erhalten.

Tonschieferhorizonte, bräunlich oder dunkelgrau bis schwarz gefärbt, sind nur wenige cm bis maximal wenige dm mächtig und enthalten vielerorts vorzüglich erhaltene fossile Pflanzenreste. Eingeschaltet sind mitunter dünne Sandstein- bis grobkörnige Siltsteinlagen, bioturbat, laminiert, vereinzelt mit Kleinrippeln oder Hummocky-Schrägschichtung.

Selten sind auch dünne Anthrazitkohleflöze entwikkelt. Ein rund 30 cm mächtiges, stark klastisch verunreinigtes Kohleflöz ist beispielsweise auf der SW-Seite der Kronalpe, an der Basis der mächtigen Quarzkonglomeratabfolge (Corona-Formation) bei einem ehemaligen Kohleschurf aufgeschlossen. NW der Ofenalm/ Casera For, im Bereich des Grenzsteins p 107 der Staatsgrenze, wurde im letzten Jahrhundert Anthrazitkohle abgebaut. Auf der Halde des ehemaligen Bergbaues finden sich neben kleinen Kohlestücken vereinzelt auch Siltsteine und Tonschiefer mit Brachiopodenabdrücken.

Die Siltstein-Tonschieferfazies ist häufig am Top und an der Basis von feinkörnigen Sandsteinen mit Hummocky-Schrägschichtung oder mächtigeren Kalken entwickelt.

4.2.3.1.2. Interpretation

MASSARI & VENTURINI (1990b) unterscheiden innerhalb der Konglomeratabfolgen folgende 3 Faziestypen:

- a) Fluviatile bis deltaische Fazies ("braided channels").
- b) Gut sortierte "foreshore"-Ablagerungen und
- c) "longshore"-Ablagerungen (Ablagerungen durch küstenparallelen Transport).

Gegen fluviatile Ablagerungen innerhalb der Konglomeratabfolgen sprechen

- Auffallend konstante Mächtigkeit der relativ geringmächtigen Konglomeratabfolgen über größere laterale Erstreckung (mindestens einige 100 m).
- Keine erosiv eingeschnittenen Rinnen in den unterlagernden feinkörnigen Sedimenten, wie sie beispielsweise in den oberkarbonen Zyklen der USA weit verbreitet sind (bis zu viele m tief eingeschnittene fluviatile Rinnen!).
- Keine typisch fluviatilen Rinnen innerhalb der Konglomeratabfolgen, wie sie vergleichsweise in der oberkarbonen Stangnock-Formation beispielhaft entwickelt sind (KRAINER, 1989b).
- Eine gegenüber den fluviatilen Konglomeraten der Stangnock-Formation merklich bessere Rundung der Quarzgerölle, auch die Sortierung ist teilweise deutlich besser.

Die Konglomeratfazies der Corona-, Auernig- und Carnizza-Formation ist sehr ähnlich dem tieferen Teil des von HART & PLINT (1989) beschriebenen, 14 m mächtigen Baytree-Members der oberkretazischen Cardium-Formation (Alberta), die ebenfalls aus massigen und schräggeschichteten Konglomeraten mit eingeschalteten, dünnen, lateral rasch auskeilenden, schräg- und horizontalgeschichteten Sandsteinen aufgebaut ist. Diese Konglomerate und Sandsteine werden als Ablagerungen des shoreface (Vorstrand) interpretiert, die im wesentlichen auf longshore-drift (küstenparallele Strömungen) zurückgeführt werden.

Die Hauptprozesse für die Entstehung konglomeratischer Küstensedimente sind hochenergetische Wellentätigkeit und starke küstenparallele Strömung, induziert durch starke Sturmaktivität. Im oberen Vorstrandbereich (upper shoreface) dominiert generell sturminduzierter longshore- und offshore- (küstenparalleler und ablandiger) Sedimenttransport, im unteren Vorstrandbereich dagegen onshore- (anlandiger) Sedimenttransport (BOURGEOIS & LEITHOLD, 1984).

Der Strandbereich selbst wird vor allem durch brechende Wellen beeinflußt. Entsprechend sind die Konglomerate des Strandbereiches (beachface) am besten gerundet und sortiert, ein typisches Merkmal ist die dachziegelartige Lagerung (Imbrikation) der im Strandbereich angereicherten Gerölle (BLUCK, 1967; BOUR- GEOIS & LEITHOLD, 1984). Voraussetzung für dachziegelartige Lagerung ist das Vorhandensein abgeplatteter Gerölle. Allerdings neigen Quarzgerölle eher zu sphärischen Kornformen, abgeplattete Quarzgerölle sind eher selten. Daher ist es auch verständlich, daß in den Quarzkonglomeraten der Auernig-Gruppe nur vereinzelt Imbrikation zu beobachten ist. In den fluviatilen Quarzkonglomeraten der Stangnock-Formation konnte überhaupt nie Dachziegellagerung der Gerölle festgestellt werden (KRAINER, 1989b). Strandkonglomerate sind in der Regel auch leicht seewärts geneigt (BOURGEOIS & LEITHOLD, 1984).

Extrem gut gerundete und gut sortierte Konglomerate in Verbindung mit flach geneigter Schichtung, die als Strandkonglomerate interpretiert werden können, sind innerhalb der Konglomeratfazies hin und wieder entwickelt, zum Beispiel in der obersten Konglomeratlage der Carnizza-Formation im Schulterkofelprofil und in der mächtigen Konglomeratabfolge der Corona-Formation auf der SW-Seite der Kronalpe.

Der Hauptanteil der Konglomeratfazies, aufgebaut aus ungeschichteten und trogförmig schräggeschichteten Konglomeraten mit dünnen Sandsteinzwischenlagen wird als Vorstrand-(shoreface-)Ablagerung interpretiert, entstanden im oberen Vorstrandbereich durch küstenparallelen Transport. Dabei werden die trogförmig schräggeschichteten Konglomerate als sturminduzierte, küstenparallel migrierende Megarippeln gedeutet, während die ungeschichteten Konglomerate als "lag pavements" ("Rückstandspflaster") von Sturmwellen interpretiert werden (siehe auch BOURGEOIS & LEIT-HOLD (1984). Für eine genauere und eindeutige Interpretation fehlen gegenwärtig detaillierte granulometrische Untersuchungen, ebenso lassen sich aus den bisher nur in unzureichender Zahl vorliegenden Messungen der Schüttungsrichtungen keine Schlüsse ziehen. Auch über laterale Faziesänderungen innerhalb der Konglomeratabfolgen - es ist durchaus zu erwarten, daß die Strand- und Vorstrandfazies lateral stellenweise in Deltasedimente übergeht - ist bislang nichts bekannt.

Grobkörnige, teilweise feinkiesige, häufig schräggeschichtete Sandsteine (grobkörnige Sandsteinfazies), vereinzelt mit bimodaler Schrägschichtung (Auernig-Formation, am Auernig; MASSARI & VENTURINI, 1990c) überlagern häufig die Konglomeratfazies und werden ihrerseits von Hummocky-schräggeschichteten Sandsteinen überlagert. Stellenweise ist auch eine Wechsellagerung trogförmig schräggeschichteter und hummokky-schräggeschichteter Sandsteine zu beobachten. Diese grobkörnigen, schräggeschichteten Sandsteine werden als Ablagerungen des oberen Vorstrandes (upper shoreface) interpretiert, entstanden durch sturminduzierten, küstenparallen Sedimenttransport. Diese Interpretation beruht vor allem auf der Vergesellschaftung der grobkörnigen Sandsteinfazies mit hummockyschräggeschichteten Sandsteinen.

Hummocky-Schrägschichtung ist die wichtigste Sedimentstruktur klastischer Schelfsedimente, da sie eindeutige Aussagen über ihre Entstehung zuläßt. Sandsteine mit Hummocky-Schrägschichtung entstehen während starker Stürme unterhalb der normalen Wellenbasis im tieferen Vorstrandbereich, d.h. zwischen normaler Wellenbasis und Sturmwellenbasis (HAMBLIN & WALKER, 1979; BOURGEOIS, 1980, DOTT & BOURGEOIS, 1982; DUKE, 1985; WALKER, 1984, 1985 u.a.). Eine ideale Hummocky-Sequenz, die analog dem Bouma-Turbidit-Modell einem Sturmereignis entspricht, besteht aus hummocky-schräggeschichteten Sandsteinen an der Basis (Einheit H), überlagert von geringmächtigen horizontalgeschichteten Sandsteinen (Einheit F) und feinkörnigen Sandsteinen mit Rippeln und Rippelschrägschichtung (Einheit X). Den Abschluß bilden bioturbate, pelitische Sedimente (mudstones, Einheit M). Diese Abfolge ist auf das allmähliche Nachlassen des Sturmereignisses und der damit verbundenen Abnahme in der Intensität der Wellentätigkeit und Strömungsgeschwindigkeit am Meeresboden zurückzuführen (DOTT & BOUR-GEOIS, 1982). Ein solches Sturmereignis kann mehrere Tage oder Wochen dauern. Sedimentation erfolgt dabei einerseits durch Abregnen feinkörnigen Sediments aus der aufgewirbelten Suspension, andererseits durch lateralen Sedimenttransport ("traction flow") infolge der intensiven, sturminduzierten Wellenbewegung am Meeresboden (DOTT & BOURGEOIS, 1982).

WALKER et al. (1983) haben aufgrund der Beobachtung, daß einige Hummocky-Sequenzen an der Basis eine geringmächtige massige, gradierte Lage (Einheit B) und darüber eine horizontalgeschichtete Lage (Einheit P) zeigen, das "Turbidit-Hummocky-Modell" aufgestellt und die Meinung vertreten, daß die Hummocky-Sequenzen turbiditischen Ursprungs sind, ausgelöst durch starke Stürme im Vorstrandbereich. WALKER et al. (1983) deuten die Einheiten B und P an der Basis als Ablagerungen, die durch gerichtete Strömung im oberen Fließregime ("upper plane bed") entstanden sind, ähnlich wie die Einheiten A und B einer Turbiditsequenz. Allerdings sind solche Sequenzen eher selten (vgl. dazu auch Diskussion von DOTT & BOURGEOIS, 1983).

Häufig sind hummocky-schräggeschichtete Sandsteine amalgamiert (Abb. 24,25). Zur Amalgamation kommt es durch relativ häufige und vor allem intensive Sturmtätigkeit, sodaß alle während des vorhergehenden, abflauenden Sturmes und der darauffolgenden Schönwetterperioden abgelagerten Sedimente wieder aufgearbeitet werden (DOTT & BOURGEOIS, 1982). Amalgamierte hummocky-schräggeschichtete Sandsteinabfolgen von oft mehreren m Mächtigkeit sind auch in den einzelnen-Formationen der Auernig-Gruppe recht häufig anzutreffen. In der Pizzul-Formation können einzelne hummocky-schräggeschichtete Sandsteinabfolgen (H-H-H- oder H-F-Abfolgen, siehe BOURGEOIS, 1980, DOTT & BOURGEOIS, 1982) Mächtigkeiten von mehr als 10 m erreichen. In solchen amalgamierten Abfolgen sind einzelne Sturmereignisse meist schwer voneinander abzutrennen.

Entwässerungsstrukturen (Abb. 25) und Bioturbation sind charakteristische Merkmale vieler hummockyschräggeschichteter Sandsteine. Entwässerungsstrukturen weisen auf sehr schnelle Ablagerungsprozesse hin (HUNTER & CLIFTON, 1982), Bioturbation tritt vor allem im höheren Teil von hummocky-Sequenzen auf. Beide Merkmale sind auch in den hummocky-schräggeschichteten Sandsteinen der Auernig-Gruppe zu beobachten. Auch amalgamierte hummocky-schräggeschichtete Sandsteinabfolgen weisen vereinzelt Bioturbation und Spurenfossilien auf, was darauf hinweist, daß zwischen den einzelnen Sturmereignissen längere Schönwetterperioden geherrscht haben. Den Organismen stand zwischen den einzelnen Sturmereignissen genügend Zeit zur Verfügung, den weichen Sedimentuntergrund abzuweiden und zu durchwühlen.

Zur Entstehung mächtigerer Sandsteinabfolgen mit Hummocky-Schrägschichtung muß im Vorstrandbereich viel feinkörniges, grobsiltig-feinsandiges Sediment bereitgestellt werden. Dies geschieht einerseits durch fluviatilen Eintrag, andererseits durch die Wellenerosion während Sturmereignissen.

Hummocky-schräggeschichtete Sandsteine treten sowohl in transgressiven (z.B. BOURGEOIS, 1980) als auch in regressiven klastischen Schelfabfolgen auf (z.B. TILLMANN, 1985), dies gilt auch für die Auernig-Gruppe, besonders für die Corona-, Auernig- und Carnizza-Formation. In den untersuchten Profilen sind hummocky-schräggeschichtete Sandsteine häufig vergesellschaftet mit grobkörnigen, schräggeschichteten Sandsteinen des oberen Vorstrandbereiches bzw. überlagern diese und werden ihrerseits von bioturbaten Siltsteinen mit dünnen, oft ebenfalls hummockyschräggeschichteten Sandsteineinschaltungen überlagert (transgressive Abfolge). Ebenso gibt es den umgekehrten Fall, daß hummocky-schräggeschichtete Sandsteine bioturbate Siltsteine überlagern und ihrerseits von grobkörnigen, schräggeschichteten Sandsteinen überlagert werden (regressive Abfolge). Hummockyschräggeschichtete Sandsteine vermitteln demnach zwischen der grobkörnigen Sandsteinfazies des oberen Vorstrandbereiches und der siltigen Fazies des offenen Schelfes.

Die bioturbaten Siltsteine mit den eingeschalteten dünnen, hummocky-schräggeschichteten Sandsteinbänken werden generell als distalere (tiefere) Bildungen interpretiert, entstanden nahe der Sturmwellenbasis im Übergang zum offenen Schelf (offshore). Gradierte und horizontalgeschichtete Sandsteinbänke, eingeschaltet in bioturbate Siltsteine, können als Turbidite aufgefaßt werden, die, induziert durch Sturmereignisse, unterhalb der Sturmwellenbasis im offshore-Bereich entstehen (vgl. HAMBLIN et al., 1979; HAMBLIN & WALKER, 1979; WALKER, 1984; WRIGHT & WALKER, 1981; BRENCHLEY et al., 1986). Die häufig bioturbaten, oft mehrere m mächtigen Siltsteine sind ebenfalls als Ablagerungen unterhalb der Sturmwellenbasis (offener Schelf) zu betrachten, ebenso wie die in den Siltsteinen eingeschalteten Kalkhorizonte, die überhaupt Perioden fehlender klastischer Sedimentation anzeigen.

Siltig-tonige Sedimente, die vereinzelt Konglomerate überlagern oder an der Basis von Konglomeraten auftreten, häufig fossile Pflanzenreste, selten Wurzelhorizonte, in-situ Baumstämme (z.B. Kronalpe-Westseite, Profil Abb. 27) enthalten und z.T. mit dünnen Anthrazitkohleflözen vergesellschaftet sind, werden als Ablagerungen kleinräumiger Küstensümpfe gedeutet.

Zusammenfassend kann folgendes festgehalten werden: Die grobklastischen Sedimente der Auernig-Gruppe, vor allem der Corona-, Auernig- und Carnizza-Formation stellen Ablagerungen eines sturmbeeinflußten Schelfes dar. Konglomerate sind im flachsten Bereich (Strandbereich und oberer Vorstrandbereich) durch sturminduzierte Wellentätigkeit und küstenparallelen Sedimenttransport entstanden, die grobkörnige Sandsteinfazies ist ebenfalls dem oberen Vorstrandbereich zuzuordnen. Eindeutige Hinweise auf die intensive Sturmtätigkeit liefern die hummocky-schräggeschichteten Sandsteine des unteren Vorstrandbereiches, die zu den bioturbaten Siltsteinen des offenen Schelfes, abgelagert unterhalb der Sturmwellenbasis, vermitteln.

4.2.3.1.3. Karbonatfazies

Makroskopisch lassen sich innerhalb der Corona-, Auernig- und Carnizza-Formation folgende Faziestypen auseinanderhalten (siehe Profile Abb. 26, 27, 28, 32, 33, 34):

- Geringmächtige Kalkhorizonte, einige cm bis einige dm dick, eingeschaltet in bioturbaten Siltsteinen und feinkörnigen Sandsteinen mit Hummocky-Schrägschichtung.
- Wechsellagerung von dunkelgrauen, welligen, 5-15 cm dicken Kalkbänken und cm- bis wenige dm dicken, schwarzen, fossilführenden Tonschiefern, insgesamt bis zu mehrere m mächtig.
- Bis zu rund 13 m mächtige Kalkabfolgen, an der Basis über einer bis zu 35 cm dicken fossilführenden Silt- oder Sandsteinbank mit welligen, dunkelgrauen, dünnbankigen Kalkbänken mit tonigen Zwischenlagen einsetzend. Diese gehen nach oben in hellgraue, gröbergebankte oder undeutlich gebankte bis massige Kalke über. Diese Fazies wird dann nach oben wiederum von dunkelgrauen, dünnbankigen Kalken mit tonigen Zwischenlagen und schließlich von feinkörnigen Sedimenten der Siltstein-Tonschieferfazies abgelöst. Diese Entwicklung ist sehr schön im Basiskalk der Auernig-Formation im Garnitzenprofil ("Gugga-Kalk") und auf der Kronalpe zu beobachten (siehe Profile Abb. 27, 32, Abb. 37).

Mikrofazies der Kalke

a) Corona-Formation

Am Aufbau der zwei dünnen Kalkeinschaltungen im oberen Profilabschnitt der Corona-Formation (Abb. 27) sind folgende Mikrofaziestypen beteiligt:

Der tiefere, 60 cm dicke Kalkhorizont, eingeschaltet in bioturbaten Siltsteinen, setzt an der Basis mit einer dünnen Lage eines bioklastischen Packstones ein. Dieser ist reich an Kalkalgen (*Epimastopora, Anthracoporella, Archaeolithophyllum, Eugonophyllum*), die häufig von mikritischen Algen, sessilen Foraminifern und *Tubiphytes* umkrustet sind. Weiters sind Fusuliniden, Echinodermenreste, Bryozoen und Schalenreste von Gastropoden und Brachiopoden enthalten.

Dieser Mikrofaziestyp geht nach oben stellenweise in eine typische Algenmound-Fazies in Form eines Algenmikrites (Algen-Wackestone/Bafflestone) bestehend aus *Anthracoporella spectabilis*-Kolonien in Lebensstellung über. Die Algen dienten als Sedimentfänger. Zwischen den Algenthalli befindet sich mikritische Grundmasse mit wenigen kleinen Biogenresten.

Lateral geht diese Algenmound-Fazies in Biomikrite (bioklastische Wackestones) über, die reich an teilweise inkrustierten Algenbruchstücken von *Epimastopora, Anthracoporella, Archaeolithophyllum* u.a. sind. Neben den Algen kommen auch Kleinforaminiferen, Fusuliniden, Bryozoen, Echinodermen, diverse Schalenreste und *Tubiphytes* vor.

Den Abschluß dieser Kalkeinschaltung bildet eine dünne Lage bioklastischer Wackestones mit reichlich Kalkalgen und Fusuliniden.

Die zweite Kalkbank ist 40 cm mächtig und besteht aus Algen-Fusulinen-Biomikriten (Wackestone) mit vereinzelt kleinen Quarzkörnern in der mikritischen Grundmasse und teilweise auch vielen Echinodermenbruchstücken.

b) Auernig- und Carnizza-Formation

In den Kalkhorizonten der Auernig- und Carnizza-Formation konnten folgende Mikrofaziestypen festgestellt werden:

О МF-Тур А

Fossilführender Siltstein – Sandstein, vereinzelt mit kleinen Quarzgeröllen bis 2 cm Durchmesser locker eingestreut, ungeschichtet bis geschichtet, teilweise bioturbat, aus detritischen Quarzen, mitunter reichlich detritischen Glimmern und Karbonatzement zusammengesetzt. Selten sind kleine, siltige Resedimentgerölle enthalten. Der Anteil an Bioklasten ist unterschiedlich hoch (<1 % bis >20 %) und setzt sich aus Kalkalgen, Schalenresten, Echinodermenresten, Gastropoden, Fusuliniden, Bryozoen, Kleinforaminiferen und Ostracoden zusammen (Taf. 6, Fig. 1). Dieser Mikrofaziestyp tritt häufig in Form bis zu 35 cm mächtiger Bänke an der Basis vieler mächtigerer Kalkhorizonte auf.

О МF-Тур В

Algen-Biomikrit (Wackestone/Packstone) mit bis zu rund 50 % Kalkalgen (v.a. *Epimastopora, Anthracoporella, Archaeolithophyllum* und *Eugonophyllum*), häufig von mikritischen Algen, sessilen Foraminiferen und *Tubiphytes* inkrustiert. Die mäßig bis dicht gepackten Algenthalli sind häufig schichtungsparallel eingeregelt (Taf. 6, Fig. 3). An weiteren Biogenresten sind Schalenreste von Gastropoden und Brachiopoden, Echinodermen, Bryozoen, Kleinforaminiferen, Fusuliniden und Ostracoden zu erwähnen. Die mikritische Grundmasse enthält manchmal detritische Quarzkörner in Siltkorngröße.

○ MF-Typ C:

Algen-Fusuliniden-Packstone (Taf. 6, Fig. 5). Neben Kalkalgen (v.a. *Epimastopora*, teilweise inkrustiert) und Fusuliniden sind untergeordnet auch diverse Schalenreste, Echinodermen, Bryozoen, Kleinforaminiferen beteiligt.

○ MF-Typ Ď

Biomikrite (bioklastischer Wackestone/Bindstone) mit bis zu rund 40 % Bioklaste in einer mikritischen Grundmasse, teilweise mit vielen sessilen Kleinforaminiferen, die sowohl Sediment als auch größere Bioklaste (Algen) inkrustieren (Taf. 6, Fig. 2,6). Größere Bioklaste sind vor allem Kalkalgen (*Epimastopora*, *Anthracoporella, Archaeolithophyllum*), häufig inkrustiert. Neben den üblichen Biogenen sind unterschiedlich viele Fusuliniden sowie Spiculae von Kalkschwämmen enthalten. O MF-Typ E

Algen-Biomikrit (Algen-Wackestone/Bafflestone) aus großen, meist unzerbrochenen Kalkalgen (v.a. Anthracoporella spectabilis), teilweise in Lebensstellung (Abb. 31). In der mikritischen Grundmasse finden sich untergeordnet auch Epimastopora und Archaeolithophyllum missouriense sowie locker verstreut kleine Biogenreste (Echinodermen, Bryozoen, Fusuliniden, Kleinforaminiferen, Ostracoden und Spiculae von Kalkschwämmen).

O MF-Typ F

Biosparit (bioklastischer Grainstone), bestehend aus vielen Echinodermenresten, häufig mit syntaxialen Anwachssäumen, sowie diversen Schalenbruchstücken, Bryozoen, Fusuliniden, Kleinforaminiferen und Bruchstücken von Kalkalgen. Die Bioklaste bilden ein sparitisch zementiertes, korngestütztes Gefüge.

Dieser Mikrofaziestyp ist sehr selten und konnte bisher nur in einem Kalkhorizont am Top der Auernig-Formation (Garnitzenprofil) festgestellt werden.

Zwischen den einzelnen Mikrofaziestypen bestehen oft fließende Übergänge.

4.2.3.1.4. Biogengehalt der Kalke

In den Kalken der Auernig-Gruppe sind praktisch alle wichtigen jungpaläozoischen Fossilgruppen vertreten.

Kalkalgen sind die weitaus häufigsten Biogenreste der Kalke (Abb. 31), insbesondere Anthracoporella spectabilis (Taf. 6, Fig. 4) und Epimastopora (Dasycladaceen), Archaeolithophyllum missouriense aus der Gruppe der ancestralen Corallinaceen (Taf. 6, Fig. 8) und Eugonophyllum aus der Gruppe der Codiaceen. Untergeordnet kommen auch Girvanella, Vermiporella, Cuneiphycus und andere Algen vor.

Große Algenbruchstücke sind häufig von mikritischen Algen, sessilen Foraminiferen (*Calcitornella, Tuberitina*) und *Tubiphytes* inkrustiert. *Anthracoporella spectabilis* tritt teilweise in Lebensstellung auf (Algenmound-Fazies).

Häufig sind die Algenthalli leicht verdriftet, zerbrochen und schichtungsparallel eingeregelt. Der Erhaltungszustand ist unterschiedlich. Teilweise sind die Algen vorzüglich erhalten, teilweise stark umkristallisiert. Eine genaue Bearbeitung der Algenflora, wie sie beispielsweise für die Rattendorfer Gruppe und die Trogkofelkalke vorliegt (z.B. FLÜGEL, 1966; FLÜGEL & FLÜ-GEL-KAHLER, 1980), fehlt für die Kalke der Auernig-Gruppe.





Geländeskizze der Krone-Westseite (nach einem Foto) mit Lage der Profile A und B in Abb. 27. Das Ausdünnen des basalen Kalkhorizontes der Auernig-Formation nach S ist deutlich erkennbar.



Fusuliniden sind in den Kalken ebenfalls häufig und bilden die wichtigste biostratigraphische Fossilgruppe der Auernigschichten (Taf. 6, Fig. 5). Fusuliniden aus den Auernigschichten hat erstmals SCHELLWIEN (1898) beschrieben und dargestellt, die grundlegenden Arbeiten über die Fusuliniden und Fusulinidenstratigraphie der Auernig-Gruppe (Rattendorfer Gruppe und Trogkofelkalk) stammen von KAHLER (Zusammenfassung in KAHLER, 1983, 1985, 1989, sowie zahlreiche weitere Arbeiten).

Kleinforaminiferen sind vor allem in den MF-Typen D und E sehr häufig (tubusförmige, gekammerte, kalkige und agglutinierende Formen, teilweise sessil; Taf. 6, Fig. 2,7). U.a. sind folgende Gattungen vertreten: Ammovertella, Bradyina, Endothyra, Eolasiodiscus, Calcitornella, Climacammina, Polytaxis, Tetrataxis, Textularia, Eotuberitina, Tuberitina; siehe auch EBNER, 1989).

Sphinctozoa (Kalkschwämme) wurden von KüGEL (1987) aus den Kalken der Pizzul-Formation (Untere kalkreiche Schichtgruppe) beschrieben, kommen vereinzelt aber auch in den Kalken der Auernig-Formation vor. Größere Exemplare konnten beispielsweise in einem Kalkblock (Fallstück) auf der Westseite des Auernig gefunden werden. Spiculae von Kalkschwämmen sind in der mikritischen Grundmasse der MF-Typen D und E immer wieder anzutreffen.

Korallen sind selten, in einem Kalkhorizont am Auernig (Auernig-Formation) konnten kleine Einzelkorallen gefunden werden.

Bryozoen treten in allen Mikrofaziestypen in Form kleiner Bruchstücke auf. Die Bryozoen der Schicht "s" des Auernig (Auernig-Formation), eines Kalkhorizontes mit verkieselten Biogenen, hat KODSI (1967b) bearbeitet.

Brachiopoden und Gastropoden sind im Dünnschliff in Form von Schalenbruchstücken in allen MF-Typen anzutreffen. Die von SCHELLWIEN (1892) und WINKLER PRINS (in FENNINGER & SCHÖNLAUB, 1972) bestimmten Brachiopoden stammen nur teilweise aus den Kalken, meist aus Siltsteinen.

Ostracoden sind in der mikritischen Grundmasse recht häufig zu finden. Aus Kalken der Schicht "s" des Auernig haben BECKER & FOHRER (1990) einige verkieselte, vorzüglich erhaltene Ostracoden beschrieben. Abb. 31. Algenkalk mit zahlreichen, bis zu über 5 cm großen Kalkalgen (*Anthracoporella*) aus der Auernig-Formation im Gipfelbereich der Krone.

Echinodermenreste, vor allem Crinoidenbruchstücke, sind in allen MF-Typen zu finden, teilweise sehr häufig.

Das Mikroproblematikum *Tubiphytes obscurus* ist in den MF-Typen B, D und E recht häufig und inkrustiert vor allem größere Algenbruchstücke.

4.2.3.1.5. Interpretation

Generell sind die Kalke der Auernig-Gruppe (Pizzul-, Corona-, Auernig- und Carnizza-Formation) aus ähnlichen Mikrofaziestypen aufgebaut wie viele Kalke der Schelf- und Schelfrandfazies des Oberkarbons und Unterperms im SW der USA.

MF-Typ A (fossilführender Silt/Sandstein) weist auf stärkere Wasserströmung hin, ebenso ist MF-Typ F (gut ausgewaschener bioklastischer Grainstone) unter stärkeren Strömungsbedingungen entstanden.

Die Kalkeinschaltungen der Auernig-Gruppe, die bis auf sehr wenige Ausnahmen (MF-Typ F) alle aus mikritischen Kalken bestehen (MF-Typen B,C,D und E), sind alle in relativ ruhigem Wasser gebildet worden, wobei die Biogene auf normalmarine Bedingungen hinweisen.

Während eingeregelte und zerbrochene Algenbruchstücke in den MF-Typen B und C auf leichte Verdriftung durch schwache Bodenströmungen hinweisen, sind die MF-Typen D und E, die eine typische Algenmound-Fazies darstellen, unter ruhigen Wasserbedingungen ohne nennenswerte Strömungen entstanden, was durch die bis zu rund 10 cm großen, noch in Lebensstellung verweilenden phylloiden Algen (*Anthracoporella spectabilis*) angezeigt wird.

Ähnliche Mikrofaziestypen haben u.a. TOOMEY & WIN-LAND (1973), WILSON (1975), TOOMEY (1983) und DAWSON & CAROZZI (1986) aus Kalken jungpaläozoischer zyklischer Sedimentabfolgen im SW der USA beschrieben, auch die in den Kalken der Auernig-Gruppe auftretende Algenmound-Fazies ist aus einigen der jungpaläozoischen Algenmounds der USA bekannt (z.B. HECKEL & COCKE, 1969; PETERSON & HITE, 1969; TOOMEY & WIN-LAND, 1973; HECKEL, 1974; WILSON, 1975; TOOMEY et al., 1977; CHOQUETTE, 1983; ROYLANCE, 1990).

Daß es sich bei den mächtigeren Kalken der Auernig-Gruppe teilweise um ganz flache Algenmounds handelt, zeigen die Aufschlüsse an der Westseite der

157

MONTE CARNIZZA - GARNITZENBERG



Abb. 32.

Profil durch die oberste Corona-Formation (mittlere kalkarme Schichtgruppe), Auernig-Formation (obere kalkreiche Schichtgruppe) und Carnizza-Formation (obere kalkarme Schichtgruppe) im Bereich des Garnitzenberges/Monte Carnizza ("Garnitzenprofil"). Pfeile markieren transgressive (D und regressive (B) Abfolgen

Pfeile markieren transgressive (T) und regressive (R) Abfolgen. Zur Lage des Profils siehe Abb. 14, Legende Abb. 17 (nach KRAINER in VENTURINI, 1990c, Fig. 70-71).







Abb. 34.

Profil durch die Carnizza-Formation (obere kalkarme Schichtgruppe) mit Übergang in den Unteren Pseudoschwagerinenkalk an der Westseite des Schulterkofels. Zur Lage des Profils siehe Abb. 14, Legende Abb. 17.

Kronalpe. Während der Basiskalk der Auernig-Formation an der NW-Seite der Kronalpe rund 15 m mächtig ist und im mittleren Bereich eine massige Algenmound-Fazies aufweist, dünnt dieser Kalk nach S auf einer Erstreckung von rund 300 m auf eine Mächtigkeit von nur mehr rund 2 m aus, wobei die massige Algenmound-Fazies vollkommen auskeilt (siehe Profile Abb. 27 und Abb. 30). Die rund 2 m mächtigen, dünngebankten Kalke setzen sich aus Wackestones und Packstones zusammen (siehe auch KRAINER, 1990f,g).

Viele aus den USA beschriebene Algenmounds weisen eine ganz ähnliche Form auf. Es sind flache, biostromale Körper mit großer lateraler Erstreckung (oft über viele km), geringer Mächtigkeit von meist nur wenigen Zehnermetern (siehe CHOQUETTE, 1983) und sehr selten steileren Flanken bis max. etwa 30° (z.B. Yucca-Mound, TOOMEY et al., 1977).

Allerdings zeigen die häufig während einer regressiven Phase entstandenen jungpaläozoischen Algenmounds der USA einen anderen Aufbau als jene der Auernig-Gruppe. Die Algenmound-Fazies wird nämlich häufig von hochenergetischen Grainstones überlagert und viele Algenmounds wurden im Zuge der Regression überhaupt freigelegt (Emersionshorizonte), was zu entsprechender vadoser Diagenese und damit verbundener Entstehung sekundärer Porosität und Breccienbildung führte (WILSON, 1967; MAZULLO & CYS, 1979; HECKEL, 1983; ROYLANCE, 1990). WILSON (1975) hat daraus ein Algenmound-Modell abgeleitet: Die Algenmound-Entwicklung seztzt mit einem "basal bioclastic micrite pile" ein, darüber folgt die "algal plate micritic core facies" (=eigentliche Algenmound-Fazies), entstanden unterhalb der Wellenbasis in ruhigem Wasser. Durch das Hineinwachsen der Algenmounds in die aktive Wellenzone entsteht eine "crestal boundstone"-Fazies mit inkrustierenden Foraminiferen und Tubiphytes. Durch das wiederholte Hineinwachsen des Algenmounds in die aktive Wellenzone kommt es auch zur Aufarbeitung und Umlagerung von organischem Material vom Top des Mounds zu dessen Flanken, es entsteht eine "flanking bed facies". Viele Mounds werden schließlich von hochenergetischen Grainstones ("capping bed of shoal grainstone") überlagert.

Algenmounds, die nach diesem Modell aufgebaut sind, hat BOECKELMANN (1985) aus der Pizzul-Formation westlich des Rudnig-Sattels beschrieben. Nach eigenen Untersuchungen zeigen jedoch die Algenmounds der Auernig-Gruppe einen vom Wilson-Modell abweichenden Aufbau.

Über einer "Bioakkumulationsphase" in Form dünngebankter, oft dichtgepackter Kalke mit eingeregelten Algenfragmenten (MF-Typ B,C) folgt die Algenmound-Fazies mit Algenmikriten (MF-Typ E, Algen z.T. in Lebensstellung, "Biokonstruktionsphase"), die häufig mit Biomikriten, die reich an sessilen Foraminiferen, Tubiphytes und mikritischen Blau-Grünalgen sind (Bindstone, MF-Typ D), wechsellagern. Scheinbar wurde das Mound-Wachstum immer wieder durch leichte Strömung gestört und unterbrochen. Beginnende Regression führte schließlich zur endgültigen Unterbrechung des Mound-Wachstums, leichte Strömung führt wieder zu einer Anhäufung von organischem Material, vor allem Algenbruchstücken, die teilweise von inkrustierenden Organismen stabilisiert werden, es entstehen wieder dünngebankte Kalke ("Bioakkumulationsphase", MF-Typ B,C). Einsetzende Schüttung von feinklastischem Material verhindert schließlich jede weitere Kalkproduktion, die dünngebankten Kalke werden von Siltsteinen oder feinkörnigen Sandsteinen überlagert.

Bezüglich der die Mounds aufbauenden Algenflora bestehen auch gewisse Unterschiede. Codiaceen (/vanovia, Eugonophyllum) scheinen neben Archaeolithophyllum, Epimastopora, Anchicodium und Archaeolithoporella am Aufbau der jungpaläozoischen Algenmounds im SW der USA eine besondere Rolle zu spielen (WEST, 1988; siehe auch HECKEL & COCKE, 1969; TOOMEY et al., 1977; WIL-SON, 1975; CHOQUETTE, 1983).

In den Auernigschichten dominieren dagegen Anthracoporella spectabilis (häufig in Lebensstellung), Archaeolithophyllum missouriense und Epimastopora.

Nach übereinstimmender Auffassung bilden sich die Algenmounds im flachen Schelf unterhalb der aktiven Wellenzone, d.h. unterhalb der Sturmwellenbasis, in gut durchlüftetem Wasser bei fehlender klastischer Einschüttung. Unter diesen Bedingungen wird der Untergrund von phylloiden Algen besiedelt (WRAY, 1964, 1968), wobei es häufig zu einem massenhaften Algenwachstum kommt (TOOMEY, 1976). Neben den genannten Faktoren scheint auch die Topographie des Meeresbodens eine Rolle zu spielen. HECKEL & COCKE (1969) vertreten die Auffassung, daß sich Algenmounds auf flachen Untiefen bildeten. SCHATZINGER (1983) berichtet aus West-Texas, daß sich phylloide Algenmounds z.T. in geschützten Bereichen hinter wellenresistenten Schwamm-Bryozoenmounds entwickelten.

Die Kalkhorizonte und darin entwickelten Algenmounds nehmen innerhalb der in der Corona-, Auernigund Carnizza-Formation ausgeprägten Zyklen jeweils eine ganz bestimmte Position ein, sie sind immer eingeschaltet in feinklastischen Sedimenten des offenen Schelfes und markieren jeweilige Meeresspiegelhochstände. Eine gewisse Bedeutung kommt dabei den geringmächtigen fossilführenden Silt/Sandsteinbänken (MF-Typ A) an der Basis mächtigerer Kalkhorizonte zu (siehe Diskussion in Kap. 4.2.5.).

4.2.4. Sedimentpetrographie (Sandsteine) der Auernig-Gruppe

Die Sandsteine der Auernig-Gruppe unterscheiden sich hinsichtlich ihrer Zusammensetzung und texturellen Eigenschaften deutlich von den Sandsteinen der Bombaso-Formation, worauf schon hingewiesen wurde (siehe Tab. 5 und Abb. 35).

Die Sandsteine der Auernig-Gruppe sind besser gerundet und sortiert und durch einen hohen Gehalt an mono- und polykristallinen Quarzen metamorpher Herkunft charakterisiert (Tab. 5). Auch metamorphe Gesteinsbruchstücke, vor allem Quarz-Glimmer-Verwachsungen, sind recht häufig. Bis auf Kieselschiefer- und Lyditkomponenten, die in einigen Sandsteinen der Pizzul- und Corona-Formation teilweise in höheren Gehalten auftreten, fehlen sedimentäre Gesteinsbruchstücke fast vollkommen. Auch vulkanische Gesteinsbruchstükke, laut FONTANA & VENTURINI (1982) in geringen Prozentsätzen vorhanden, konnten in den untersuchten Proben nicht festgestellt werden. Die Gehalte an detritischen Feldspäten liegen durchwegs unter 5 %. Detritische Glimmer (v.a. Muskowit) sind besonders in feinkörnigen Sandsteinen mit Hummocky-Schrägschichtung oft in beträchtlicher Menge (bis rund 18%) ent-



halten. Akzessorisch konnten Zirkon, Turmalin und Apatit festgestellt werden, auch diagenetisch gebildeter Pyrit und andere opake Mineralphasen sind vorhanden. Der Matrixgehalt ist sehr gering, durchwegs deutlich unter 5 % und teils diagenetischen Ursprungs (v.a. diagenetischer Abbau von detritischen Glimmern und Feldspäten). Die Sandsteine sind häufig karbonatisch zementiert, Karbonatzement ist meist grobspätig (poikilitisch) und verdrängt randlich Quarz. Auch authigene Quarzanwachssäume sind nicht selten. Grobkörnige Sandsteine sind mitunter nur durch Quarzanwachssäume zementiert. Allerdings sind die authigenen Quarzanwachssäume aufgrund des Fehlens schmutziger Tonsäume um die detritischen Quarzkörner meist nicht sichtbar. Dadurch und durch die Verdrängung von Quarz durch Karbonatzement ist in vielen Fällen der ursprüngliche Rundungsgrad der einzelnen Komponenten nicht mehr feststellbar.

Generell sind die Sandsteine der Auernig-Gruppe als mäßig bis gut sortierte lithische Arenite und Sublitharenite zu bezeichnen. Der Rundungsgrad bewegt sich, soweit feststellbar, zwischen subgerundet und gerundet, in feinkörnigen Sandsteinen sind die Komponenten meist schlechter gerundet.

Einzelne Lithofaziestypen lassen sich auch hinsichtlich ihrer Zusammensetzung auseinanderhalten (siehe Abb. 36 und Tab. 5).

Grobkörnige, schräggeschichtete oder horizontalgeschichtete Sandsteine sind in der Regel sehr quarzreich, enthalten weder detritische Glimmer, noch Matrix noch Karbonatzement und sind durch sekundäre Quarzanwachssäume zementiert (Sandsteintyp 1; Taf. 7, Fig. 3).

Dünne Sandsteinbänke, teilweise mit Hummocky-Schrägschichtung, eingeschaltet in Siltsteinen, sind meist stark karbonatisch zementiert, weisen einen mäßig hohen Anteil an detritischen Glimmern auf und sind fast matrixfrei (Sandsteintyp 2; Taf. 7, Fig. 4).

Schräggeschichtete Sandsteine (teilweise Hummokky-Schrägschichtung), mittel- bis grobkörnig, sind teilweise nicht karbonatisch zementiert, zeigen geringe Gehalte an feinkörniger Matrix und eine mäßige Glimmerführung (Sandsteintyp 3).





Sandsteine der Auernig-Gruppe im Dreiecksdiagramm Qm + Qp (mono- und polykristalliner Quarz) – Kb (Karbonatzement) – GI (detritische Glimmer). Aufgrund des unterschiedlichen Gehaltes an Karbonatzement und detritischen Glimmern lassen sich innerhalb der Auernig-Gruppe 4 Sandsteintypen auseinanderhalten, die jeweils auf bestimmte Lithofaziestypen beschränkt sind (Erläuterungen im Text).

Tabelle 5.

Petrographische Zusammensetzung untersuchter Sandsteine der Bombaso-Formation und Auernig-Gruppe. Qm = monokristalliner Quarz; Qp = polykristalliner Quarz; mGBR = metamorphe; vGBR = vulkanische gesteinsbruchstücke; sGBR = sedimentäre Gesteinsbruchstücke; Fsp = detritische Feldspäte; GI = detritische Glimmer; Z = Zement1 M = Matrix. In Klammer Anzahl der untersuchten Proben.

erneed Siliteternezcies, und	Qm	Qp	mGBR	vGBR	sGBR	Kieselsch.	Fsp	GI	Z	М
Bombaso-Formation	100000000	Seley-test	anashi "	8673	en brut	2000 0 000	dois) ne	exel (099	ALCEN, M	ALLEN B.
Leitenkogel (5)	13,3	15,3	17,4	1,3	21,0	12,5	2,4	2,0	STOL THE	14,6
Tomritsch (5)	8,2	16,6	4,6	3,2	15,0	31,2	1,2	initiation)	ana na	20,0
Cima Val di Puartis (10)	19,6	13,8	5,3		6,1	22,0	1,3	0,1	31,6	0,2
Rio Malinfier (10)	18,7	13,1	3,6	<u></u> 5764	19,1	16,5	0,6	0,2	28,1	19/12
Auernig-Gruppe	ends ni	retrieut	ue ni	5 90 18	in and			ante oraș	ad and	0.00
Gesamt (38)	20,7	43,0	17,1		0,1	3,5	2,1	6,2	4,4	2,9
Sandstein, Typ 1	20,1	53,2	10,7	10.0	old <u>olo</u> i	12,6	1,8	0,7	1810165	0,8
Sandstein, Typ 2	19,6	40,2	18,0		100000 N	0,8	2,0	11,1	4,3	4,0
Sandstein, Typ 3	22,1	47,1	18,9	- 56	0,6	2,0	2,0	3,4	dit e es	3,9
Sandstein, Typ 4	22,6	27,9	21,5	-192	ne <u>no</u> nn	0,3	3,0	4,2	19,8	0,7

Charakteristisch ist die Zusammensetzung fein- bis mittelkörniger Sandsteine mit Hummocky-Schrägschichtung. Diese sind fast durchwegs durch einen hohen Gehalt an detritischen Glimmern (bis zu rund 18 %) charakterisiert (Taf. 7, Fig. 5,6). Ein geringer Matrixanteil ist ebenfalls vorhanden, teilweise sind diese Sandsteine karbonatisch zementiert (Sandsteintyp 4).

Die Zusammensetzung der Sandsteine weist auf Aufarbeitung eines metamorphen Gesteinskomplexes hin (mono- und polykristalliner Quarz, metamorphe Gesteinsbruchstücke, detritische Feldspäte und vor allem die vielen detritischen Glimmer). Aufgearbeitete Kieselschiefer- und Lyditkomponenten weisen darüberhinaus auch auf teilweise Aufarbeitung und Umlagerung älterer Sedimente (Hochwipfel und Dimon-Formation), doch der oft recht hohe Anteil an detritischen Glimmern läßt überwiegend auf eine direkte Aufarbeitung eines metamorphen Gesteinskomplexes schließen.

Schwermineraluntersuchungen von FENNINGER & STATTEGGER (1977) an Proben des Auernig und des Garnitzenprofiles (hpts. aus der Auernig-Formation stammend) ergaben ein SM-Spektrum aus Turmalin, Zirkon, Brookit/Leukoxen und in feinkörnigen Sedimenten zusätzlich Chloritoid. Daraus haben die genannten Autoren ein plutonisches und niedrigmetamorphes Liefergebiet abgeleitet.

Abschließend sei noch festgehalten, daß die Sandsteine innerhalb der Auernig-Gruppe keine wesentlichen Unterschiede zeigen und daß die genannten Sandsteintypen in allen Formationen vertreten sind.

4.2.5. Aufbau und Ursachen der "Auernig-Zyklotheme"

Die beschriebenen Faziestypen bilden im oberen Teil der Corona-Formation sowie in der Auernig- und Carnizza-Formation ausgeprägte zyklische Abfolgen (siehe Abb. 32, 33) (KRAINER, 1991).

Ein Idealzyklus (Abb. 37, 38) setzt über einer Erosionsdiskordanz an der Basis mit der Konglomeratfazies (Strandbereich und oberer Vorstrandbereich, ?Delta) ein, geht nach oben über in eine grobkörnige, schräggeschichtete Sandsteinfazies (oberer Vorstrandbereich), in feinkörnige, hummocky-schräggeschichtete Sandsteine (unterer Vorstrandbereich), und schließlich in bioturbate Siltsteine und Karbonate des offenen Schelfes, abgelagert unterhalb der Sturmwellenbasis. Diese fining-upward-Abfolge entspricht einer transgressiven Sequenz, die auf einen relativen Meeresspiegelanstieg und einer damit verbundenen Verlagerung der Küste landeinwärts zurückzuführen ist.

Entwickelt sind auch coarsening-upward- oder regressive Zyklen, die eine umgekehrte Abfolge zeigen: über der Karbonat- und Siltsteinfazies folgt die hummocky-schräggeschichtete Sandsteinfazies, darüber die grobkörnige Sandsteinfazies und schließlich wieder die Konglomeratfazies. Diese regressive Abfolge ist auf eine relative Meeresspiegelabsenkung, verbunden mit einem Progradieren der grobkörnigen Küstenfazies zurückzuführen. Innerhalb der regressiven Sequenzen fehlt teilweise die grobkörnige Sandsteinfazies und die



Abb. 37. Transgressive Abfolge eines "Auernig-Zyklothems", aufgeschlossen auf der Westseite der Krone.

Die Abfolge beginnt mit Konglomeraten an der Basis, die nach oben in feinkörnige Sandsteine und Siltsteine übergehen und von einem rund 13 m mächtigen fossilreichen Kalkkomplex überlagert werden (siehe Abb. 38, Erläuterungen im Text). Konglomeratfazies folgt mit erosiver Grenze über hummocky-schräggeschichteten Sandsteinen. Die grobkörnige Sandsteinfazies wurde vermutlich durch die starke Wellenerosion im Zuge der Regression erodiert.

Im Sinne der Sequenzstratigraphie (VAIL et al., 1977; VAN WAGONER et al., 1988; POSAMENTIER & VAIL, 1988; ALLEN & ALLEN, 1990) lassen sich die trans- und regressiven Zyklen in folgende Parasequenzen gliedern (siehe Abb. 38):

- a) In einen "shelf margin system tract" an der Basis, durch die Konglomeratfazies repräsentiert, die mit einer Erosionsdiskordanz ältere, feinkörnigere Sedimente überlagert. Diese Erosionsdiskordanz ("type 2 sequence boundary" sensu VAN WAGONER et al., 1988) markiert eine rasche Meeresspiegelabsenkung, gefolgt von einer progradierenden grobklastischen Sedimentation als Folge eines beginnenden Meeresspiegelanstieges. Die am Top der Konglomeratfazies mitunter entwickelten feinkörnigen Sedimente mit fossilen Pflanzenresten und dünnen Kohlelagen sind ein häufiges Merkmal für solche "shelf margin system tracts" (POSAMENTIER & VAIL, 1988).
- b) Nachfolgender Anstieg des Meeresspiegels führt zum Aufbau eines "transgressive system tract" in Form der grobkörnigen Sandsteinfazies, der hummocky-schräggeschichteten Sandsteinfazies und der bioturbaten Siltsteinfazies. Die Grenze ("transgressive surface") zwischen dem "shelf margin system tract" und dem "transgressive system tract" ist nicht scharf ausgebildet.

Die Grenze zum überlagernden "highstand system tract", markiert durch das "surface of maximum

flooding", bilden die häufig an der Basis von Kalkabfolgen entwickelten geringmächtigen, fossilführenden Silt/Sandsteinbänke. Möglicherweise steckt in diesen Lagen auch die "condensed section".

c) Der relative Meeresspiegelhochstand wird durch die Karbonatfazies, überlagernde Siltsteinfazies und hummocky-schräggeschichtete Sandsteinfazies, die bereits die beginnende Regression anzeigen, markiert ("highstand system tract"). Die Karbonate gelangten vermutlich während der "Stillstandsphase" zur Ablagerung während des relativen Meeresspiegelhöchststandes und fehlender klastischer Sedimentation.

In Sequenzen, in denen keine Karbonathorizonte entwickelt sind, wird das "surface of maximum flooding" und die Stillstandsphase vermutlich durch Brachiopodenschillagen angezeigt.

Nachfolgende rasche Meeresspiegelabsenkung führt zu einer leichten Erosionsdiskordanz, und mit Konglomeraten des "shelf margin system tract" setzt das nächste Zyklothem ein.

Diese trans- und regressiven Zyklen innerhalb der Auernig-Gruppe hat KAHLER (1955) als "Auernig-Rhythmus" bezeichnet. Ähnliche zyklische Abfolgen sind aus dem Oberkarbon und Unterperm der nördlichen Hemisphäre weit verbreitet, vor allem im Jungpaläozoikum des amerikanischen Mittelwestens gut untersucht (z.B. WELLER, 1930; MOORE, 1936, 1964; BEERBOWER, 1961; CHRONIC, 1964; WILSON, 1967; DRIESE & DOTT, 1984; MACK & JAMES, 1986; ROSS & ROSS, 1988) und werden seit WANLESS & WELLER (1932) als "Zyklotheme" bezeichnet.

Abb. 38.

Idealprofil durch ein "Auernig-Zyklothem" mit Faziesinterpretation

und hypothetischem Verlauf der

Meeresspiegelkurve. Erläuterungen im Text.



Die Entstehung solcher Zyklotheme aus dem Oberkarbon der USA haben bereits WANLESS & SHEPARD (1936) mit der Gondwana-Vereisung in Verbindung gebracht.

Tatsächlich treten ausgeprägte zyklische Sedimente auf der nördlichen Hemisphäre genau in jenem Zeitabschnitt auf, in dem die Südhalbkugel von einer ausgedehnten Vereisungsphase erfaßt wurde. Diese dauerte etwa vom Namur bis in das untere Mittelperm, also rund 80 Mill. Jahre und erreichte ihren Höhepunkt im Oberkarbon. Im Unterperm erfolgte ein rascher Rückgang der Vereisung (CROWELL, 1978).

Die Zyklendauer liegt im Oberkarbon der USA bei 40.000 bis 120.000 Jahren und 235.000 bis 400.000 Jahren, übergeordnete Zyklen liegen bei 1.2 bis 4 Mill. Jahren (Ross & Ross, 1985; HECKEL, 1986).

Diese im Jungpaläozoikum auf der nördlichen Hemisphäre weit verbreiteten Zyklen werden heute allgemein mit Meeresspiegelschwankungen, ausgelöst durch das Anwachsen und Abschmelzen größerer Eismassen als Folge von Klimaschwankungen während der Gondwana-Vereisung, erklärt (HECKEL, 1986; ROSS & ROSS, 1985, 1988; BUSCH & ROLLINS, 1984; MACK & JAMES, 1986; VEEVERS & POWELL, 1987).

Die Zyklendauer der "Auernig-Zyklotheme" kann nur grob geschätzt werden. Ausgehend von einer Zeitdauer des Gzhels (290–295 Mill. Jahre, HARLAND et al., 1990) von rund 5 Mill. Jahren (= oberer Teil der Pizzul-Formation, Corona-, Auernig- und Carnizza-Formation) ergibt sich für die 15 Zyklotheme der Auernig- und tieferen Carnizza-Formation, die eine Zeitspanne von max. 1,5–2 Mill. Jahre repräsentieren, eine durchschnittliche Zyklendauer in der Größenordnung von rund 100.000 Jahren. Nach MASSARI & VENTURINI (1990a) liegt die durchschnittliche Zyklendauer der "Auernig-Zyklotheme" bei rund 40.000 Jahren.

Diese Daten fügen sich gut in die aus dem Oberkarbon der USA angegebenen Werte, die bei 40.000-120.000 Jahren und 235.000-400.000 Jahren liegen (HECKEL, 1986; Ross & Ross, 1985).

Zurückgeführt wird die Entstehung solcher Zyklen auf Klimaschwankungen, ausgelöst durch Variationen in den Erdumlaufparametern mit folgenden Perioden: 21.000 Jahre (Präzession des Äquinoktium), 41.000 Jahre (Neigung der Erdachse), 100.000 und 413.000 Jahre (Exzentrizität). Die Zusammenhänge zwischen diesen periodischen Variationen und den Klimaschwankungen innerhalb der letzten 1 Mil. Jahre hat erstmals MILANKOVITCH erkannt und aufgezeigt ("Milankovitch-Zyklen").

Die Auernig-Zyklotheme sind mit ziemlicher Sicherheit auf glazio-eustatische Meeresspiegelschwankungen zurückzuführen, ausgelöst durch Klimaschwankungen und einem damit verbundenen zyklischen Abschmelzen und Anwachsen der Gondwana-Eismassen auf der Südhalbkugel. Ob es sich dabei um echte "Milankovitch-Zyklen" handelt, ist allerdings kaum nachweisbar (vgl. ALGEO & WILKINSON, 1988).

Daß die einzelnen Auernig-Zyklotheme nicht immer vollständig und ideal ausgebildet sind, daher auch keine Markov-Ketten bilden (FLÜGEL, 1971), hängt mit lokalen, synsedimentären tektonischen Bewegungen zusammen, die zu einer Überprägung einzelner Zyklen geführt haben (siehe auch MASSARI & VENTURINI, 1990a). Schließlich sei noch festgehalten, daß sich in den Karnischen Alpen die zyklische Sedimentation im Unterperm (Rattendorfer Gruppe) fortsetzt.

4.2.6. Fossile Pflanzenreste und Makrofloren-Zonen der Bombaso-Formation und Auernig-Gruppe

Aus der Auernig-Gruppe hat erstmals HÖFER (1869) im Bereich Ofenalm/Kronalpe eine größere Kollektion fossiler Pflanzenreste aufgesammelt, aus der UNGER (1870) 19 Taxa bestimmen konnte. In der Zwischenzeit sind von mehr als 30 Lokalitäten innerhalb der Bombaso-Formation und Auernig-Gruppe fossile Pflanzenreste bekannt (FRITZ & BOERSMA, seit 1980, siehe Zusammenfassung in FRITZ, BOERSMA & KRAINER, 1990), wobei FRITZ & BOERSMA (1990) bisher insgesamt 93 verschiedene Taxa (21 Equisetophyta, 11 Lycophyta, 53 Filicophyta, Pteridospermae und Pteridophylla sowie 8 Cordaitospermae) bestimmt haben.

Diese reichhaltige Flora enthält auch eine Reihe von stratigraphisch wichtigen Charakter- und Leitarten: Alethopteris bohemica, Aphlebia elongata, Asterotheca sternbergii, Callipteridium gigas, C. pteridium, Neuropteris cordata, N. scheuchzeri, Odontopteris alpina, O. brardii, O. cantabrica, O. minor, Pachytesta gigantea, Pecopteris arborescens, P. candolleana, P. feminaeformis, P. oreopteridia, P. schlotheimii, Poa-Cordaites linearis, Pseudomariopteris busquetii, Sigillaria brardii, Sphenophyllum alatifolium, Sp. angustifolium, Sp. longifolium, Sp. oblongifolium, Sp. thonii var. minor, Taeniopteris jejunata und T. multinervis.

Einen wesentlichen Fortschritt brachten die seit einigen Jahren gemeinsam mit Prof. FRITZ (Klagenfurt) getätigten profilmäßigen Aufsammlungen fossiler Pflanzenreste. Diese Untersuchungen haben zu folgenden Ergebnissen geführt (siehe Abb. 39):

- a) Fossile Pflanzenreste sind über die gesamte Abfolge der Bombaso-Formation und Auernig-Gruppe verteilt, finden sich in allen Formationen der Auernig-Gruppe.
- b) Von fast allen pflanzenfossilführenden Lokalitäten ist die genaue stratigraphische Position innerhalb der Abfolge bekannt.
- c) Die Flora ändert sich innerhalb der Bombaso-Formation und Auernig-Gruppe.
- d) Die einzelnen Makrofloren-Zonen können mit Hilfe der Fusulinenstratigraphie in die marine Standardgliederung eingebunden werden.

Innerhalb der Bombaso-Formation und Auernig-Gruppe können sämtliche von WAGNER (1984) für das Stefan (Cantabrium, Barruelium, Stefan B und Stefan C) angeführten Makrofloren-Zonen nachgewiesen werden (siehe auch FRITZ, 1992; FRITZ & KRAINER, 1991):

Odontopteris cantabrica-Zone (Cantabrium), vor allem repräsentiert durch die Flora Tomritsch 1,2 aus der Bombaso-Formation des Tomritsch-Rückens. Die Flora enthält die für diese Zone wichtigen Taxa Sphenophyllum oblongifolium, Callipteridium pteridium und Odontopteris brardii sowie reichlich Linopteris neuropteroides und auch Neuropteris scheuchzeri (FRITZ & BOERSMA, 1986a; BERGER, 1960).

Lobatopteris lamuriana-Zone (Barruelium) mit den Floren Lanzensattel (Pso. Cason di Lanza) und Zollnersee 2,3 (Meledis-Formation), charakterisiert durch Sphenophyllum oblongifolium, Alethopteris bohemica, Callipteridium pteridium und Odontopteris brardii, so-



KRISTBERG FM

Abb. 39

Korrelation des süd- und ostalpinen Oberkarbon/Unterperm (Stefan/Autun) mit Megafloren-Zonen. Die Position der stratigraphisch wichtigen Florenhorizonte in den schematischen Profilen ist angegeben. Karnische Alpen: Fundpunkt TO 1,2 = Tomritsch 1,2; SA 1,2 = Straniger Alm 1,2; ZS 2,3 = Zollnersee 2,3; CL = Passo Cason di Lanza/Lanzensattel; RS 3,4 = Rudnigsattel-Süd 3,4; WA = Watschiger Alm; GB α , β = Garnitzenberg-Südost α , β ; OA = Ofenalm; NS = Naßfeldsattel; MK = Madritschenkopf; K 1 = Krone 1; GU 1,2 = Gugga 1,2; GU 3 = Gugga 3; GB 1 = Garnitzenberg 1; GB 2,3 = Garnitzenberg 2,3; HG = Hüttengraben; S = Schulter; RN = Rudnigsattel-Nord. Gurktaler Decke NW: TU 1 = Turrach 1; BH = Brunnachhöhe; KW = Königstuhl-West; KS 31a = Königstuhl 31a; TU 5 = Turrach 5; EB = Königstuhl, Sammlung Ebermann; RE = Reißeck; ST 24a = Stangnock 24a; KS 25a = Königstuhl 25a; KS 29a = Königstuhl 29a; STK = Stangnock-Kohleschurf; ST SE 2,3 = Stangnock-Südost 2,3; ST SE 1 = Stangnock-Südost 1; STG = Stangnock-Gipfel. Gurktaler Decke SE: W = Wunderstätten; U = Ulrichsberg; Ch = Christofberg.

KO 2 = Kötschach 2; die entsprechenden Florenlisten sind in FRITZ, BOERSMA & KRAINER, 1990 aufgelistet

Drauzug:

wie *Pecopteris feminaeformis*, die erst an der Grenze Cantabrium/Barruelium einsetzt.

- Alethopteris zeilleri-Zone (Stefan B) mit den Floren Rudnigsattel-Süd 3 und Watschiger Alm (höchste Meledis und Pizzul-Formation) mit den charakteristischen Formen Sphenophyllum thonii var. minor und Taeniopteris jejunata.
- O Sphenophyllum angustifolium-Zone (Stefan C) mit folgenden wichtigen Floren: Gugga 3 (Auernig-Formation), Garnitzenberg 3, Schulter und Hüttengraben (Carnizza-Formation). Diese Floren enthalten die für diese Zone leitenden Formen Sphenophyllum angustifolium und Pseudomariopteris busquetii.

Florenelemente der *Callipteris conferta*-Zone (oberstes Stefan C/Autun) sind aus den Grenzlandbänken (Rattendorfer Gruppe) bekannt.

Nach WAGNER et al. (1977) und WAGNER & WINKLER PRINS (1985a,b) umfaßt die Stufe des Cantabrium nach der Fusulinenstratigraphie den höchsten Teil des Mjatchkovium (*Fusulina, Fusulinella*) und das tiefere Kasimovium (*Protriticites, Pseudotriticites*). Entsprechend sind in den Karnischen Alpen die Bombaso-Formation und basale Meledis-Formation in das Cantabrium zu stellen, was auch durch die fossile Flora in dieser Abfolge bestätigt wird.

Das Barruelium entspricht ungefähr dem mittleren Kasimovium (WAGNER & WINKLER PRINS, 1985a,b), umfaßt also im wesentlichen die Meledis-Formation, eine genauere Abgrenzung ist nicht möglich. Das Stefan B beschränkt sich im wesentlichen auf die Pizzul-Formation, während das Stefan C Corona-, Auernig- und Carnizza-Formation umfaßt.

Damit sind die für das Unterstefan eingeführten Stufen des Cantabrium und Barruelium (WAGNER et al., 1977, WAGNER & WINKLER PRINS, 1985a,b) durch die entsprechenden Makrofloren-Zonen auch in den Karnischen Alpen nachweisbar (Abb. 39).

Und da auch innerhalb der Stangnock-Formation und Werchzirm-Formation der Gurktaler Decke alle Megafloren-Zonen des Stefan/Autun nachweisbar sind, ist nun auch eine wesentlich genauere Korrelation der flachmarinen Abfolge der Karnischen Alpen mit der fluviatilen Abfolge der Gurktaler Decke möglich.

Demnach entspricht der tiefere Teil der Stangnock-Formation zeitlich der Bombaso- und Meledis-Formation (Oberes Moscovium-Kasimovium bzw. Cantabrium-Barruelium), der mittlere und höhere Teil der Pizzul-, Corona- und Auernig-Formation (Gzhelium bzw. Stephan B und C) und der oberste Teil der basalen Rattendorfer Gruppe (Grenzbereich Gzhelium/Asselium bzw. Stefan/Autun). Die Werchzirm-Formation ist entsprechend mit der Rattendorfer Gruppe (Asselium bzw. Autun) zu korrelieren (siehe Abb. 39), Grenzlandbänke und basale Werchzirmschichten zeigen eine sehr ähnliche Florenvergesellschaftung (*Callipteris conferta*-Zone). Allerdings ist die zeitliche Reichweite der Wechzirm-Formation nach oben mangels an Fossilien nicht bekannt.

5. Schlußdiskussion

Die variszische Orogenese in Europa ist auf die Kollision Gondwanas mit Laurussia zurückzuführen. Bezüglich der paläogeographischen und geotektonischen bzw. plattentektonischen Entwicklung der Varisziden Europas sind in den letzten Jahren eine Reihe von teilweise recht unterschiedlichen Modellen veröffentlicht worden, die die damit verbundene Komplexität klar zum Ausdruck bringen und zeigen, daß im Detail noch vieles ungelöst ist.

ZIEGLER (1982, 1984, 1986) erklärt die variszische Orogenese mit der Subduktion eines Ozeans (Proto-Tethys) und der stufenweisen Akkretion von Mikroplatten (von Gondwana wegdriftende "Terranes") an den Südrand von Laurussia. Eine Kontinent-Kontinent-Kollision zwischen Gondwana und Laurussia im Visé-Namur ("Sudetische Phase") führte zur Entstehung eines Orogens vom "Himalaya-Typ" und einer A-Subduktion am Nordrand der Normannisch-Mitteldeutschen Kristallinschwelle.

BEHR et al. (1984) sowie FRANKE & ENGEL (1988) (vgl. auch FRANKE, 1989; WEBER, 1984) deuten die Entstehung des Varisziden-Gürtels Europas als Folge von Subduktions-Kollisionsprozessen infolge Schließung eines rhenoherzynischen Ozeans im N, eines südlich anschließenden saxothuringischen Ozeans und eines mediterranen Beckens (= "Massiv Central Ocean" sensu MATTE, 1986) ganz im S im Zeitabschnitt Ober-Ordovizium-Karbon.

LORENZ & NICHOLLS (1984) diskutieren die Schließung eines variszischen Ozeans durch eine zweiseitige Subduktion im Oberkarbon. Die genannten Modelle basieren alle auf der Existenz eines oder mehrerer, unterschiedlich breiter Ozeane, die durch die N-Drift Gondwanas vor allem im Zeitraum Oberdevon-Unterkarbon geschlossen werden, was die Auffaltung des variszischen Orogengürtels zur Folge hatte. Bei diesen Modellen wird Strike-Slip-Bewegungen während der variszischen Orogenese, wenn überhaupt, nur in untergeordnetem Maße Bedeutung zugemessen.

MATTE (1986) bringt die variszische Faltung ebenfalls mit der Schließung zweier ozeanischer Räume in Verbindung, allerdings soll es sich dabei nicht um große Ozeane gehandelt haben. Eine Subduktion einer Proto-Tethys vom Anden-Typus im Devon/Karbon im Sinne von ZIEGLER (1984) bzw. LORENZ & NICHOLLS (1984) wird von MATTE (1986) als unrealistisch betrachtet. Die variszische Deformation wird vielmehr als Folge der Kollision von kleinen Mikroplatten ("Terranes") mit dazwischenliegenden schmalen ozeanischen Räumen erklärt, die von Gondwana stammen und mit Laurussia kollidierten.

Nach BADHAM (1982) spielen Strike-Slip-Faults bzw. Strike-Slip-Bewegungen während der variszischen Orogenese eine wesentliche Bedeutung. Er deutet die Varisziden als "Strike-Slip-Orogen", entstanden durch dextrale Bewegungen zwischen Europa (Laurussia) und Afrika (Gondwana) ("Oblique Collision Model"). Transtensions- und Transpressionsbewegungen führten zur Bildung von "Mikroplatten" und kleinen ozeanischen Pull-Apart-Becken ("Flysch-Becken"), die durch transpressive Bewegungen wieder geschlossen wurden. NEUGEBAUER (1988, 1989) bringt die Entstehung des variszischen Orogengürtels mit der Schließung des außerhalb der Varisziden gelegenen lapetus-Ozeans durch "Oblique-Subduktion" und Kollision im Zuge der kaledonischen Orogenese (Schließung des NE-lapetus), Acadischen Orogenphase (Schließung des zentralen lapetus), der benachbarten Randbecken (variszische Orogenese) und des SW-lapetus (Alleghenische Orogenese) in Verbindung.

Nach diesem "lapetus-Modell" werden die Varisziden als Teil Gondwanas aufgefaßt, der in Rücken und kleine ensialische ozeanische Becken gegliedert war. Nach der Schließung des nordöstlichen und zentralen lapetus-Ozeans im Silur-Unterdevon führte die Norddrift Gondwanas zur Kollision mit Laurussia und der Schließung der kleinen ozeanischen Becken (Oberdevon-Unterkarbon) und somit zur variszischen Faltung. Durch eine Rotation und anschließende Westdrift Gondwanas wird etwa ab der Wende Westfal/Stefan die kompressive Tektonik durch Extension und Öffnung der Paläotethys bei gleichzeitiger Faltung in den Appalachen (Allegheny-Orogenese) abgelöst.

Durch die Rotation und Westdrift Gondwanas kommt es zur Ausbildung eines Megaschersystems, was zur Entstehung von Extensionsbecken (Pull-Apart-Becken) und damit verbundenem Vulkanismus in weiten Teilen Mitteleuropas führte (vgl. auch ARTHAUD & MATTE, 1977).

Bezüglich dieser kurz vorgestellten Modelle muß angemerkt werden, daß der alpine, insbesondere der ostalpine Raum und der südwestlich angrenzende Bereich in diese Modelle nicht oder nur randlich miteinbezogen wurde.

Die bisher über das variszische Geschehen des alpin-ostmediterranen Varisziden-Gürtels (Ostalpen – Karpaten – Balkan – Kaukasus) veröffentlichten Daten hat jüngst FLÜGEL (1990) zusammengefaßt (siehe auch EBNER, 1990) und mögliche Zusammenhänge und die damit verbundenen Probleme aufgezeigt.

Aufgrund der starken alpidischen Überprägung bereitet es nach wie vor große Schwierigkeiten, das Variszikum der Ostalpen und auch der Südalpen in ein Gesamtkonzept einzufügen.

Für den ostalpinen Raum haben zuletzt NEUBAUER (1988), FRISCH & NEUBAUER (1989) und FRISCH et al. (1990), gestützt auf einige wenige, schwer interpretierbare geochronologische und geochemische Daten (siehe Diskussion bei NEUGEBAUER, 1988; FLÜGEL, 1990), ein Modell zur variszischen Geodynamik vorgestellt. Darin wird, wohl in Anlehnung an Vorstellungen von ZIEGLER, die variszische Orogenese der Ostalpen durch stufenweise Akkumulation von "Terranes" durch "Oblique Compression" während des Devons und Karbons gedeutet. Nach diesem Modell wird im Devon/Karbon ein Ozean (Rheischer Ozean), repräsentiert u.a. durch das "Koriden- und Plankogel-Terrane", als Folge des nach Norden driftenden "Norischen Terranes", das sich von Afrika bzw. Gondwana löste, geschlossen. Das "Norische Terrane" kollidierte im Karbon mit der "Veitsch-Wechsel-Pannonischen stratigraphischen Einheit", die den Nordrand des Rheischen Ozeans bildete. Durch Extensionstektonik entstand gleichzeitig im Vorland der Kollisionszone, die durch die "Plankogel-Suturzone" markiert ist, ein ozeanisches Becken (Paläotethys), das mit Tiefsee- und Molassesedimenten aufgefüllt wird (= "Hochwipfel-Trog" der Karnischen Alpen und Karawanken).

Nach NEUBAUER (1988) können im Ost- und Südalpin folgende variszische Orogenzonen auseinandergehalten werden:

- Externzone (Paläozoikum der Karnischen Alpen, Karawanken, Norische Decke, Grazer Paläozoikum und Gurktaler Decke, im Oberkarbon deformiert).
- Internzone (Muriden, Koriden, Raabalpenkristallin, im Unterkarbon deformiert und metamorphosiert).
- Zone mit intradevonischer Metamorphose (Bundschuh, devonische Metamorphite der Veitscher-Zone, im Oberkarbon herausgehoben).

Die Position der intradevonisch überprägten Zone zwischen Intern- und Externzone wird durch eine großräumige Strike-Slip-Zone erklärt.

Nach NEUBAUER (1988) erfolgt im Unterkarbon eine Heraushebung des intradevonisch metamorph überprägten Komplexes und Ablagerung von Molasse-ähnlichen Sedimenten auf demselben (?) (erste Stufe der Konsolidierung). Gleichzeitig kommt es in der nördlich anschließenden Internzone (Muriden) zu Überschiebungen und in der südlichen Externzone zur "Flyschsedimentation". Die Externzone wird im Oberkarbon deformiert, gleichzeitig die Internzone herausgehoben. Letzteres soll durch Abkühlungsalter belegt sein.

Für den südalpinen Raum haben VAI (1979) und VAI & Cocozza (1986) ein Modell zur variszischen geotektonischen Entwicklung vorgestellt.

Sie nehmen zwischen Laurussia und Gondwana einen breiten sialischen Krustenbereich an, der im Devon/Karbon durch eine Transform-Rifting Phase mit dextralen Strike-Slip-Bewegungen in Mikroplatten und schmale ozeanische Bereiche dazwischen zerlegt wurde. Eine richtige ozeanische Trennung und Bildung eines breiten Ozeans zwischen den beiden Kratonen Laurussia und Gondwana hat demnach nicht stattgefunden.

Dieses dextrale Mega-Transform-System wird mit der Schließung des lapetus-Ozeans und anschließenden Öffnung der Paläotethys bei gleichzeitiger Schließung des Rheischen Ozeans in Verbindung gebracht (vgl. auch NEUGEBAUER, 1988, 1989). Die Strike-Slip-Bewegungen haben sowohl extensive als auch kompressive Tektonik zur Folge.

Die geotektonische variszische Entwicklung der Südalpen (Karnische Alpen) wird von CASTELLARIN & VAI (1989) in zwei Hauptphasen gegliedert:

- In eine Extensionsphase mit synsedimentärer Bruchtektonik ab der Wende Devon/Karbon bis in das Namur mit Herausbildung des "Hochwipfel-Troges". Der Extensionshöhepunkt im Namur war von Vulkanismus (Dimon-Formation) begleitet. Rossi & VAI (1980) erklären die Änderung im Chemismus der Vulkanite der Dimon-Formation kalkalkalisch zu alkalisch mit der transtensiven Tektonik in Zusammenhang mit großräumigen Strike-Slip-Bewegungen.
- Die kompressive Phase (Orogenphase), beginnend im Westfal A/B, führt im höheren Westfal zu einer starken Krustenverkürzung, verbunden mit Faltung und südvergentem Schuppenbau ("Karnische Phase" nach VAI, 1975).

Im folgenden Abschnitt soll nun der Frage nachgegangen werden, wieweit es möglich ist, die einzelnen tektonisch voneinander getrennten Karbonvorkommen (Karnische Alpen/Karawanken – Nötsch – Veitscher Decke – Grazer Paläozoikum und Gurktaler Decke) in ein gemeinsames paläogeographisches und geotektonisches Schema zu bringen und ob sich die sedimentologischen Daten in die bisher veröffentlichten Modelle einfügen lassen. Auch die Abgrenzung der "synorogenen" von den "spät- bis postorogenen" Sedimenten soll kurz diskutiert werden.

Für die "synorogenen" Sedimente der Karnischen Alpen (Hochwipfel- und Dimon-Formation) können zunächst folgende Punkte festgehalten werden: Die Hochwipfel- und Dimon-Formation sind aus klastischen Tiefseesedimenten aufgebaut, die im wesentlichen aus verschiedenen Typen von Turbiditströmen (z.T. mit vollständigen Bouma-Sequenzen), submarinen Debris Flows und Mudflows hervorgegangen sind. Spurenfossilien der Nereiles-Assoziation (v.a. in der Hochwipfel-Formation der Karawanken) belegen bathvale bis abyssale Ablagerungsbedingungen. Eine echte ozeanische Kruste ist nicht bekannt, die klastischen Tiefseesedimente liegen im wesentlichen auf devonisch-unterkarbonischen Karbonaten. Die Abfolge ist mit einer Mächtigkeit von rund 1.000 m (Karnische Alpen) im Vergleich zu vielen Flyschabfolgen relativ geringmächtig.

Aufgrund von Schüttungsrichtungen nimmt TESSEN-SOHN (1971) für den Tiefseetrog der Karawanken eine Breite von rund 15–20 km an, wobei er auch nachweisen konnte, daß von N vermehrt metamorphe Aufarbeitungsprodukte in diesen Tiefseetrog transportiert wurden. Über die Trogbreite für den Bereich der Karnischen Alpen gibt es bislang keine Hinweise.

Relativ geringe Mächtigkeit, fehlende ozeanische Kruste, vermutlich relativ geringe Trogbreite und der bimodale Chemismus der Vulkanite der Dimon-Formation (Rossl & VAI, 1980) können als Hinweise auf einen relativ schmalen Tiefseetrog gewertet werden, der durch eine Extensionsphase ("Transform-Rifting Phase" sensu VAI & COCOZZA, 1986) im Visé-Namur entstanden ist.

Nach wie vor schwierig zu beurteilen sind die paläogeographischen Beziehungen zwischen den Tiefseesedimenten der Karnischen Alpen/Karawanken und den unmittelbar nördlich der Periadriatischen Naht gelegenen Sedimenten des tektonisch isolierten Karbonvorkommens von Nötsch.

Bereits KODSI & FLÜGEL (1970) und TESSENSOHN (1972) äußern die Vermutung, daß die "Pölland Gruppe" (Erlachgraben-Formation in dieser Arbeit) als eine "randnahe Entwicklung" des Flyschtroges der Karnischen Alpen/Karawanken betrachtet werden kann.

Faziell lassen sich die Sedimente des Karbons von Nötsch, vom Verfasser als Ablagerungen eines Kontinentalabhanges interpretiert, zwanglos an die Tiefseesedimente (Hochwipfel und Dimon-Formation) der Karnischen Alpen und Karawanken angliedern. Demnach könnten die Sedimente des Karbons von Nötsch den nördlichen Kontinentalabhang des Tiefseetroges mit der Hochwipfel- und Dimon-Formation repräsentieren.

Hinweise für eine solche Deutung sind einerseits die Schüttung metamorphen Materials aus N in den Tiefseetrog, was für die Karawanken belegt ist (TESSEN-SOHN, 1971) und andererseits vor allem die jüngst sowohl in Konglomeraten der Hochwipfel-Formation als auch in der Badstub-Formation (Karbon von Nötsch) festgestellten exotischen Kalkgerölle (FLÜGEL & SCHÖN-LAUB, 1990). Diese Kalkgerölle sind mikrofaziell alle sehr ähnlich, zeigen aufgrund von Conodontenfunden Visé-Alter an und stammen von einem flachmarinen Karbonatschelf. FLÜGEL & SCHÖNLAUB (1990) nehmen an, daß die exotischen Kalkgerölle von einer gemeinsamen Karbonatplattform im Norden (nördlich anschließend an das Karbon von Nötsch) stammen. Diese exotischen Karbonatgerölle sind somit ein starkes Argument dafür, daß die Sedimente des Karbons von Nötsch unmittelbar nördlich an die Hochwipfel-Formation anzuordnen sind und vermutlich den nördlichen Kontinentalabhang bildeten.

Bei diesen Überlegungen müssen natürlich auch die entlang der Periadriatischen Naht postvariszisch abgelaufenen Lateralbewegungen mitberücksichtigt werden, durch die das Karbon von Nötsch erst in seine heutige Position gelangt ist. Der ursprüngliche Ablagerungsraum des Karbons von Nötsch dürfte weiter im Osten zu suchen sein.

In der Literatur wird immer wieder auf die engen Beziehungen zwischen dem Karbon von Nötsch und dem Veitscher Karbon hingewiesen (z.B. FLÜGEL, 1964; SCHÖNLAUB, 1979; RATSCHBACHER, 1984, 1987), vor allem die Fauna betreffend. Besonders die gleichaltrigen Trilobiten-Faunen von Nötsch und Veitsch zeigen enge Beziehungen, was auf einen ursprünglichen paläogeographischen Zusammenhang schließen läßt (HAHN & HAHN, 1977). Während es sich beim Karbon von Nötsch um Ablagerungen eines Kontinentalabhanges handelt, stellt das Veitscher Karbon nach RATSCHBACHER (1984, 1987) eine Abfolge von flachmarinen, klastischen und karbonatischen Schelfsedimenten dar. Möglicherweise sind die Trilobiten-führenden Tonschiefer des Veitscher Karbons auch bereits einem etwas tieferen Ablagerungsbereich (Übergang Schelf - Kontinentalabhang) zuzuordnen.

Aus fazieller Sicht können die Schelfsedimente der Veitscher Decke unmittelbar nördlich an die Fazies des Karbons von Nötsch angeschlossen werden. Dieser Schelf mit den marinen Flachwasserkarbonaten (Triebenstein-Formation des Visé) wäre gleichzeitig auch ein mögliches Liefergebiet für die exotischen Kalkgerölle in Konglomeraten der Hochwipfel-Formation und Badstub-Formation.

FLÜGEL (1990) faßt die Karbonvorkommen von Nötsch, der Veitscher Decke, die Stabadbattyan-Shale-Formation östlich des Balaton Sees und die Ochtina-Formation der Gemeriden als Ablagerungen eines marinen Vorlandtroges ("Nötsch-Ochtina-Karbontrog") auf. Allerdings haben bereits KOZUR & MOSTLER (1976) darauf hingewiesen, daß das Karbon von Ochtina nicht mit dem Karbon der Veitscher Decke, sondern eher mit dem südalpinen Karbon vergleichbar ist und vor allem große Übereinstimmung mit dem Karbon der Dinariden in Westserbien zeigt. Bezüglich der möglichen Korrelation der ost- und südalpinen Karbonvorkommen mit dem Karbon in Ungarn und der Slowakei sei inmit dem südalpinen Karbon vergelichbar ist und vor allem große Übereinstimmung mit dem Karbon der Dinariden in Westserbien zeigt. Bezüglich der möglichen Korrelation der ost- und südalpinen Karbonvorkommen mit dem Karbon in Ungarn und der Slowakei sei in diesem Zusammenhang auch auf die kurze Darstellung von EBNER (1990) verwiesen. Eine Beurteilung der paläogeographischen Zusammenhänge ist allerdings mangels an detaillierten Untersuchungen der einzelnen Abfolgen nach modernen sedimentologischen Gesichtspunkten derzeit kaum möglich. Aus eben diesen Gründen ist auch eine

Einbindung der Karbonvorkommen des Grazer Paläozoikums ("Folge der Dult") und der Stolzalpendecke problematisch. Während die Folge der Dult eine Flachwasserentwicklung darzustellen scheint und somit faziell am ehesten an das Karbon der Veitscher Decke anzubinden ist, zeigen die Karbonsedimente der Stolzalpendecke (Tonschiefer, Grauwacken, Lydite), zeitlich dem Tournai–(?)Namur zuzuordnen (NEUBAUER & HER-ZOG, 1985), starke fazielle Anklänge an das südalpine Karbon (Hochwipfel-Formation).

Zusammenfassend kann somit für den Zeitraum Visé-Westfal folgendes, sehr vereinfachtes, paläogeographisches bzw. geotektonisches Schema zur Diskussion gestellt werden:

Im Zuge einer Extensionsphase (Transform-Rifting Phase sensu VAI & Cocozza, 1986), die etwa an der Wende Devon/Karbon einsetzt, wurde ein relativ schmaler, synorogener Tiefseetrog herausgebildet, der zunächst mit geringmächtigen, lückenhaften pelagischen Kalken, etwa ab dem cull\\beta/\gamma mit klastischen Sedimenten der Hochwipfel- und Dimon-Formation aufgefüllt wurde. Die Sedimente des Karbons von Nötsch bildeten den nördlichen, durch eine zeitweise tektonisch aktive Störungszone (Entstehung der an Amphibolitgeröllen reichen Breccien und Konglomerate der Badstub-Formation) charakterisierten, Kontinentalabhang (KRAINER & MOGESSIE, 1991). An dieser Störungszone sind vermutlich auch Lateralbewegungen abgelaufen, möglicherweise handelt es sich bei dieser Störungszone um einen Vorläufer der Periadriatischen Naht. Die Karbonsedimente der Veitscher Decke und des Grazer Paläozoikums können als nördlich anschließende Schelfentwicklung aufgefaßt werden, von der möglicherweise die exotischen Kalkgerölle in Konglomeraten der Hochwipfel- und Badstub-Formation stammen (siehe Abb. 40). Die sedimentologischen Daten lassen sich somit gut in die bisherigen Vorstellungen bezüglich der paläogeographischen Zusammenhänge zwischen Hochwipfelkarbon, Karbon von Nötsch und Karbon der Veitscher Decke einbinden, obwohl damit ein Beweis für die Richtigkeit dieser Vorstellungen nicht erbracht werden konnte.

Diese synorogenen Sedimente werden im Westfal von einer variszischen Faltungsphase ("Karnische Phase" sensu VAI, 1975) erfaßt, die in den Karawanken und Karnischen Alpen zu einem intensiven Falten- und Schuppenbau, im Westabschnitt sogar zu einer leichten Metamorphose geführt hat.

Von dieser Faltungsphase wurden scheinbar die beckentiefsten Sedimente (Hochwipfel- und Dimon-Formation) am stärksten erfaßt, die Karbonabfolgen von Nötsch und der Veitscher Decke zeigen dagegen, obwohl sie von dieser Faltungsphase ebenso erfaßt worden sein müssen, keine erkennbare variszische Deformation. Dieser Umstand war wohl auch ausschlaggebend dafür, daß die Karbonabfolgen von Nötsch und der Veitscher Decke vielfach als Molassesedimente (z.B. SCHÖNLAUB, 1985) bzw. auch als "postbretonische Molasse" (EBNER, 1990) bezeichnet wurden.

Dabei ist allerdings nach wie vor ungeklärt, ob die tektonische Abscherung im Liegenden und Hangenden beider Karbonabfolgen eventuell schon im Zuge der variszischen Deformation erfolgte. Zwar zeigt nach RATSCHBACHER (1984, 1987) die Karbonabfolge der Veitscher Decke keine (sichtbaren) Diskordanzen und Schichtlücken, was jedoch paläontologisch keinesfalls abgesichert ist. So konnte beispielsweise das Namur bislang biostratigraphisch überhaupt nicht nachgewiesen werden.

Sollte diese oben skizzierte paläogeographische Vorstellung zutreffen, daß das Karbon der Veitscher Dekke, das Karbon von Nötsch und das Karbon der Südalpen (Hochwipfel- und Dimon-Formation) in ein und demselben synorogenen Becken entstanden sind, dann müssen konsequenterweise auch alle in diesem synorogenen Becken abgelagerten Sedimente mehr oder weniger stark von der Faltungsphase im Westfal erfaßt worden sein, auch wenn das heute, teilweise wohl auch bedingt durch die alpidische Überprägung, nicht mehr erkennbar ist.

Diese Faltungsphase, verbunden mit starker Einengung und Schließung des schmalen Tiefseetroges (Kompressive Phase) im höheren Westfal, wird vom Verfasser zur Abgrenzung der synorogenen Sedimente des Visé-Westfal von den spät- bis postorogenen Sedimenten des Stefans und Perms herangezogen.

Die Abgrenzung der "synorogenen" Sedimente, die von der variszischen Orogenese noch erfaßt und deformiert wurden, von den "spät- bis postorogenen" Sedimenten (Molassesedimente) bereitet in den Karnischen Alpen und Karawanken keine Probleme. Mit einer klassischen Winkeldiskordanz folgen über den synorogenen, variszisch stark deformierten Sedimenten der Hochwipfel- und Dimon-Formation, teilweise auch über älteren Sedimenten, die spät- bis postorogenen Molassesedimente der oberkarbonen Bombaso-Formation und Auernig-Gruppe (sowie unterpermischen Rattendorfer Gruppe etc.). Diese Diskordanz ermöglicht eine klare Abgrenzung.

Eine solche Abgrenzung ist aufgrund der tektonischen Abscherung im Liegenden und Hangenden der Karbonabfolgen der Veitscher Decke und von Nötsch nicht möglich, obwohl möglicherweise eine Diskordanz, verbunden mit einer Schichtlücke im höheren Westfal, ursprünglich auch hier vorhanden war, jedoch heute aufgrund der tektonischen Amputation nicht nachgewiesen werden kann.

Will man die Karbonabfolgen von Nötsch und der Veitscher Decke als "Molasse" bezeichnen (z.B. SCHÖNLAUB, 1985; EBNER, 1990), dann höchstens im Sinne von "Frühmolassen". Die eigentlichen Molassesedimente (Haupt- und Spätmolassen) setzen in den Süd- und Ostalpen erst nach der letzten variszischen Faltungsphase im höheren Westfal, etwa an der Grenze Westfal/Stefan ein, in vielen Fällen beginnt die spätbis postvariszische Molassesedimentation erst mit den Rotsedimenten im Unterperm (zur Definition des Begriffes "Molasse" siehe auch KRULL & PAECH, 1975; VAN HOUTEN, 1973).

Das Einsetzen der spät- bis postorogenen Molassesedimentation kann mit der Reorientierung des tektonischen Streßfeldes, ausgelöst durch die Rotation und beginnende Westdrift Gondwanas, erklärt werden (AR-THAUD & MATTE, 1977; NEUGEBAUER, 1988, 1989 u.a.).

Extensionstektonik, verbunden mit dextralen Transformbewegungen entlang von Megascherzonen, führte zur Bildung "intramontaner Molassebecken", die mit dem "Abtragungsschutt" der variszischen Gebirge aufgefüllt wurden. Gleichzeitig kam es zu weiträumigen Aufschmelzungsprozessen in der unteren Kruste, zum



Abb. 40.

Schematisches Blockdiagramm mit Ablagerungsbereichen und hypothetischer Anordnung einzelner Karbonvorkommen (Hochwipfelkarbon der Karnischen Alpen und Karawanken, Karbon von Nötsch und Karbon der Veitscher Decke) für den Zeitabschnitt Visé-Namur-tieferes Westfal. Erläuterungen im Text.

Aufstieg von Magmen an tiefreichenden Spaltensystemen und ausgedehnten Vulkanismus an der Erdoberfläche im Bereich dieser Molassebecken.

Während in den Ostalpen (oberostalpine Gurktaler Decke und Steinacher Decke) die spät- bis postvariszischen Molassesedimente des Stefans in kontinentaler Fazies vorliegen, sind die zeitgleichen Sedimente der Karnischen Alpen und Karawanken in einem flachen Schelfmeer abgelagert worden.

Schüttungsrichtungen in den Sedimenten der Stangnock-Formation am NW-Rand der Gurktaler Decke lassen den Schluß zu, daß diese Sedimente in einem ungefähr E-W-gerichteten Molassebecken entstanden sind (KRAINER, 1989a,b). Bei der überwiegend grobsandig bis konglomeratisch entwickelten Abfolge handelt es sich um Ablagerungen eines verzweigten und teilweise stärker mäandrierenden, nach Osten gerichteten Flußsystems. Die Abfolge ist aus fluviatilen Kleinzyklen (teilweise Point-Bar-Sequenzen) und vermutlich auf synsedimentäre Bruchtektonik zurückzuführende Megasequenzen aufgebaut.

Die Sedimente, durchwegs in Graufazies entwickelt, und die in feinkörnigen Lagen reichlich vorhandenen, gut erhaltenen fossilen Pflanzenreste, weisen auf Ablagerung unter humiden klimatischen Bedingungen. Der klimatische Umschwung von den grau- zu den rotgefärbten Sedimenten beziehungsweise vom humiden zum semiariden und in weiterer Folge ariden Klima erfolgte ungefähr an der Karbon/Perm-Grenze, innerhalb der Callipteris conferta-Zone.

Die faziell sehr ähnlich entwickelten unterstefanischen Sedimente der Steinacher Decke sind möglicherweise im selben Becken abgelagert worden wie die Stangnock-Formation (KRAINER, 1990a).

Bedingt durch die vielen, für fluviatile Systeme typischen Schichtlücken und wohl auch geringere Subsidenzrate ist die kontinentale Abfolge der Stangnock-Formation (vermutlich nicht über 500 m mächtig) im Vergleich zur altersmäßigen Bombaso-Formation und Auernig-Gruppe (über 1.000 m mächtig) deutlich geringmächtiger, wobei auch in der Auernig-Formation, besonders an der Basis der Konglomeratfazies zwischen den einzelnen Zyklothemen der Corona-, Auernig und Carnizza-Formation, ebenfalls kleinere Schichtlücken vorhanden sind.

Die flachmarinen, oberkarbonen Molassesedimente der Karnischen Alpen (Bombaso-Formation und Auernig-Gruppe) sind in einem relativ schmalen, nach Osten offenen, WNW-ESE-streichenden Becken, von VENTURI-NI (1982) als Pramollo-(Naßfeld-)Becken bezeichnet, abgelagert worden. Die Mächtigkeit dieser Abfolge schwankt zwischen 120 m und max. rund 1.200 m. Die Sedimentation war begleitet von synsedimentärer Bruchtektonik, was zur Gliederung des Beckens und Heraushebung einzelner Schollen (Valbertad-Monte Cavallo/Roßkofel-Scholle) im Becken führte, die, bedingt durch Phasen der Erosion und/oder Nichtsedimentation, entsprechend geringe Sedimentmächtigkeiten aufweisen (VENTURINI, 1990a).

Auch die Subsidenzrate im Becken war unterschiedlich. Während die Meledis- und Pizzul-Formation mit einer Gesamtmächtigkeit von etwas mehr als 400 m den Zeitraum des Kasimoviums (dauerte von 303-295 Mill. Jahren, HARLAND et al., 1990) und untersten Teil des Gzheliums (295-290 Mill. Jahre) umfassen, also in einem Zeitraum von rund 9 Mil. Jahren entstanden sind, wurden Corona-, Auernig- und Carnizza-Formation, insgesamt gut 700 m mächtig, innerhalb des Gzheliums, also in einem Zeitraum von maximal rund 4 Mill. Jahren abgelagert. Daraus ergibt sich für die Meledis- und Pizzul-Formation eine Sedimentationsrate von knapp 50 mm/1.000 Jahre und für die Corona-, Auernig- und Carnizza-Formation von immerhin rund 175 mm/1.000 Jahre. Dabei konnte die Sedimentation mit der Subsidenz immer Schritt halten, es kam zu keiner Vertiefung des Ablagerungsraumes.

Bei den Sedimenten der Auernig-Gruppe handelt es sich um Ablagerungen eines sturmbeeinflußten Schel-

Tafel 1

Fig. 1: Schlecht sortierter, grobkörniger, feldspatführender lithischer Arenit, Komponenten überwiegend subangular. Erlachgraben-Formation, Profil Erlachgraben, Probe ERL 10.

+ Nicols, Balkenlänge 1 mm.

- Fig. 2: Wie Fig. 1, jedoch // Nicols.
- Fig. 3: Schlecht sortierter, grobkörniger, feldspatführender lithischer Arenit mit überwiegend subangularen Komponenten (F = Feldspat). Erlachgraben-Formation, Profil Pölland, Probe PÖ 15. + Nicols, Balkenlänge 1 mm.
- Fig. 4: Wie Fig. 3, jedoch // Nicols.

fes, die Sedimentation wurde außerdem durch synsedimentäre Tektonik und innerhalb der Corona-, Auernigund Carnizza-Formation in starkem Maße von glazioeustatischen Meeresspiegelschwankungen in Zusammenhang mit der Gondwana-Vereisung beeinflußt, was zur Entstehung der charakteristischen "Auernig-Zyklotheme" geführt hat.

Die hohe Übereinstimmung der Fusuliniden-Fauna der Auernig-Gruppe mit jener des Don-Gebietes in der UdSSR (KAHLER, 1984) weist auf eine offene Meeresverbindung des Pramollo-(Naßfeld-)Beckens nach Osten zur Paläotethys.

Stangnock-Becken und Pramollo-(Naßfeld-)Becken waren durch eine Schwelle unbekannter Breite getrennt. In beiden Becken zeigen die fossilen Pflanzenreste eine auffallend ähnliche Entwicklung, in beiden Abfolgen lassen sich alle Megaflorenzonen des Stefans (sensu WAGNER, 1984) nachweisen (Odontopteris cantabrica-Zone, Lobatopteris lamuriana-Zone, Alethopteris zeilleri-Zone, Sphenophyllum angustifolium-Zone und Callipteris conferta-Zone). Basierend auf den fossilen Pflanzenresten und den Megafloren-Zonen lassen sich die beiden faziell unterschiedlich (flachmarin und kontinental) entwickelten Abfolgen zeitlich gut korrelieren (Abb. 39). In beiden Becken setzt die spät- bis postvariszische Molassesedimentation mit der Odontopteris cantabrica-Zone (Cantabrium), d.h. mit dem oberen Moscovium (Miatchkovium) bzw. mit dem Stefan ein. In den Ostalpen setzt die spät- bis postvariszische Molassesedimentation verbreitet allerdings erst mit unterpermischen Rotsedimenten der Callipteris conferta-Zone ein (z.B. KRAINER, 1987, 1989c,e; KRAINER & STINGL, 1986).

Dank

Für wertvolle Diskussionen und Denkanstöße danke ich sehr herzlich Herrn Prof. Dr. E. FLÜGEL (Erlangen), Prof. Dr. A. FRITZ (Klagenfurt), Prof. Dr. F. KAHLER (Klagenfurt), Prof. Dr. F. MAS-SARI (Padua), Prof. Dr. K. STATTEGGER (Kiel), Prof. Dr. C. VEN-TURINI (Bologna), meinen Kollegen am Institut, Doz. Dr. R. BRANDNER, Dr. D.A. DONOFRIO und Doz. Dr. W. RESCH und ganz besonders Herrn Prof. Dr. H. MOSTLER.

Danken möchte ich auch Herrn Felix HELLER, der eine große Zahl von petrographischen Dünnschliffen und Karbonatdünnschliffen in ausgezeichneter Qualität angefertigt und damit eine wesentliche Grundlage für die sedimentologischen Untersuchungen geliefert hat.

Einen besonderen Dank möchte ich auch meiner lieben Frau aussprechen, die mich trotz vieler Entbehrungen in den letzten Jahren immer moralisch aufgemuntert und unterstützt hat, während unsere Kinder für die zwischendurch immer wieder notwendige Ablenkung gesorgt haben.

- Fig. 5: Feinkonglomeratischer Grobsandstein, sehr schlecht sortiert, mit angularen bis subangularen Komponenten. Hauptsächlich metamorphe Gesteinsbruchstücke, auch aufgearbeitete Granatglimmerschiefer (rechte untere Bildhälfte). Erlachgraben-Formation, Pölland, Probe PÖ 21. // Nicols, Balkenlänge 1 mm.
- Fig. 6: Grobkörniger, unreifer Sandstein (lithischer Arenit) mit häufig detritischem Granat (G) als akzessorische Komponente. Erlachgraben-Formation, Pölland, Probe PÖ 21. // Nicols, Balkenlänge 1 mm.



Tafel 2

- - // Nicols, Balkenlänge 1 mm.
- Fig. 2: Schlecht sortierter, karbonatisch zementierter, biogenführender Sandstein mit diversen Schalenresten, Echinodermenbruchstücken, Foraminiferen u.a. Erlachgraben Formation, Straßenprofil Hermsberg, Probe HE 2a.

// Nicols, Balkenlänge 1 mm.

- Fig. 3: Biomikrit mit Echinodermenbruchstücken, Schalenresten, Bryozoen und Ostracodenschalen in einer bioturbaten, dunklen, mikritischen Grundmasse. Erlachgraben-Formation, Straßenprofil Hermsberg. Balkenlänge 1 mm.
- Fig. 4: Ziemlich dicht gepackter Algenkalk. Rundliche Querschnitte von Algenbruchstücken (?Dasycladaceen), sowie Foraminiferen und diverse Schalenreste in einer dunklen, mikritischen Grundmasse. Erlachgraben-Formation, Straßenprofil Hermsberg. Balkenlänge 1 mm.
- Fig. 5: Schlecht sortiertes Feinkonglomerat mit korngestütztem Gefüge. Komponenten (überwiegend verschiedene Typen von Amphiboliten) sind teilweise gerundet. Badstub-Formation, mittlerer Teil, Probe B 3. // Nicols, Balkenlänge 2 mm.
- Fig. 6: Brachiopodenschillage aus der hangenden Badstub-Formation, Profil NW Oberhöher. Zahlreiche Brachiopodenschalen und Brachiopodenstacheln sowie untergeordnet Foraminiferen (*Tetrataxis*) in einer mikritischen, dunklen Grundmasse. Probe B 23, Balkenlänge 1 mm.



- Fig. 1: Schlecht sortierter, grobkörniger Sandstein aus der Hochwipfel-Formation NW der Marinelli-Hütte (Pic Chiadin, Probe MH 11) mit Kieselschieferkomponenten (K) und Porphyrquarzen (P). + Nicols, Balkenlänge 0,5 mm.
- Fig. 2: Wie Fig. 1, jedoch // Nicols. In der Kieselschieferkomponente (K, Bildmitte) sind deutlich Radiolarienumrisse zu erkennen.
- Fig. 3: Matrixreicher, schlecht sortierter feinkörniger Sandstein reich an detritischen Feldspäten (lithische Wacke) aus der Hochwipfel-Formation unmittelbar südlich der Marinelli-Hütte. Probe MH 34, + Nicols, Balkenlänge 1 mm.
- Fig. 4: Schlecht sortiertes, sandiges Feinkonglomerat aus teilweise gut gerundeten Komponenten. Neben Kieselschiefergeröllen (K) und sedimentären Komponenten (S) sind auch stärker umkristallisierte vulkanische Komponenten (V) enthalten. Hochwipfel-Formation, Döbernitzenbach. // Nicols, Balkenlänge 1 mm.
- Fig. 5: Grobkörniger, schlecht sortierter, matrixreicher Sandstein, Komponenten angular bis subangular, mit hohem Anteil an mono- und polykristallinen Quarzen metamorphen Ursprungs und metamorphen Gesteinsbruchstücken sowie wenig Kieselschieferfragmenten.
 Hochwipfel-Formation, Smertnik-Bach (Trögern), Probe SM 2.
 + Nicols, Balkenlänge 1 mm.
- Fig. 6: Wie Fig. 5, jedoch // Nicols.



Tafel 4.

- Fig. 1: Sehr schlecht sortiertes, grobsandiges Feinkonglomerat mit überwiegend angularen bis subangularen Komponenten.
 Bei den Komponenten in Sandkorngröße dominieren mono- und polykristalline Quarze, größere Komponenten liegen meist als Kieselschiefer (K) vor.
 Bombaso-Formation, Profil Cima Val di Puartis, Probe VP 1.
 // Nicols, Balkenlänge 1 mm.
- Fig. 2: Auloporide Korallen aus dem Auloporen-Mound der basalen Meledis-Formation, Profil Cima Val di Puartis, mit hellgrauer mikritischer (autochthoner) und dunkelgrauer, siltitischer (eingeschwemmter) Grundmasse. Probe VP 13, Balkenlänge 2 mm.
- Fig. 3: Stark biogenführender, leicht geschichteter, bioturbater Siltstein mit Fusuliniden, Echinodermen-, Schalen- und Algenbruchstücken. Basale Meledis-Formation, Profil Cima Val di Puartis.

Probe VP 10, Balkenlänge 2 mm.

- Fig. 4: Biogenreicher, feinsandiger, leicht geschichteter und gradierter Siltstein (Tempestit) mit bis zu mehrere mm gro-Ben, dunkel pigmentierten Bioklasten (Echinodermenbruchstücke, stark beschädigte Fusulinen und Schalenreste), nach oben in feinkörnigen, geschichteten Siltstein übergehend.
 Meledis-Formation, Profil Rio Cordin (unterer Profilabschnitt).
 Probe RC 12a. Balkenlänge 2 mm.
- Fig. 5: Fossilschuttlage (Tempestit) aus cm-großen Bioklasten (Gastropodengehäuse mit Geopetalgefüge, Schalenreste, Echinodermenbruchstücke, Algenfragmente) in einer siltigen Grundmasse aus kleinen Quarzen und Glimmern. Meledis-Formation, Profil Rio Cordin (unterer Profilabschnitt). Probe RC 3. Balkenlänge 2 mm.
- Fig. 6: Resedimentierte, bis >1 cm große siltitisch-mikritische Intraklaste und einige Bioklaste (Echinodermenbruchstükke) in einer siltitischen, dunklen Grundmasse, darüber (obere Bildhälfte) feinkörniger, fossilfreier Siltstein. Meledis-Formation, Profil Rio Cordin (Unterer Profilabschnitt). Probe RC 2. Balkenlänge 2 mm.



Tafel 5

Fig. 1: Mäßig dicht gepackter Algen-Fusuliniden-Siltit. Große Algenbruchstücke (hpts. Archaeolithophyllum missouriense) und z.T. beschädigte Fusuliniden, untergeordnet Schalenund Echinodermenreste in einer dunklen, siltitisch-mikritischen Grundmasse. Pizzul-Formation, Profil Rio Tratte, Probe P 6. Balkenlänge 2 mm.
Fig. 2: Leicht geschichteter Algensiltit. Mikritisch-siltitische, dunkle Grundmasse, darin fast ausschließlich bis zu mehrere cm große Bruchstücke der Kalkalge Archaeolithophyllum missouriense.

 Pizzul-Formation, Profil Rio Tratte, Probe P 7.
 Balkenlänge 2 mm.
 Fig. 3: Algensiltit mit "Algenkrusten" aus mikritischen Algen (?Archaeolithophyllum lamellosum) und sessilen Foraminiferen, Bioklaste inkrustierend.

Daneben viele Algenbruchstücke (*Epimastopora* u.a.) in einer dunklen, mikritisch-siltitischen Grundmasse. Pizzul-Formation, Profil Rio Tratte, Probe P 13. Balkenlänge 2 mm.

Fig. 4: Detailausschnitt aus einem Algensiltit mit Tubiphytes, inkrustierenden mikritischen Algen und sessilen Foraminiferen (v.a. Calcitornella).
 Pizzul-Formation, Profil Ofenalm, Probe OF 8.
 Balkenlänge 1 mm.


- Fig. 1: Ungeschichteter, biogenführender Siltstein (MF-Typ A) mit locker eingestreuten Bioklasten (Echinodermenreste, Schalenbruchstücke, ?Auloporenbruchstück). Carnizza Formation, Profil Schulterkofel West, Probe SK 5. Balkenlänge 2 mm.
- Fig. 2: Ungeschichteter Biomikrit mit vielen sessilen Kleinforaminiferen (*Calcitornella*, linke obere Bildhälfte, *Tuberitina* u.a.) und anderen Bioklasten (MF-Typ D). Auernig-Formation, Garnitzenprofil, Probe GP 33. Balkenlänge 0,5 mm.
- Fig. 3: Leicht geschichteter Algensiltit (MF-Typ B) mit schichtungsparallel eingeregelten, locker gepackten Algenbruchstücken (Anthracoporella, Epimastopora). Auernig-Formation, Garnitzenprofil, Probe GP 39. Balkenlänge 2 mm.
- Fig. 4: Schnitte durch die Kalkalge Anthracoporella spectabilis aus der Gruppe der Dasycladaceen, teilweise mit Geopetalgefügen (rechts unten). Auernig-Formation, Profil Krone Ost, Probe AF 61. Balkenlänge 2 mm.
- Fig. 5: Algen-Fusuliniden-Packstone mit dunkler, leicht siltiger Grundmasse (MF-Typ C) und hauptsächlich Fusuliniden und Algenbruchstücken (v.a. Epimastopora). Auernig-Formation, Garnitzenprofil, Probe GP 8. Balkenlänge 1 mm.
- Fig. 6: Algen-Foraminiferen-Biomikrit (MF-Typ D) mit teilweise sparitischer Grundmasse. An Biogenresten sind Algenbruchstücke (hpts. *Epimastopora*), Echinodermenbruchstücke, verschiedene Schalenreste, Fusuliniden und teilweise sessile Kleinforaminiferen enthalten. Auernig-Formation, Garnitzenprofil, Probe GP 9. Balkenlänge 2 mm.
- Fig. 7: Sessile Kleinforaminifere Tuberitina, auf Mikrit aufwachsend (linke Bildhälfte). Detail aus einem Biomikrit – MF-Typ D – mit Kalkalgen, Fusuliniden und zahlreichen sessilen Kleinforaminiferen. Auernig-Formation, Garnitzenprofil, Probe GP 6a. Balkenlänge 0,5 mm.
- Fig. 8: Kalkalge Archaeolithophyllum missouriense aus der Gruppe der ancestralen Corallinaceen, teilweise von mikritischen Algen umwachsen. Auernig-Formation, Profil Krone West, Probe AF 59. Balkenlänge 1 mm.



Tafel 7.

Fig. 1: Schlecht sortierter, unreifer, grobkörniger Sandstein (lithischer Arenit), hauptsächlich aus mono- und polykristallinen Quarzen, sedimentären feinklastischen Gesteinsbruchstücken und Kieselschieferfragmenten zusammengesetzt.

Komponenten überwiegend angular bis subangular. Bombaso-Formation, Profil Leitenkogel, Probe LK 3. + Nicols, Balkenlänge 1 mm.

- Fig. 2: Wie Fig. 1, jedoch // Nicols.
- Fig. 3: Grobkörniger, gut sortierter und gut gerundeter Quarzsandstein (Sandsteintyp 1) aus fast ausschließlich monound polykristallinen Quarzen sowie einigen Kieselschieferkomponenten zusammengesetzt und durch Quarzzement in Form von authigenen Anwachssäumen zementiert. Ursprüngliche Kornumrisse sind durch Limonitsäume gut erkenntlich. Corona-Formation, Profil Ofenalm, Probe OF 10. // Nicols, Balkenlänge 1 mm.
- Fig. 4: Mäßig sortierter, grobkörniger Sandstein, karbonatisch zementiert (Sandsteintyp 2). Auernig-Formation, Gipfelbereich der Krone (Profil Krone Ost), Probe AF 63. + Nicols, Balkenlänge 0,5 mm.
- Fig. 5: Mittelkörniger, mäßig bis gut sortierter Sandstein mit relativ viel detritischen Glimmern (Sandsteintyp 4). Corona-Formation, Profil Krone West, Probe AF 37. // Nicols, Balkenlänge 0,5 mm.
- Fig. 6: Feinkörniger, glimmerreicher Sandstein (Sandsteintyp 4) aus der Pizzul-Formation. Profil Rio Tratte (Probe Piz X). // Nicols, Balkenlänge 0,5 mm.



- ABEL, O. (1935): Vorzeitliche Lebensspuren. 644 S., Jena (G. Fischer).
- ALGEO, T.J. & WILKINSON, B.H. (1988): Periodicity of mesoscale Phanerozoic sedimentary cycles and the role of Milankovitch orbital modulation. – Jour. Geol., 96, 313–322, Chicago.
- ALLEN, P.A. & ALLEN, J.R. (1990): Basin Analysis. Principles & Applications. – 451 S., Oxford (Blackwell Scientific Publications).
- ANGEL, F. (1932): Diabase und deren Abkömmlinge in den österreichischen Ostalpen. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, 69, 5–24, Graz.
- ARGYRIADIS, J. (1968): Le Permo-Carbonifere marin des Alpes Carniques, jalon allochtone entre Nord-alpin et Sud-alpin. – 156 S., Diplome d'études Sup. Sci., Univ. Paris Sci. Ossay, Paris.
- ARTHAUD, F. & MATTE, P. (1977): Late Paleozoic strike-slip faulting in Southern Europe and North Africa: results of a right lateral shear zone between the Appalachians and the Urals.
 Geol. Soc. Am. Bull., 88, 1305–1320, Boulder.
- BADHAM, J.P.N. (1982): Strike-slip orogens an explanation for the Hercynides. – J. geol. Soc. London, **139**, 493–504, London.
- BECKER, G. & FOHRER, B. (1990): Schließmuskel-Feld eines kirkbyiden Ostracoden aus dem hohen Oberkarbon. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1990**, 329–335, Stuttgart.
- BEERBOWER, J.R. (1961): Origin of cyclothems of the Dunkard Group (Upper Pennsylvanian-Lower Permian) in Pennsylvania, West Virginia, and Ohio. – Geol. Soc. Am. Bull., 72, 1029-1050, Boulder.
- BEHR, H.-J., ENGEL, W., FRANKE, W., GIESE, P. & WEBER, K. (1984): The Variscan Belt in Central Europe: main structures, geodynamic implications, open questions. – Tectonophysics, **109**, 15–40, Amsterdam.
- BERGER, W. (1960): Neue Funde von Oberkarbonpflanzen in den Auernigschichten (Kärnten). – Verh. Geol. B.-A., 1960, 253–261, Wien.
- BLUCK, B.J. (1967): Sedimentation of beach gravels: examples from South Wales. Jour. Sed. Petrol., **37**, 128–156.
- BOECKELMANN, K. (1985): Mikrofazies der Auernig-Schichten und Grenzland-Bänke westlich des Rudnig-Sattels (Karbon-Perm; Karnische Alpen). – Facies, 13, 155–174, Erlangen.
- BOERSMA, M. & FRITZ, A. (1984): Kahleria carinthica nov. gen., nov. spec. (Incertae sedis) aus Stefan-Schichten der Kronalpe (Kärnten, Österreich). – Carinthia II, **174/94**, 177–188, Klagenfurt.
- BOERSMA, M. & FRITZ, A. (1990): Die Paläofloren Kärntens: Ober-Karbon/Unter-Perm. – In: FRITZ, A., BOERSMA, M. & KRAINER, K. (1990): Steinkohlenzeitliche Pflanzenfossilien aus Kärnten. – Carinthia II, Sonderheft **49**, 133–172, Klagenfurt.
- BOURGEOIS, J. (1980): A transgressive shelf sequence exhibiting hummocky stratification: the Cape Sebastian Sandstone (Upper Cretaceous), southwestern Oregon. – Jour. Sed. Petrol., **50**, 681–702, Tulsa.
- BOURGEOIS, J. & LEITHOLD, E. L. (1984): Wave-worked conglomerates – depositional processes and criteria for recognition. – In: KOSTER, E.H. & STEEL, R.J. (Eds.): Sedimentology of Gravels and Conglomerates. – Can. Soc. Petrol. Geol., Memoir 10, 331–343, Calgary.
- BRENCHLEY, P.J., ROMANO, M., & GUTIERREZ-MARCO, J.C. (1986): Proximal and distal hummocky cross-stratified facies on a wide Ordovician shelf in Iberia. In: KNIGHT, R.J. & MCLEAN, J.R. (Eds.), Shelf Sands and Sandstones, Can. Soc. Petrol. Geol., Memoir 11, 241–255, Calgary.
- BRIEGLEB, D. (1971): Geologie der Magnesitlagerstätte am Sattlerkogel in der Veitsch (Steiermark). – Berg u. Hüttenm. Mh., **116**, 359–375, Wien.

- BUSCH, R.M. & ROLLINS, H.B. (1984): Correlation of Carboniferous strata using hierarchy of transgressive-regressive units. – Geology, **12**, 471–474, Boulder.
- BUTTERSACK, E. & BOECKELMANN, K. (1984): Palaeoenvironmental Evolution during the Upper Carboniferous and the Permian in the Schulter-Trogkofel Area (Carnic Alps, Northern Italy). – Jb. Geol. B.-A., **126**, 349–358, Wien.
- CANAVAL, R. (1910): Anthrazit in den Karnischen Alpen. Carinthia II, 100, 250-256, Klagenfurt.
- CASTELLARIN, A. & VAI, G.B. (1981): Importance of Hercynian tectonics within the framework of the Southern Alps. Jour. Struct. Geol., **3**, 477–486, London.
- CHOQUETTE, P.W. (1983): Platy algal reef mounds, Paradox Basin. – In: SCHOLLE, P.A., BEBOUT, D.G. & MOORE, C.H. (Eds.): Carbonate Depositional Environments. – Am. Ass. Petrol. Geol. Memoir **33**, 454–462, Tulsa.
- CHRONIC, J. (1964): Nature and variability in Pennsylvanian sedimentary cycles of Colorado. – In: MERRIAM, D.F. (Ed.): Symposium on cyclic sedimentation. – Bull. Kansas Geol. Survey, **169**, vol. 1, 63–68.
- CONTI, M.A., LEONARDI, G., MANNI, R. & VENTURINI, C. (1990): Stop 3b – Rio Cordin; 1440 m. – In: VENTURINI, C. (Ed.): Field Workshop on Carboniferous to Permian Sequence of the Pramollo-Nassfeld Basin (Carnic Alps), p. 149, September 2–8, 1990, Guidebook.
- CROWELL, J.C. (1978): Gondwanan glaciation, cyclothemes, continental positioning, and climate change. – Am. J. Sci., 278, 1345–1372, New Haven.
- DAMUTH, J.E. & FLOOD, R.D. (1985): Amazon Fan, Atlantic Ocean. – In: BOUMA, A.H., NORMARK, W.R. & BARNES, N.E. (Eds.): Submarine Fans and Related Turbidite Systems, 97–106, New York (Springer).
- DAWSON, W.C. & CAROZZI, A.V. (1986): Anatomy of phylloid algal buildup, Raytown Limestone, Iola-Formation, Pennsylvanian, southeast Kansas, U.S.A. – Sediment. Geol., 47, 221–261, Amsterdam.
- DICKINSON W.R. (1985): Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. – In: ZUFFA, G.G. (Ed.): Provenance of Arenites. – NATO ASI Series C, Vol. **148**, 333–361, Dordrecht (D. Reidel).
- DICKINSON, W. R. (1988): Provenance and sediment dispersal in relation to paleotectonics and paleogeography of sedimentary basins. – In: KLEINSPEHN, K.L. & PAOLA, Ch. (Eds.): New Perspectives in Basin Analysis, 3–25, New York (Springer).
- DICKINSON, W.R., BEARD, L.S., BRAKENRIDGE, G.R., ERJAVEC, J.L., FERGUSON, R.C., INMAN, K.F., KNEPP, R.A., LINDBERG, F.A. & RYBERG, T. (1983): Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. – Bull. Geol. Soc. Am., 94, 222–235, Boulder.
- DICKINSON, W.R. & SUCZEK, C.A. (1979): Plate tectonics and sandstone compositions. - Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., **63**, 2164-2182, Tulsa.
- DICKINSON, W.R. & VALLONI, R. (1980): Plate settings and provenance of sands in modern ocean basins. – Geology, 8, 82–86, Boulder.
- DOTT, R.H. & BOURGEOIS, J. (1982): Hummocky stratification: Significance of its variable bedding sequences. – Geol. Soc. Am. Bull., **93**, 663–680, Boulder.
- DOTT, R.H. & BOURGEOIS, J. (1983): Hummocky stratification: Significance of its variable bedding sequences: Reply. – Geol. Soc. Am. Bull., **94**, 1249–1251, Boulder.
- DRIESE, S.G. & DOTT, R.H. (1984): Model for sandstone-carbonate "cyclothemes" based on Upper-Member of Morgan-Formation (Middle Pennsylvanian) of Northern Utah and Colorado. - Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., 68, 574–597, Tulsa.
- DUKE, W.L. (1985): Hummocky cross-stratification, tropical hurricanes, and intense winter storms. – Sedimentology, **32**, 167–194, Oxford.

- EBNER, F. (1976): Die Schichtfolge an der Wende Unterkarbon/ Oberkarbon in der Rannachfazies des Grazer Paläozoikums. – Verh. Geol. B.-A., **1976**, 65–93, Wien.
- EBNER, F. (1977): Die Transgression der Folge der Dult (Oberkarbon, Paläozoikum von Graz). - Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, 107, 35–53, Graz.
- EBNER, F. (1978): Die sedimentäre Entwicklung des Unterkarbons in Österreich. – Komm. Österr. Akad. Wiss., **3**, 179–190, Wien.
- EBNER, F. (1989): Die Kleinforaminiferen. In: EBNER, F. & KAH-LER, F. (Hrsg.): Catalogus Fossilium Austriae, Heft II/b/1: Foraminifera Palaeozoica, 7–85, Wien (Österr. Akad. Wiss.).
- EBNER, F. (1990): Carboniferous Sediments in Austria, Hungary and Slovakia: Correlation, Paleogeography and Implications for Variscan Orogeny. – IGCP Project No. 276: Paleozoic in the Tethys, Meeting 1990, Sept. 21–30, Algeria, 10–13 (Abstract).
- EMMEL, F.J. & CURRAY, J.R. (1985): Bengal Fan, Indian Ocean. – In: BOUMA, A.H., NORMARK, W.R. & BARNES, N.E. (Eds.): Submarine Fans and Related Turbidite Systems, 107–112, New York (Springer).
- FELSER, K.O. (1935): Vorbericht über die Neuaufnahme des Unterkarbons von Nötsch, Gailtal. – Anz. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., 1935, 203–204, Wien.
- FELSER, K.O. (1936): Die Badstub-Breccie der Karbonscholle von Nötsch im Gailtal (Kärnten). – Zentralbl. Mineral. Geol. Paläont. B., 8, 305–308, Stuttgart.
- FELSER, K.O. (1938): Die NO-Verwerfer der Karbonscholle von Nötsch (Gailtal). – Carinthia II, 128, 54–61, Klagenfurt.
- FELSER, K.O. (1977): Die stratigraphische Stellung der Magnesitvorkommen in der östlichen Grauwackenzone (Steiermark, Österreich). – Berg u. Hüttenmänn. Mh., 122, 17–23, Wien.
- FELSER, K.O. & SIEGL, W. (1973): Der Kokardendolomit und seine Stellung im Magnesit von Hohentauern (Sunk bei Trieben). – Berg u. Hüttenmänn. Mh., **118**, 251–256, Wien.
- FENNINGER, A. (1971): Bericht über detailstratigraphische Aufnahmen der oberkarbonen Auernigschichten im Raume Naßfeld (Karnische Alpen). – Verh. Geol. B.-A., 1971, 633–636, Wien.
- FENNINGER, A., FLÜGEL, H.W., HOLZER, H.-L. & SCHÖNLAUB, H.P. (1971): Bericht über detailstratigraphische Aufnahmen im Oberkarbon des Waschbüchel-Profils (Karnische Alpen). – Verh. Geol. B.-A., 1971, 637–642, Wien.
- FENNINGER, A. & SCHÖNLAUB, H. P. (1972): Das Paläozoikum der Karnischen Alpen. – Exkursionsführer Tagung Paläont. Ges., 1972, 18–60, Graz.
- FENNINGER, A., SCHÖNLAUB, H.P., HOLZER, H.-L. & FLAJS, G. (1976): Zu den Basisbildungen der Auernigschichten in den Karnischen Alpen (Österreich). – Verh. Geol. B.-A., 1976, 243–255, Wien.
- FENNINGER, A. & K. STATTEGGER (1977): Schwermineraluntersuchungen in den oberkarbonen Auernig-Schichten des Garnitzenprofils (Naßfeld, Karnische Alpen). – Verh. Geol. B.-A., 1977, 367–374, Wien.
- FERRARI, A. & VAI, G.B. (1966): Ricerche stratigrafiche e paleoecologiche al M. Zermula. – Giorn. Geol., 33 (1965), 389–416, Bologna.
- FLÜGEL, E. (1966): Algen aus dem Perm der Karnischen Alpen. – Carinthia II, Sonderheft 25, 3-76, Klagenfurt.
- FLÜGEL, E. & FLÜGEL-KAHLER, E. (1980): Algen aus den Kalken der Trogkofel-Schichten der Karnischen Alpen. – In: FLÜGEL, E. (Hrsg.): Die Trogkofel-Stufe im Unterperm der Karnischen Alpen. – Carinthia II, Sonderheft 36, 51–99, Klagenfurt.
- FLÜGEL, E. & KRAINER, K. (1992): Allogenic and autogenic controls of reef mound formation: Late Carboniferous auloporid coral buildups from the Carnic Alps, Italy. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh. (in Druck).
- FLÜGEL, E. & SCHÖNLAUB, H.P. (1990): Exotic limestone clasts in the Carboniferous of the Carnic Alps and Nötsch. – In: VENTURINI, C. & KRAINER, K. (Eds): Field Workshop on Carboniferous to Permian Sequence of the Pramollo-Nassfeld Basin (Carnic Alps), Proceedings (pre-print), 15–19, Udine.

- FLÜGEL, H.W. (1964): Das Paläozoikum in Österreich. Mitt. Geol. Ges. Wien, **56** (1963), 401–443, Wien.
- FLÜGEL, H.W. (1965): Neue Beobachtungen im Unterkarbon von Nötsch (Kärnten). – Anz. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., 1965, 35–37, Wien.
- FLÜGEL, H.W. (1971): Bemerkungen zum Auernig-Rhythmus (Karnische Alpen; Oberkarbon). – Carinthia II, Sonderheft 28 (Kahler Festschrift), 27–30, Klagenfurt.
- FLÜGEL, H.W. (1972): Das Karbon von Nötsch. In: FLÜGEL, H.W. (Hrsg.): Exkursionsführer Tagung Paläont. Ges., 9–17, Graz.
- FLÜGEL, H.W. (1990): Das voralpine Basement im Alpin-Mediterranen Belt – Überblick und Problematik. – Jb. Geol. B.-A., 133, 181–221, Wien.
- FLÜGEL, H.W., GRÄF, W. & ZIEGLER, W. (1959): Bemerkungen zum Alter der "Hochwipfelschichten" (Karnische Alpen). – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1959, 153–167, Stuttgart.
- FLÜGEL, H.W. & ZIEGLER, W. (1957): Die Gliederung des Oberdevons und Unterkarbons am Steinberg westlich von Graz mit Conodonten. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, 87, 25–60, Graz.
- FLÜGEL, H.W. & KODSI, G.M. (1968): Lithofazielle Untersuchungen im Karbon von Nötsch (Kärnten). – Anz. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., 1968, 1–5, Wien.
- FLÜGEL, H.W & NEUBAUER, F. (1984): Geologische Karte der Steiermark, 1:200.000. – Geol. B.-A., Wien.
- FONTANA, D. & C. VENTURINI (1982): Evoluzione delle mode detritiche nelle arenarie Permocarbonifere del bacino tardo-ercinico di Pramollo (Alpi Carniche). – Mem. Soc. Geol. It., 24, 43-49, Roma.
- FRANCAVILLA, F. (1966): Spore nel Flysch Hochwipfel. Giorn. Geol., **33**, 493–523, Bologna.
- FRANKE, W. (1989): Variscan plate tectonics in Central Europe – current ideas and open questions. – Tectonophysics, 169, 221–228, Amsterdam.
- FRANKE, W. & ENGEL, W. (1988): Tectonic settings of synorogenic sedimentation in the Variscan Belt of Europe. – In: BES-LY, B.M. & KELLING, G. (Eds.): Sedimentation in a Synorogenic Basin Complex. The Upper Carboniferous of Northwest Europe, 8–17, Glasgow (Blackie).
- FRECH, F. (1894): Die Karnischen Alpen. 514 S., Halle (Max Niemeyer).
- FREY, R.W. & PEMBERTON, S.G. (1984): Trace fossil facies models. – In: WALKER, R.G. (Ed.): Facies Models (2nd Ed.), Geoscience Canada, Reprint Series 1, 189–207, Toronto.
- FRIMMEL, H. (1986a): Petrographie, Gefügemerkmale und geochronologische Daten von Kristallingeröllen aus dem Oberkarbon der Gurktaler Decke im Vergleich zum benachbarten Altkristallin. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 32, 39–65, Wien.
- FRIMMEL, H. (1986b): Isotopengeologische Hinweise für die paläogeographische Nachbarschaft von Gurktaler Decke (Oberostalpin) und dem Altkristallin östlich der Hohen Tauern (Österreich). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., 66, 193–208, Zürich.
- FRISCH, W. & NEUBAUER, F. (1989): Pre-Alpine terranes and tectonic zoning in the eastern Alps. – Geol. Soc. Am., Spec. Paper, 230, 91–100, Boulder.
- FRISCH, W., MENOT, R.-P., NEUBAUER, F. & VON RAUMER, J.F. (1990): Correlation and evolution of the Alpine basement. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., 70, 265–285, Zürich.
- FRITZ, A. (1980): Fundberichte über Pflanzenfossilien aus Kärnten. – Carinthia II, **170/90**, 221–238, Klagenfurt.
- FRITZ, A. (1991): Zur Altersfrage der jungpaläozoischen Megafloren im Süden Österreichs. – Carinthia II, 181/101, 393–401, Klagenfurt.
- FRITZ, A. & BOERSMA, M. (1982a): Fundberichte über Pflanzenfossilien aus Kärnten 1981, Beitrag 2: Pflanzengroßreste aus dem Stefan (Oberkarbon) der Schulter, Karnische Alpen. – Carinthia II, **171/91**, 387–414, Klagenfurt.
- FRITZ, A. & BOERSMA, M. (1982b): Revision pflanzlicher Großreste aus dem Oberkarbon der Karnischen Alpen: Sammlung HÖFER 1869. – Carinthia II, **172/92**, 109–152, Klagenfurt.

- FRITZ, A. & BOERSMA, M. (1983a): Fundberichte über Pflanzenfossilien aus Kärnten, Beiträge 3 und 4. – Carinthia II, 173/ 93, 19–41, Klagenfurt.
- FRITZ, A. & BOERSMA, M. (1983b): Fundberichte über Pflanzenfossilien aus Kärnten 1983, Beitrag 5. – Carinthia II, **173/93**, 315–337, Klagenfurt.
- FRITZ, A. & BOERSMA, M. (1984a): Fundberichte über Pflanzenfossilien aus Kärnten 1984, Beitrag 6: Ofenalm (Stefan), Karnische Alpen. – Carinthia II, 174/94, 9–20, Klagenfurt.
- FRITZ, A. & BOERSMA, M. (1984b): Fundberichte über Pflanzenfossilien aus Kärnten 1984, Beitrag 8: Grenzlandbänke (Rudnigsattel, Unterperm), Karnische Alpen. – Carinthia II, 174/94, 59–69, Klagenfurt.
- FRITZ, A. & BOERSMA, M. (1984c): Fundberichte über Pflanzenfossilien aus Kärnten 1984, Beitrag 9: Krone (Stefan), Karnische Alpen. – Carinthia II, **174/94**, 145–175, Klagenfurt.
- FRITZ, A. & BOERSMA, M. (1984d): Beitrag zur Oberkarbonflora der Königstuhl-Nordwand, Aufsammlung Dr. E. EBERMANN. – Carinthia II, **174/94**, 267–286, Klagenfurt.
- FRITZ, A. & BOERSMA, M. (1986a): Fundberichte über Pflanzenfossilien aus Kärnten 1986, Beitrag 11: Tomritschrücken (Unter-Stefan), Karnische Alpen. – Carinthia II, **176/96**, 69–85, Klagenfurt.
- FRITZ, A. & BOERSMA, M. (1986b): Fundberichte über Pflanzenfossilien aus Kärnten 1986, Beitrag 13: Zollnersee (Unterstefan) Karnische Alpen. – Carinthia II, **176/96**, 147–165, Klagenfurt.
- FRITZ, A. & BOERSMA, M. (1988): Fundberichte über Pflanzenfossilien aus Kärnten 1988, Beitrag 17: Ulrichsberg (Unterperm), Kärnten. – Carinthia II, **178/98**, 437–446, Klagenfurt.
- FRITZ, A. & BOERSMA, M. (1990): Die steinkohlenzeitliche Pflanzenwelt Kärntens in ihrer fossilen Überlieferung. – In: FRITZ, A., BOERSMA, M. & KRAINER, K. (1990): Steinkohlenzeitliche Pflanzenfossilien aus Kärnten. – Carinthia II, **180/100**, 15–108, Klagenfurt.
- FRITZ, A., BOERSMA, M. & KRAINER, K. (1990): Steinkohlenzeitliche Pflanzenfossilien aus Kärnten. – 189 S., Carinthia II, Sonderheft 49.
- FRITZ, A. & KRAINER, K. (1992): Correlation of Late Carboniferous to Early Permian shallow marine and continental sequences of the Southern and Eastern Alps based on Megafloral-Zones. – (in press).
- FRITZ, A., SCHÖNLAUB, H.P. & BOERSMA, M. (1986): Fundberichte über Pflanzenfossilien aus Kärnten 1986, Beitrag 12: Eine Oberstefan-Flora aus den "Grenzlandbänken" der Treßdorfer Alm (Karnische Alpen, Naßfeld). – Carinthia II, **176/96**, 125–133, Klagenfurt.
- GAURI, K.L. (1965): Uralian stratigraphy, Trilobites and Brachiopods of the western Carnic Alps (Austria). – Jb. Geol. B.-A., Sonderband **11**, 1–94, Wien.
- GEYER, G. (1895): Aus dem palaeozoischen Gebiete der Karnischen Alpen. – Verh. k.k. Geol. R.-A., Jg. **1895**, 60–90, Wien.
- GEYER, G. (1896): Über die geologischen Verhältnisse im Pontafeler Abschnitt der Karnischen Alpen. – Jb. k.k. geol. R.-A., **46**, 126–233, Wien.
- GEYER, G. (1897): Über neue Funde von Graptolithenschiefern in den Südalpen und deren Bedeutung für den alpinen "Culm". – Verh. k. k. Geol. R.-A., Jg. 1897, 237–252, Wien.
- GEDIK, I. (1974): Conodonten aus dem Unterkarbon der Karnischen Alpen. – Abh. Geol. B.-A., **31**, 1–43, Wien.
- GORTANI, M. (1906): Sopra alcuni fossili neocarboniferi delle Alpi Carniche. – Boll. Soc. Geol. Ital., 25, 257–276, Roma.
- HAHN, G. & HAHN, R. (1977): Trilobiten aus dem Unter-Karbon der Veitsch (Steiermark, Österreich). – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1977, 137–143, Stuttgart.
- HAHN, G. & HAHN, R. (1987): Trilobiten aus dem Karbon von Nötsch und aus den Karnischen Alpen Österreichs. – Jb. Geol. B.-A., **129**/3+4, 567–619, Wien.
- HAHN, G. HAHN, R. & SCHNEIDER, G. (1989): Neue Trilobitenfunde aus der Waidegg-Formation (hohes Oberkarbon) der Kar-

nischen Alpen (Österreich). – Jb. Geol. B.-A., 132, 645–664, Wien.

- HAMBLIN, A.P., DUKE, W.L. & WALKER, R.G. (1979): Hummocky cross-stratification – indicator of storm-dominated shallowmarine environments. – Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., 63, 460–461, Tulsa.
- HAMBLIN, A.P. & WALKER, R.G. (1979): Storm dominated shallow marine deposits: the Fernie-Kootenay (Jurassic) transition, southern Rocky Mountains. – Can. Jour. Earth Sci., 16, 1673–1690.
- HARLAND, W.B., ARMSTRONG, R.L., COX, A.V., CRAIG, L.E., SMITH, A.G. & SMITH, D.G. (1990): A Geologic Time Scale 1989. – 263 p., Cambridge (Cambridge University Press).
- HARMS, J.C., SOUTHARD, J.B., SPEARING, D.R. & WALKER, R.G. (1975): Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences. – 161 p., Soc. Econ. Paleont. Mineral., Short Course 2, Tulsa.
- HART, B.S. & PLINT, A.G. (1989): Gravelly shoreface deposits: a comparison of modern and ancient facies sequences. – Sedimentology, 36, 551–557, Oxford.
- HECKEL, P.H. (1974): Carbonate buildups in the geologic record: a review. – In: LAPORTE (Ed.): Reefs in Time and Space, Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ. 18, 90–154, Tulsa.
- HECKEL, P.H. (1983): Diagenetic model for carbonate rocks in Midcontinent Pennsylvanian eustatic cyclothemes. – Jour. Sed. Petrol., 53, 733–759, Tulsa.
- HECKEL, P.H. (1986): Sea-level curve for Pennsylvanian eustatic marine transgressive-regressive depositional cycles along midcontinent outcrop belt, North America. – Geology 14, 330–334, Boulder.
- HECKEL, P.H. & COCKE, J.M. (1969): Phylloid algal mound complexes in outcropping Upper Pennsylvanian rocks of midcontinent. – Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., 53, 1058–1074, Tulsa.
- HERITSCH, F. (1928): Tektonische Fragen im Karbon der Karnischen Alpen. – Sitz. Ber. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.naturw. Kl., Abt. I, **137**, 303–338, Wien.
- HERITSCH, F. (1929): Die tektonische Stellung von Hochwipfelfazies und Naßfeldfazies des Karbons der Karnischen Alpen. – Sitz. Ber. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., Abt. I, **138**, 413–423, Wien.
- HERITSCH, H. (1930): Über ein Konglomerat aus dem Carbon der Hochwipfelschichten der Karnischen Alpen. – Cbl. f. Min., Geol. u. Paläont., Jg. 1930, Abt. B, 386–391, Stuttgart.
- HERITSCH, F. (1933): Die stratigraphische Stellung von Oberkarbon und Perm in den Karnischen Alpen. – In: HERITSCH,
 F. (1933): Die Stratigraphie von Oberkarbon und Perm in den Karnischen Alpen. – Mitt. geol. Ges. Wien, 26, 162–189, Wien.
- HERITSCH, F. (1939): Karbon und Perm in den Südalpen und in Südosteuropa. – Geol. Rdsch., **30**, 529–587, Stuttgart.
- HERITSCH, F., KAHLER, F. & METZ, K. (1933): Die Schichtfolge von Oberkarbon und Unterperm. – In: HERITSCH, F. (1933): Stratigraphie von Oberkarbon und Unterperm in den Karnischen Alpen. – Mitt. geol. Ges. Wien, 26, 162–189, Wien.
- HERZOG, U. (1988): Das Paläozoikum zwischen Poludnig und Oisternig in den Östlichen Karnischen Alpen. – Carinthia II, Sonderheft **47**, 1–121, Klagenfurt.
- HEY, M. H. (1954): A new review of chlorites. Min. Magazine, **30**, 277-292, London.
- HSU, K.J., KELTS, K. & VALENTINE, J.W. (1980): Resedimented facies in Ventura Basin, California, and model of longitudinal transport of turbidity currents. – Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., 64, 1034–1051, Tulsa.
- HUNTER, R.E. & CLIFTON, H.E. (1982): Cyclic deposits and hummocky cross-stratification of probable storm origin in Upper Cretaceous rocks of the Cape Sebastian area, southwestern Oregon. – Jour. Sed. Petrol., **52**, 127–143, Tulsa.
- INGERSOLL, R.V. & SUCZEK, C.A. (1979): Petrology and provenance of Neogene sand from Nicobar and Bengal fans,

DSDP sites 211 and 218. - Jour. Sed. Petrol., 49, 1217-1228, Tulsa.

- JONGMANS, W. (1938a): Die Flora des "Stangalpe"-Gebietes in Steiermark. – C. R. deux Congr. Strat. Carbonifere Heerlen 1935, 3, 1259–1298.
- JONGMANS, W. (1938b): Paläobotanische Untersuchungen im österreichischen Karbon. – Berg- u. Hüttenmänn. Mh., 86, 97–104, Wien.
- KAHLER, F. (1930): Eine neue Leitschichte im Oberkarbon der Karnischen Alpen. – Verh. Geol. B.-A., 1930, 137–140, Wien.
- KAHLER, F. (1947): Oberkarbon-Permschichten der Karnischen Alpen und ihre Beziehungen zu Südosteuropa und Asien. – Carinthia II, **136**, 59–76, Klagenfurt.
- KAHLER, F. (1955): Entwicklungsräume und Wanderwege der Fusulinen im euroasiatischen Kontinent. – Geologie, 4, 178–188, Berlin.
- KAHLER, F. (1962): Stratigraphische Vergleiche im Karbon und Perm mit Hilfe der Fusuliniden. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 54 (1961), 147–161, Wien.
- KAHLER, F. (1983): Fusuliniden aus Karbon und Perm der Karnischen Alpen und der Karawanken. – Carinthia II, Sonderheft 41, 1–107, Klagenfurt.
- KAHLER, F. (1984): Ein Vergleich der Fusuliniden-Fauna des Oberkarbon und Unterperm der Ostalpen mit dem Dongebiet (UdSSR). – Mitt. österr. geol. Ges., 77, 241–261, Wien.
- KAHLER, F. (1985): Oberkarbon und Unterperm der Karnischen Alpen. Ihre Biostratigraphie mit Hilfe der Fusuliniden. – Carinthia II, Sonderheft 42, 1–93, Klagenfurt.
- KAHLER F. (1986a): Ein Normalprofil der Fusuliniden-Stratigraphie im Oberkarbon und Unterperm der Karnischen Alpen. – Carinthia II, **176/96**, 1–17, Klagenfurt.
- KAHLER, F. (1986b): Eine neue Fusuliniden-Gemeinschaft in tiefen Oberkarbon-Schichten der Karnischen Alpen. – Carinthia II, 176/96, 425–441, Klagenfurt.
- KAHLER, F. (1989): Die Fusuliniden. In: EBNER, F. & KAHLER,
 F. (Hrsg.): Catalogus Fossilium Austriae, Heft II/b/1: Foraminifera Palaeozoica, 87–295, Wien (Österr. Akad. Wiss.).
- KAHLER, F., HERITSCH, F. & METZ, K. (1933): Die Schichtfolge von Oberkarbon und Unterperm. – In: HERITSCH, F. (1933): Stratigraphie von Oberkarbon und Unterperm in den Karnischen Alpen. – Mitt. geol. Ges. Wien, 26, 162–189, Wien.
- KAHLER, F. & METZ, K. (1955): Die Hochwipfelschichten der Karnischen Alpen. – Verh. Geol. B.-A., 1955, 253–260, Wien.
- KAHLER, F. & PREY, S. (1963): Erläuterungen zur Geologischen Karte des Naßfeld-Gartnerkofel-Gebietes in den Karnischen Alpen. – 116 S., Wien (Geol. B.-A.).
- KAHLER, F., PREY, S. & HERITSCH, H. (1959): Geologische Karte des Naßfeld-Gartnerkofel-Gebietes in den Karnischen Alpen (1: 25.000). – Wien (Geol. B.-A.).
- KERNER, F. v. (1897): Die Carbonflora des Steinacherjoches. Jahrb. k.k. Geol. R.-A., 47, 365–386, Wien.
- KIESLINGER, F. (1956): Die nutzbaren Gesteine Kärntens. Carinthia II, Sdh. 17, 384 S., Klagenfurt.
- KLEBELSBERG, R. v. (1926): Eine paläozoische Fauna aus der Veitsch (Steiermark). – Verh. Geol. B.-A., 1926, 95–100, Wien.
- KODSI, G.M. (1967a): Die Lithofazies des Karbons von Nötsch (Gailtal, Kärnten). – Unveröff. Diss. Geol. Inst. Univ. Graz, 58–102, Graz.
- KODSI, G.M. (1967b): Die Fauna der Bank s des Auernig (Oberkarbon; Karnische Alpen, Österreich). – Carinthia II, 157/77, 59–81, Klagenfurt.
- KODSI, G.M. (1967c): Zur Kenntnis der Devon/Karbon-Grenze im Paläozoikum von Graz. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1967, 415–427, Stuttgart.
- KODSI, G.M. & FLÜGEL, H.W. (1970): Lithofazies und Gliederung des Karbons von Nötsch. – Carinthia II, 160/80, 7–17, Klagenfurt.
- KOZUR, H., MOCK, R. & MOSTLER, H. (1976): Stratigraphische Neueinstufung der Karbonatgesteine der "unteren Schich-

tenfolge" von Ochtiná (Slowakei) in das oberste Visé und Serpukhovian (Namur A). – Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck, 6, 1–29, Innsbruck.

- KRAINER, K. (1987): Das Perm der Gurktaler Decke: eine sedimentologische Analyse. – Carinthia II, 177/97, 49–92, Klagenfurt.
- KRAINER, K. (1989a): Molassesedimentation im Oberkarbon der Ostalpen am Beispiel der Stangnock-Formation am NW-Rand der Gurktaler Decke (Österreich). – Zbl. Geol. Paläont. Teil I, H. 7/8, 807–820, Stuttgart.
- KRAINER, K. (1989b): Die fazielle Entwicklung der Oberkarbonsedimente (Stangnock-Formation) am NW-Rand der Gurktaler Decke. – Carinthia II, **179/99**, 563–601, Klagenfurt.
- KRAINER, K. (1989c): Fazielle und sedimentpetrographische Untersuchungen im Perm des Drauzuges. – Mitt. österr. geol. Ges., 82, Wien.
- KRAINER, K. (1989d): Das Karbon in Kärnten. Carinthia II, 179/99, 59–109, Klagenfurt.
- KRAINER, K. (1989e): Zum gegenwärtigen Stand der Permoskythforschung im Drauzug. – Carinthia II, 179/99, 371–382, Klagenfurt.
- KRAINER, K. (1990a): Ein Beitrag zum Oberkarbon der Steinacher Decke ("Karbon des Nößlacher Joches", Tirol). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., 36, 87–99, Wien.
- KRAINER, K. (1990b): Die basalen Auernigschichten am Tomritsch-Rücken südlich von Tröpolach (Oberkarbon, Karnische Alpen, Kärnten). – Jb. Geol. B.-A., **133**, 567–574, Wien.
- KRAINER, K. (1990c): Stop 6 Basal A₁-Formation (Tomritsch).
 In: VENTURINI, C. (Ed.): Field Workshop on Carboniferous to Permian Sequence of the Pramollo-Nassfeld Basin (Carnic Alps), September 2–8, 1990, Guidebook, 44–47.
- KRAINER, K. (1990d): Stop 7 Bombaso-Formation and basal A₁-Formation (Footpath SE Cima Val di Puartis, 1700 m). In: VENTURINI, C. (Ed.): Field Workshop on Carboniferous to Permian Sequence of the Pramollo-Nassfeld Basin (Carnic Alps), September 2–8, 1990, Guidebook, 64–67.
- KRAINER, K. (1990e): Stop 8 Bombaso-Formation and basal A₁-Formation in the Rio Malinfier, 1500 m. In: VENTURINI, C. (Ed.): Field Workshop on Carboniferous to Permian Sequence of the Pramollo-Nassfeld Basin (Carnic Alps), September 2–8, 1990, Guidebook, 68–71.
- KRAINER, K. (1990f): The limestone facies of the Auernig Group $(A_{4-5}$ Fms.). In: VENTURINI, C. (Ed.): Field Workshop on Carboniferous to Permian Sequence of the Pramollo-Nassfeld Basin (Carnic Alps), September 2–8, 1990, Guidebook, 76–80.
- KRAINER, K. (1990g): Stop 4 Basal limestone of the A₄-Formation (Monte Corona). In: VENTURINI, C. (Ed.): Field Workshop on Carboniferous to Permian Sequence of the Pramollo-Nassfeld Basin (Carnic Alps), September 2–8, 1990, Guidebook, 102–105.
- KRAINER, K. (1991): Neue Erkenntnisse zur geologischen Erforschung Kärntens: Badstubbreccie (Karbon von Nötsch) und Auernigschichten (Oberkarbon der Karnischen Alpen). – Carinthia II, **181/101**, 95–108, Klagenfurt.
- KRAINER, K. & MOGESSIE, A. (1991): Composition and significance of resedimented amphibolite breccias and conglomerates (Badstub-Formation) in the Carboniferous of Nötsch (Eastern Alps, Austria). – Jb. Geol. B.-A., **134**, 65–81, Wien.
- KRAINER, K. & STINGL, V. (1986): Alluviale Schuttfächersedimente im Ostalpinen Perm am Beispiel der Präbichlschichten an der Typuslokalität bei Eisenerz/Steiermark (Österreich). – Mitt. österr. geol. Ges., 78, 231–249, Wien.
- KRAUSE, P.G. (1906): Über das Vorkommen von Kulm in der Karnischen Hauptkette. – Verh. k.k. Geol. R.-A., Jg. 1906, 64–68, Wien.
- KRULL, P. & PAECH, W. (1975): Zur zeitlichen und räumlichen Stellung der Rotsedimente. – Z. geol. Wiss., 3, 1439–1451, Berlin.
- KUEHN, O. (1962) (Hrsg.): Lexique stratigraphique internationale, 1, Europe; Fasc. 8, Autriche, 646 S., Paris (CNRS).

- Kügel, H.-W. (1987): Sphinctozoen aus den Auernigschichten des Naßfeldes (Oberkarbon, Karnische Alpen, Österreich). – Facies, 16, 143–156, Erlangen.
- LORENZ, V. & NICHOLLS, I.A. (1984): Plate and intraplate processes of Hercynian Europe during the Late Paleozoic. – Tectonophysics, **107**, 25–56, Amsterdam.
- LOWE, D.R. (1982): Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. Jour. Sed. Petrol., **52**, 279–297, Tulsa.
- MACK, G.H. (1984): Exceptions to the Relationship between plate tectonics and sandstone composition. – Jour. Sed. Petrol., **54**, 212–220, Tulsa.
- MACK, G.H. & JAMES, W.C. (1986): Cyclic sedimentation in the mixed siliciclastic-carbonate Abo-Hueco Transitional-Zone (Lower Permian), Southwestern New Mexico. – Jour. Sed. Petrol., 56, 635–647, Tulsa.
- MANZONI, M. (1966): Conodonti neodevonici e eocarboniferi al Monte Zermula (Alpi Carniche). – Giorn. Geol., **33** (1965), 461–488, Bologna.
- MASSARI, F. & VENTURINI, C. (1990a): The significance of the Auernig Group cyclicity. – In: VENTURINI, C. (Ed.): Field Workshop on Carboniferous to Permian Sequence of the Pramollo-Nassfeld Basin (Carnic Alps), September 2–8, 1990, Guidebook, 81–86.
- MASSARI, F. & VENTURINI, C. (1990b): The main facies of the Auernig Group. – In: VENTURINI, C. (Ed.): Field Workshop on Carboniferous to Permian Sequence of the Pramollo-Nassfeld Basin (Carnic Alps), September 2–8, 1990, Guidebook, 114.
- MASSARI, F. & VENTURINI, C. (1990c): Stop 5a On the hill southeast of Monte Auernig top, 1840 m. In: VENTURINI, C. (Ed.): Field Workshop on Carboniferous to Permian Sequence of the Pramollo-Nassfeld Basin (Carnic Alps), September 2–8, 1990, Guidebook, 127–128.
- MASSARI, F. & VENTURINI, C. (1990d): Stop 3a Rio Cordin, 1450 m. – In: VENTURINI, C. (Ed.): Field Workshop on Carboniferous to Permian Sequence of the Pramollo-Nassfeld Basin (Carnic Alps), September 2–8, 1990, Guidebook, 147–148.
- MATTE, P. (1986): Tectonics and plate tectonic model for the Variscan belt of Europe. Tectonophysics, **126**, 329-374, Amsterdam.
- MAYNARD, J.B., VALLONI, R. & YU, H.-S. (1982): Composition of modern deep-sea sands from arc-related basins. – In: LEG-GETT, J.K. (Ed.): Trench-Forearc Geology: Sedimentation and Tectonics on Modern and Ancient Active Plate Margins, Geol. Soc. Spec. Publ. 10, 551–561, Blackwell, Oxford.
- MAZZULLO, S.J. & CYS, J.M. (1979): Marine aragonite sea-floor growths and cements in Permian phylloid algal mounds, Sacramento Mountains, New Mexico. – Jour. Sed. Petrol., 49, 917–936, Tulsa.
- METZ, K. (1936): Eine Fauna aus den untersten Schichten des Oberkarbons der Karnischen Alpen. – N. Jb. f. Min. etc., Beil. Bd. 75, Abt. B, 163–188, Stuttgart.
- MOORE, R.C. (1936): Divisions of the Pennsylvanian System in Kansas. 256 p., Bull. Kansas Geol. Survey, **22**.
- MOORE, R.C. (1964): Paleoecological aspects of Kansas Pennsylvanian and Permian cyclothems. – In: MERRIAM, D.F. (Ed.): Symposium on cyclic sedimentation. – Bull. Kansas Geol. Survey, **169**, vol. 1, 287–380.
- Митті, E. & Ricci Lucchi, F. (1978): Turbidites of the Northern Apennines: Introduction to Facies Analysis. – Internat. Geology Rev., **20**, 125–166, Falls Church, Virginia.
- NEUBAUER, F. (1988): The Variscan orogeny in the Austroalpine and Southalpine domains of the Eastern Alps. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **68**, 339–349, Zürich.
- NEUBAUER, F. & HERZOG, U. (1985): Das Karbon der Stolzalpendecke Mittelkärntens – Implikationen für die variszische Paläogeographie und Orogenese im Ostalpin. – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., **1985**, 105–109, Wien.

- NEUBAUER, F. & PISTOTNIK, J. (1984): Das Altpaläozoikum und Unterkarbon des Gurktaler Deckensystems (Ostalpen) und ihre paläogeographischen Beziehungen. – Geol. Rdsch., **73**, 149–174, Stuttgart.
- NEUGEBAUER, J. (1988): The Variscan plate tectonic evolution: an improved "lapetus model". – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., **68**, 313–333.
- NEUGEBAUER, J. (1989): The lapetus model: a plate tectonic concept for the Variscan belt of Europe. Tectonophysics, **169**, 229–256, Amsterdam.
- NORMARK, W.R. (1970): Growth patterns of deep-sea fans. Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., 54, 2170–2195, Tulsa.
- NORMARK, W.R. (1978): Fan valleys, channels, and depositional lobes on modern submarine fans: characters for recognition of sandy turbidite environments. – Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., **62**, 912–931, Tulsa.
- NORMARK, W.R. & PIPER, D.W.J. (1985): Navy Fan, Pacific Ocean. – In: BOUMA, A.H., NORMARK, W.R. & BARNES, N.E. (Eds.): Submarine Fans and Related Turbidite Systems, 87–94, New York (Springer).
- Nössing, L. (1975): Die Sanzenkogelschichten (Unterkarbon), eine biostratigraphische Einheit des Grazer Paläozoikums. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **105**, 79–92.
- PASINI, M. (1963): Alcuni Fusulinida del Monte Auernig (Alpi Carniche) e loro significato stratigrafico. – Riv. Ital. Paleont., 69, Nr. 3, 337–383, Milano.
- PASINI, M. (1990): Due antichi fusulinidi "Reicheliniformi" (Foraminiferi) nel Permo-Carbonifero delle Alpi Carniche (Alpi sud-orientali). – Boll. Soc. Paleont. It., 29, 137–143, Modena.
- PETERSON, J.A. & HITE, R.J. (1969): Pennsylvanian evaporitecarbonate cycles and their relation to petroleum occurrence, southern Rocky Mountains. – Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., 53, 884–908, Tulsa.
- PETTIJOHN, F.J., POTTER, P.E. & SIEVER, R. (1987): Sand and Sandstone (2nd Ed.). – 553 p., New York (Springer).
- PIA, J. (1924): Über einen merkwürdigen Landpflanzenrest aus den Nötscher Schichten. – Sitz. Ber. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., Abt. I, 133, 543–558, Wien.
- PICKERING, K.T., HISCOTT, R.N. & HEIN, F.J. (1989): Deep Marine Environments. Clastic Sedimentation and Tectonics. 416 p., London (Unwin Hyman).
- PICKERING, K.T., STOW, D.A.V., WATSON, M. & HISCOTT, R.N. (1986): Deep-water facies, processes and models: a review and classification scheme for modern and ancient sediments. – Earth Sci. Rev., 22, 75–174, Amsterdam.
- PISTOTNIK, J. (1974): Zur Geologie des NW-Randes der Gurktaler Masse (Stangalm-Mesozoikum, Österreich). – Mitt. geol. Ges. Wien, **66/67** (1973/1974), 127–141, Wien.
- POLSLER, P. (1967): Geologie des Plöckentunnels der Ölleitung Triest – Ingolstadt (Karnische Alpen, Österreich/Italien). – Carinthia II, **157/77**, 37–58, Klagenfurt.
- PÖLSLER, P. (1969): Stratigraphie und Tektonik im Nordabfall des Findenigkofels (Silur bis Karbon; Karnische Alpen, Österreich). – Jb. Geol. B.-A., **112**, 355–398, Wien.
- POSAMENTIER, H.W. & VAIL, P.R. (1988): Eustatic controls on clastic deposition II sequence and systems tract models.
 In: WILGUS et al., Sea-Level Changes: An Integrated Approach. Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ., 42, 125–154, Tulsa.
- PROHASKA, W. & EBNER, F. (1988): Geochemische Untersuchungen an Metavulkaniten der Veitscher Decke/Grauwakkenzone. Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. KI., Abt. I, 197, 191–205, Wien.
- RATSCHBACHER, L. (1984): Beitrag zur Neugliederung der Veitscher Decke (Grauwackenzone) in ihrem Westabschnitt (Obersteiermark, Österreich). – Jb. Geol. B.-A., **127**, 423–453, Wien.
- RATSCHBACHER, L. (1987): Stratigraphy, tectonics, and paleogeography of the Veitsch nappe (Greywacke zone, Eastern Alps, Austria): A rearrangement. – In: FLügeL, H.W., SASSI, F.P. & GRECULA, P. (Eds.): Pre-Variscan and Variscan Events

in the Alpine – Mediterranean Mountain Belts, 407–414, Bratislava (Alfa Publ.).

- REDLICH, K. (1903): Steinkohle. Werchzirmalpe (Stangalpe bei Turrach). – In: Die Mineralkohlen Österreichs, 50–52, Wien (Verl. Zentralver. Bergbaubesitzer Österreichs).
- RICCI LUCCHI, F. (1981): The Marnoso-arenacea: a migrating turbidite basin (over supplied) by a highly efficient dispersal system. – In: RICCI LUCCHI, F. (Ed.): Excursion Guidebook, 2nd IAS Europ. Reg. Meeting, Bologna, 232–275.
- RICCI LUCCHI, F., COLELLA, A., GABBIANELLI, G., ROSSI, S. & NORMARK, W.R. (1985): Crati Fan, Mediterranean. – In: BOU-MA, A.H., NORMARK, W.R. & BARNES, N.E. (Eds.): Submarine Fans and Related Turbidite Systems, 51–57, New York (Springer).
- Ross, C.A. & Ross, J.R.P. (1985): Late Paleozoic depositional sequences are synchronous and worldwide. – Geology, 13, 194–197, Boulder.
- Ross, C.A. & Ross, J.R.P. (1988): Late Paleozoic transgressive-regressive deposition. – In: WILGUS, C.K. et al. (Eds.): Sea-Level Changes: An Integrated Approach. – Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ., **42**, 227–247, Tulsa.
- ROSSI, P.L. & VAI, G.B. (1980): New geochemical data on Silesian volcanics (Dimon fm.) from the Carnic Alps and geodynamic implications. – IGCP Project No. 5, Final Field Meeting, Sardinia, May 25–31, Abstract, p. 77.
- ROYLANCE, M.H. (1990): Depositional and diagenetic history of a Pennsylvanian algal-mound complex. Bug and Papoose Canyon Fields, Paradox Basin, Utah and Colorado. – Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., **74**, 1087–1099, Tulsa.
- SCHATZINGER, R.A. (1983): Phylloid algal and sponge-bryozoan mound-to-basin transition: a late Paleozoic facies tract from the Kelly-Snyder Field, West Texas. In: HARRIS, P.M. (Ed.): Carbonate Buildups A Core Workshop, SEPM Core Workshop No. 4, Dallas, 244–303.
- SCHELLWIEN, E. (1892): Die Fauna des Karnischen Fusulinenkalkes. I. Teil. – Palaeontographica, **39**, 1–56, Stuttgart.
- SCHELLWIEN, E. (1898): Die Fauna des karnischen Fusulinenkalkes, II., Foraminifera. – Palaeontographica, 44, 237–282, Stuttgart.
- SCHMIDEGG, O. (1949): Der geologische Bau der Steinacher Decke mit dem Anthrazitkohlenflöz am Nößlachjoch (Brenner-Gebiet). – Veröff. Mus. Ferdinandeum, 26/29 (Jg. 1946/ 49), 1–19 (Klebelsberg-Festschrift), Innsbruck.
- SCHNABEL, W. (1976): Schwermineraluntersuchungen im Variszikum der Karnischen Alpen (Österreich und Italien). – Verh. Geol. B.-A., 1976, 191–206, Wien.
- SCHÖNLAUB, H.P. (1969): Conodonten aus dem Oberdevon und Unterkarbon des Kronhofgrabens (Karnische Alpen, Österreich). – Jb. Geol. B.-A., **112**, 321–354, Wien.
- SCHÖNLAUB, H.P. (1973): Zur Kenntnis des Nord-Süd-Profiles im Nötschgraben westlich Villach. – Verh. Geol. B.-A., 1973, 359–365, Wien.
- SCHÖNLAUB, H.P. (1979): Das Paläozoikum in Österreich. Abh. Geol. B.-A., 33, 1–124, Wien.
- SCHÖNLAUB, H.P. (1981): Bericht 1978 über geologische Aufnahmen im Paläozoikum der Karnischen Alpen auf Blatt 198, Weißbriach. – Verh. Geol. B.-A, 1979, A154–A155, Wien.
- SCHÖNLAUB, H.P. (1982): Das Karbon von Nötsch. In: Erläuterungen zu Blatt 200 Arnoldstein, 24–25, Wien (Geol. B.-A.).
- SCHÖNLAUB, H.P. (1983): Bericht 1979 über geologische Aufnahmen im Paläozoikum der Karnischen Alpen auf Blatt 198, Weißbriach. – Verh. Geol. B.-A., **1980**, A131–A134, Wien.
- SCHÖNLAUB, H.P. (1985a): Das Karbon von Nötsch und sein Rahmen. – Jb. Geol. B.-A., **127**/4, 673–692, Wien.
- SCHÖNLAUB, H.P. (1985b): Das Paläozoikum der Karnischen Alpen. – Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1985, Kötschach-Mauthen, Gailtal, 34–52, Wien.
- SCHÖNLAUB, H.P. (1987): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000, Blatt 198 Weißbriach. – Wien (Geol. B.-A.).

- SCHWINNER, R. (1938): Das Karbon-Gebiet der Stangalpe. C. R. deux Congr. Strat. Carbonifere Heerlen 1935, 3, 1171–1257.
- SELLI, R. (1963a): Schema geologico delle Alpi Carniche e Giulie occidentali. Giorn. Geol., 30(2), 1–121, Bologna.
- SELLI, R. (1963b): Carta geologica del Permo-Carbonifero Pontebbano, Scala 1 : 20.000. – Lit. Art. Cart., Firenze.
- SHANMUGAM, G. & MOIOLA, R.J. (1985): Submarine fan models: problems and solutions. – In: BOUMA, A.H., NORMARK, W.R. & BARNES, N.E. (Eds.): Submarine Fans and Related Turbidite Systems, 29–34, New York (Springer).
- SHANMUGAM, G. & MOIOLA, R.J. (1988): Submarine Fans: Characteristics, Models, Classification, and Reservoir Potential. – Earth-Science Reviews, 24, 383–428, Amsterdam.
- SIEGL, W. & FELSER, K.O. (1973): Der Kokardendolomit und seine Stellung im Magnesit von Hohentauern (Sunk bei Trieben). – Berg u. Hüttenmänn. Mh., 118, 251–256, Wien.
- SPALLETTA, C., VAI, G.B. & VENTURINI, C. (1980): II Flysch ercinico nella geologia dei Monti Paularo e Dimon (Alpi Carniche). – Mem. Soc. Geol. It., 20, 243–265.
- SPALLETTA, C. & VENTURINI, C. (1988): Conglomeratic Sequences in the Hochwipfel-Formation: A New Palaeogeographic Hypothesis on the Hercynian Flysch Stage of the Carnic Alps. Jb. Geol. B.-A., **131**, 637–647, Wien.
- STACHE, G. (1872): Neue Fundstellen von Fusulinenkalk zwischen Gailthal und Canalthal, Kärnthen. – Verh. k.k. Geol. R.-A., Jg. 1872, 283–287, Wien.
- STACHE, G. (1874): Die paläozoischen Gebiete der Ostalpen. Jb. k.k. Geol. R.-A., 24, 135–274, Wien.
- STOW, D.A.V. (1981): Laurentian Fan: morphology, sediments, processes and growth patterns. - Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., 65, 375–393, Tulsa.
- STOW, D.A.V. (1985): Brae Oilfield Turbidite System, North Sea. – In: BOUMA, A.H., NORMARK, W.R. & BARNES, N.E. (Eds.): Submarine Fans and Related Turbidite Systems, 231–236, New York (Springer).
- STOWASSER, H. (1956): Zur Schichtfolge, Verbreitung und Tektonik des Stangalm-Mesozoikums (Gurktaler Alpen). – Jb. Geol. B.-A., 99, 75–199, Wien.
- STUR, D. (1856): Die geologischen Verhältnisse der Thäler der Drau, Isel, Möll und Gail in der Umgebung von Lienz, ferner der Carnia im venetianischen Gebiete. – Jahrb. k.k. Geol. R.-A., 7, 405–459, Wien.
- STUR, D. (1871): Geologie der Steiermark. 654 S., Graz (Geogn.-montan. Ver. Steiermark).
- STUR, D. (1883): Funde von untercarbonischen Pflanzen der Schatzlarer Schichten am Nordrande der Centralkette in den nordöstlichen Alpen. – Jahrb. k.k. Geol. R.-A., 33, 189–206, Wien.
- SURLYK, F. (1978): Submarine fan sedimentation along fault scarps on tilted fault blocks (Jurassic-Cretaceous boundary, East Greenland). – Gronlands Geologiske Undersogelse, Bulletin **128**, 1–108, Kopenhagen.
- SURLYK, F. (1984): Fan-Delta to Submarine Fan Conglomerates of the Volgian-Valanginian Wollaston Forland Group, East Greenland. – In: KOSTER, E.H. & STEEL, R.J. (Eds.): Sedimentology of Gravels and Conglomerates, Can. Soc. Petrol. Geol., Memoir **10**, 359–382, Calgary.
- TARAMELLI, T. (1895): Osservazioni stratigrafiche sui terreni paleozoici nel versante italiana delle Alpi Carniche. – Rend. R. Acc. Lincei, ser. 5, 4.
- TEICH, T. (1982): Zum Chemismus der Badstubbrekzie im Unterkarbon von Nötsch in Kärnten. – Carinthia II, **172/92**, 91–96, Klagenfurt.
- TENCHOV, Y. (1978a): Stratigraphy of the Carboniferous from Stangalps, Austria. – Geologica Balcanica, 8, 105–110, Sofia.
- TENCHOV, Y. (1978b): Carboniferous Flora from Brunnachhöhe, Kärnten, Austria. – Geologica Balcanica, 8, 89–91, Sofia.
- TENCHOV, Y. (1980): Die paläozoische Megaflora von Österreich. Eine Übersicht. – Verh. Geol. B.-A., **1980**, 161–174, Wien.

- TESSENSOHN, F. (1968): Unter-Karbon-Flysch und Auernig-Ober-Karbon in Trögern, Karawanken, Österreich. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **21**, 100–121, Stuttgart.
- TESSENSOHN, F. (1969): Zur Unter-Karbon-Stratigraphie in den Karawanken. – Carinthia II, **159/79**, 28–32, Klagenfurt.
- TESSENSOHN, F. (1971): Der Flysch-Trog und seine Randbereiche im Karbon der Karawanken. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 138, 169-220, Stuttgart.
- TESSENSOHN, F. (1972): Einige neue Beobachtungen im Karbon von Nötsch, Kärnten. – Carinthia II, **162/82**, 143–147, Klagenfurt.
- TESSENSOHN F. (1974a): Zur Fazies paläozoischer Kalke in den Karawanken (Karawankenkalke II). – Verh. Geol. B.-A., 1974, 89–130, Wien.
- TESSENSOHN F. (1974b): Schichtlücken und Mischfaunen in paläozoischen Kalken der Karawanken. – Carinthia II, **164/84**, 137–160, Klagenfurt.
- TILLMAN, R.W. (1985): A spectrum of shelf sands and sandstones. – In: TILLMAN, R.W., SWIFT, D.J.P. & WALKER, R.G. (Eds.): Shelf Sands and Sandstone Reservoirs, SEPM Short Course Notes No. 13, 1–46, Tulsa.
- TOOMEY, D.F. (1976): Paleosynecology of a Permian Plant Dominated Marine Community. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 152, 1–18, Stuttgart.
- TOOMEY, D.F. (1983): The palecology of a "Middle Limestone-Member" (Leavenworth) of an Upper Carboniferous (Stephanian) cyclothem, Midcontinent, U.S.A. – Facies, 8, 113–190, Erlangen.
- TOOMEY, D.F., WILSON, J.L. & REZAK, R. (1977): Evolution of Yucca Mound Complex, Late Pennsylvanian Phylloid-Algal Buildup, Sacramento Mountains, New Mexico. – Am. Ass. Petrol. Geol. Bull., 61, 2115–2133, Tulsa.
- TOOMEY, D.F. & WINLAND. H.D. (1973): Rock and biotic facies associated with Middle Pennsylvanian (Desmoinesian) algal buildup, Nena Lucia Field, Nolan County, Texas. – Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., 57, 1053–1074, Tulsa.
- TOLLMANN, A. (1977): Geologie von Österreich, Bd. I. Die Zentralalpen. – 766 S., Wien (F. Deuticke).
- UNGER, F. (1840): Über ein Lager vorweltlicher Pflanzen auf der Stangalpe in Steiermark. - Steierm. Z., N.F., 6, Graz.
- UNGER, F. (1869): Anthrazit-Lager in Kärnthen. Sitzber. Österr. Akad. d. Wiss., math.-natwiss. Kl., Abt. I, Bd. 60, 777-794, Wien.
- VAI, G.B. (1962): Ricerche geologiche nel gruppo del M. Coglians e nella zona di Volaia (Alpi Carniche). – Giorn. Geol., 30, 1–47, Bologna.
- VAI, G.B. (1975): Hercynian Basin Evolution of the Southern Alps. – In: SQUYRES, C. (Ed.): Geology of Italy, 293–298, E.S.S.L.A.R, Tripoli.
- VAI, G.B. (1976): Stratigrafia e paleogeografia ercinica delle Alpi. – Mem Soc. Geol. Ital., 13, 7–37, Roma.
- VAI, G.B. (1979): Tracing the Hercynian structural zones across "Neo-Europa": an introduction. – Mem. Soc. Geol. Ital., 20, 39–45, Roma.
- VAI, G.B. & COCOZZA, T. (1986): Tentative schematic zonation of the Hercynian chain in Italy. – Bull. Soc. geol. France 1986 (8), t. II, no 1, 95–114, Paris.
- VAIL, P.R., MITCHUM, R.M. & THOMPSON, S. (1977): Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 3: relative changes of sea level from coastal onlap. – In: CLAYTON, C.E. (Ed.): Seismic Stratigraphy-Applications to Hydrocarbon Exploration, Am. Ass. Petrol. Geol. Memoir 26, 63–97, Tulsa.
- VAN AMEROM, H.W.J. & M. BOERSMA (1974): Vorläufige Untersuchungsergebnisse an älteren und neu aufgesammelten jungpaläozoischen Pflanzenfunden der Ostalpen (Österreich). – Carinthia II, 164/84, 9–15, Klagenfurt.
- VAN AMEROM, H.W.J., FLAJS, G. & HUNGER, G. (1983): Die "Flora der Marinelli-Hütte" (Mittleres Visé) aus dem Hochwipfelflysch der Karnischen Alpen (Italien). – Meded. Rijks Geol. Dienst, **37**, 21–41.

- VAN DER VOO, R. (1982): Pre-Mesozoic Paleomagnetism and Plate Tectonics. – Ann. Rev. Earth. Planet. Sci., **10**, 191–220, Amsterdam.
- VAN HOUTEN, F.B. (1973) Meaning of Molasse. Geol. Soc. Am. Bull., 84, 1973-1975, Boulder.
- VAN WAGONER, J.C., POSAMENTIER, H.W., MITCHUM, R.M., VAIL, P.R., SARG, J.F., LOUTIT, T.S. & HARDENBOL, J. (1988): An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. – In: WILGUS et al.: Sea-Level Changes: An Integrated Approach. – Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ., **42**, 39–45, Tulsa.
- VEEVERS, J.J. & POWELL, C.McA. (1987): Late Paleozoic glacial episodes in Gondwanaland reflected in transgressive-regressive depositional sequences in Euramerica. – Geol. Soc. Am. Bull., 98, 475–487.
- VENTURINI, C. (1982): Il bacino tardoercinico di Pramollo (Alpi Carniche): Un evoluzione regolata dalla tettonica sinsedimentaria. – Mem. Soc. Geol. It., **24**, 23-42, Roma.
- VENTURINI, C. (1989): Bombaso-Formation: The basal clastic unit of the late orogenic Hercynian sequence in the Carnic Alps. – In: SASSI, F.P. & BOURROUILH, R. (Eds.) – Newsletter, IGCP Project n. 5, 7, 101–103.
- VENTURINI, C. (1990a): Geologia delle Alpi Carniche Centro Orientali. – Ed. Mus. Friul. Stor. Nat., Pubbl. **36**, 1–220, Udine.
- VENTURINI, C. (1990b): Carta Geologica delle Alpi Carniche Centro-Orientali, 1:20.000, Museo Friulano di Storia Naturale, Udine.
- VENTURINI, C. (Ed.) (1990c): Field Workshop on Carboniferous to Permian Sequence of the Pramollo-Nassfeld Basin (Carnic Alps), September 2–8, 1990, Guidebook, Udine.
- VENTURINI, C. (1990d): The Bombaso-Formation (Pramollo-Member and Malinfier-Horizons), Upper Moscovian – Lower Gzhelian. – In: VENTURINI, C. (Ed.): Field Workshop on Carboniferous to Permian Sequence of the Pramollo-Nassfeld Basin (Carnic Alps), September 2–8, 1990, Guidebook, 50–53.
- VENTURINI, C., MASSARI, F. & BARBIERO, G. (1990): Stop 2 Lower Rio Tratte, South of Monte Carnizza, 1450–1480 m.
 – In: VENTURINI, C. (Ed.): Field Workshop on Carboniferous to Permian Sequence of the Pramollo-Nassfeld Basin (Carnic Alps), September 2–8, 1990, Guidebook, 90–92.
- VENTURINI, C., A. FERRARI, C. SPALLETTA & G.B. VAI (1982): La discordanza ercinica, il tardoorogeno e il postorogeno nella geologia del Passo di Pramollo. – In: A. CASTELLARIN & G.B. VAI: Guida alla geologia del Sudalpino centro-orientale. Guide geol. reg. S.G.I., 305–319, Bologna.
- VINASSA DE REGNY, P. (1906): Zur Kulmfrage in den Karnischen Alpen. – Verh. k.k. Geol. R.-A., Jg. **1906**, 238–240, Wien.
- WAGNER, R.H. (1984): Megafloral Zones of the Carboniferous. - C.R.IX. Congr. Int. Stratigr. Geol. Carbonifere, Washington and Champaign-Urbana 1979, Vol. 2, 109-134.
- WAGNER, R.H., PARK, R.K., WINKLER PRINS, C.F. & LYS, M. (1977): The Post-Leonian Basin in Palencia: A Report on the Stratotype of the Cantabrian Stage. – In: HOLUB, V. M. & WAGNER, R.H. (Eds.): Symposium on Carboniferous Stratigraphy, Spec. Publ. Geol. Survey of Prague, 89–146, Prague.
- WAGNER, R.H. & WINKLER PRINS, C.F. (1985a): The Cantabrian and Barruelian Stratotypes: A Summary of Basin Development and Biostratigraphic Information. – An. Fac. Cienc., Porto, Suppl. Vol. **64** (1983), 359–410.
- WAGNER R.H. & WINKLER PRINS, C.F. (1985b): Stratotypes of the Lower Stephanian Stages, Cantabrian and Barruelian. – C.R. X. Congr. Internat. Stratigr. Geol. Carbonifere, Madrid 1983, Vol. 4, 473–483.
- WALKER, R.G. (1975): Generalized facies models for resedimented conglomerates of turbidite association. – Geol. Soc. Am. Bull., 86, 737–748, Boulder.
- WALKER, R.G. (1977): Deposition of upper Mesozoic resedimented conglomerates and associated turbidites in southwestern Oregon. – Geol. Soc. Am. Bull., 88, 273–285, Boulder.

- WALKER, R.G. (1978): Deep water sandstone facies and ancient submarine fans: models for exploration for stratigraphic traps. – Am. Ass. Petrol. Geol. Bull., 62, 932–966, Tulsa.
- WALKER, R.G. (1984): Turbidites and associated coarse clastic deposits. – In: WALKER, R.G. (Ed.): Facies Models (2nd Ed.), Geoscience Canada, Reprint Series 1, 171–188, Toronto.
- WALKER, R.G. (1985): Geological evidence for storm transportation and deposition on ancient shelves. – In: TILLMAN, R.W., SWIFT, D.J.P. & WALKER, R.G. (Eds.): Shelf Sands and Sandstone Reservoirs, SEPM Short Course Notes No. 13, 243–302, Tulsa.
- WALKER, R.G., DUKE, W.L. & LECKIE, D.A. (1983): Hummocky stratification: Significance of its variable bedding sequences: Discussion and reply. – Geol. Soc. Am. Bull., 94, 1245–1251, Boulder.
- WANLESS, H.R. & SHEPARD, E. P. (1936): Sea level and climatic changes related to Late Paleozoic cycles. – Geol. Soc. Am. Bull., 47, 1177–1206, Boulder.
- WANLESS, H.R. & WELLER, J.M. (1932): Correlation and extent of Pennsylvanian cyclothems. – Geol. Soc. Am. Bull., 43, 1003–1016, Boulder.
- WEBER, K. (1984): Variscan events: early Paleozoic continental rift metamorphism and late Paleozoic crustal shortening. – In: HUTTON, D.H.W. & SANDERSON, D.J. (Eds.): Variscan Tectonics of the North Atlantic Region. – Geol. Soc. London, Special Issue 14, 3–22, London.
- WELLER, J.M. (1930): Cyclical sedimentation of the Pennsylvanian Period and its significance. – Jour. Geol., **38**, 97–135, Chicago.

- WEST, R.R. (1988): Temporal changes in Carboniferous reef mound communities. Palaios, 3 (Reef Issue), 152-169.
- WILSON, J.L. (1967): Cyclic and reciprocal sedimentation in Virgilian strata of southern New Mexico. – Geol. Soc. Am. Bull, **78**, 805–818, Boulder.
- WILSON, J.L. (1975): Carbonate Facies in Geologic History. 471 S., Berlin (Springer).
- WRAY, J.L. (1964): Archaeolithophyllum, an abundant calcareous algae in limestones of the Lansing Group, Pennsylvanian), southeastern Kansas. – Kansas Geol. Surv. Bull., 170, 1–13, Kansas.
- WRAY, J.L. (1968): Late Paleozoic phylloid algal limestones in the United States. – 23rd Int. Geol. Congr. Prague, Proc. 8, 113–119.
- WRIGHT, M.E. & WALKER, R.G. (1981): Cardium-Formation (U. Cretaceous) at Seebe, Alberta – storm-transported sandstones and conglomerates in shallow marine depositional environments below fair-weather wave base. – Can. Jour. Earth Sci., 18, 795–809.
- ZIEGLER, P.A. (1982): Geological Atlas of Western and Central Europe. 130 S., Amsterdam (Elsevier).
- ZIEGLER, P.A. (1984): Caledonian and Hercynian crustal consolidation of Western and Central Europe – a working hypothesis. – Geol. Mijnbouw, 63(1), 93–108, Amsterdam.
- ZIEGLER, P.A. (1986): Geodynamic model for the Paleozoic crustal consolidation of Western and Central Europe. – Tectonophysics, **126**, 303–328, Amsterdam.

Neuergebnisse aus dem Paläozoikum der Ost- und Südalpen				Redaktion: Hans Peter Schönlaub & Albert Daurer		
Jb. Geol. BA.	ISSN 0016-7800	Band 135	Heft 1	S . 195–216	Wien, März 1992	

Pflanzenfossilien aus dem Karbon von Nötsch und der Hochwipfel-Formation der Karnischen Alpen (Österreich)

Von HENK W.J. VAN AMEROM & HANS P. SCHÖNLAUB*)

Mit 5 Abbildungen und 7 Tafeln

Österreichische Karte 1 : 50.000 Blätter 197, 198, 199, 200

Inhalt

	Zusammenfassung	195
	Abstract	195
1.	Einleitung	195
2.	Auswertung der Floren	198
	2.1. Alter der Floren	199
	2.2. Systematische Beschreibung	199
	Literatur	215

Zusammenfassung

Von mehreren Stellen aus dem Karbon von Nötsch und der Hochwipfel-Formation der Karnischen Alpen wird eine Calamiten-Lepidophyten-Flora beschrieben und abgebildet. Wir halten die Florengemeinschaften aus den beiden Gebieten beiderseits der Periadriatischen Linie für annähernd gleich alt, nämlich für jüngeres Visé bis maximal Namur A.

Plant Fossils from the Carboniferous of Nötsch and the Hochwipfel Formation (Carnic Alps, Austria)

Abstract

This paper presents new data on plant assemblages from the fossiliferous "Carboniferous of Nötsch" from north of the Periadriatic Line and the Hochwipfel Formation of the Carnic Alps, Southern Alps. Based on the common occurrence of representatives of *Calamiles, Sligmaria* and *Lepidodendron* an upper Visean (or early Namurian) age is inferred for the plant bearing strata from both areas.

1. Einleitung

Das Karbon in der Umgebung von Nötsch ist weithin für seinen Reichtum an gut erhaltenen Versteinerungen bekannt. Nach ihrer Häufigkeit dominieren zwar verschiedene Gruppen von Invertebraten, wie Brachiopoden, Molluscen (Bivalvia, Gastropoda, Nautiloidea) und Echinodermaten (Crinoidea, Echinoidea) über Coelenteraten (Rugosa), Bryozoen, Arthropoden (Trilobita, Ostracoda) und Foraminiferen, doch kommen in verschiedenen Niveaus auch Pflanzenfossilien vor (H.P. SCHÖNLAUB, 1985a). Die ersten Funde meldete bereits D. STUR (1871), der aufgrund des Vorkommens von Calamites transitiones GÖPPERT (= Archaeocalamites scrobiculatus ZEILLER) und Lepidodendron veltheimi (STERNBERG) für die Karbonablagerungen insgesamt ein unterkarbones Alter annahm. Ein etwas jüngeres Alter, nämlich

"... eher unteres Oberkarbon als Unterkarbon ... "

Österrreich Kärnten Karbon Karnische Alpen

Nötsch-Formation

Hochwipfel-Formation

^{*)} Anschriften der Verfasser: Dr. HENK J.W. VAN AMEROM, Rijks Geologische Dienst, Geologisch Bureau, Postbox 126, Voskuilenweg 131, NL 6416 AJ Heerlen; Univ.-Doz. Dr. HANS P. SCHÖNLAUB, Geologische Bundesanstalt, P.O. Box 154, Rasumofskygasse 23, A 1031 Wien.

vermutete hingegen J. PIA (1924, S. 545) für weitgehend unbestimmbare Pflanzenreste im nördlichen Verbreitungsgebiet des Karbons, dem oberen Erlachgraben. Diese Meinung wurde von Y. TENCHOV (1980) nach Überprüfung des Originalmaterials von PIA geteilt.

Eine zweite bzw. dritte Flora stammt aus dem westlichen Verbreitungsgebiet des Karbons an der Straße zur Windischen Höhe (H.P. SCHÖNLAUB, 1985a). Nach W. REMY in H.W. FLÜGEL(1972) gehört sie der Westfal-Stufe an.

Eine exakte Altersangabe in Bezug auf die traditionelle Unter/Oberkarbon-Grenze ist derzeit für das Karbon von Nötsch trotz des individuen- und artenreichen Fossilmaterials nicht möglich. Allerdings scheinen jüngste Conodontenfunde der schon früher geäußerten Ansicht recht zu geben, daß die Hauptmasse der Karbonsedimente eher in post-Visé-Zeit, d.h. im ältesten Teil der Serpukhov- bzw. der Namur-Stufe als im Unterkarbon abgelagert wurde (H.P. SCHÖNLAUB, 1985a). Andere Fossilgruppen, wie z.B. Trilobiten, machen hingegen ein jüngstes Visé-Alter für Teile der Nötsch-Formation wahrscheinlicher (G. & R. HAHN, 1973, 1987).

Die bekannten und neuen Fossilfundpunkte im Karbon von Nötsch sind in Abb. 2 auf der topographischen Grundlage von 1986 (Ö.K. 199, Hermagor) bzw. von 1988 (Ö.K. 200, Arnoldstein) wiedergegeben. Sie ergänzen die Eintragungen in der geologischen Karte (H.P. SCHÖNLAUB, 1985a), die auf der Topographie aus dem Jahr 1975 basiert und in der nur wenige, vor diesem Zeitpunkt angelegte Forststraßen aufscheinen. Dementsprechend unsicher waren ältere Fundpunktsangaben.

Der von J. PIA (1924) aus dem oberen Erlachgraben genannte Florenfundpunkt ist nicht genau lokalisierbar. Nach der Angabe

, ... in den südlicheren Quellbächen ... ungefähr zwischen 1100 und 1200 m Höhe ... "

könnte es sich um den in Abb. 2 mit "B1" gekennzeichneten Fundpunkt von bisher nicht ausgewerteten Pflanzenresten handeln.

Ein weiterer, ausschließlich Pflanzen-führender Fundpunkt liegt an der Wirtschaftsstraße von Wertschach zur Kerschdorfer Alm in rund 1050 m Höhe und ist mit "B6" eingetragen. Ebenfalls nur Pflanzen führt der Fundpunkt "B3" an der Stichstraße nordwestlich des Gipfels der Badstuben (Abb. 2). Folgende Vorkommen sind durch das gemeinsame Vorkommen fossiler Floren und Faunen ausgezeichnet, wenn auch letztere bei weitem überwiegen: Zwischenschiefer im Jakomini-Steinbruch ("J"), Pkt. 721 im Nötschbachgraben bei der Brücke ("N"), Straßenprofil Hermsberg ("H") und Umgebung von Gehöft Oberhöher (= Fischerhube, "O1", "O3").

Alle weiteren bekannten und neuen Fossilfundpunkte führen, soweit bisher beprobt, ausschließlich Zoofossilien. Dazu gehören die Vorkommen Lerchgraben (= Thorgraben, "L"), Peterhöher ("P"), Wirtschaftsstraße von Kreuth zum Gehöft Oberhöher ("O6"), westlich und nordwestlich von Oberhöher ("O2", "O4", "O5"), und nördlich bzw. westlich der Badstuben ("B2", "B4", "B5" im Zwischenschiefer). Ergänzend sei angemerkt, daß die berühmten und in älteren Arbeiten wiederholt genannten Vorkommen "Oberhöher" (auch "Oberhecher" oder "Fischerhube") ident sind mit den auf Abb. 2 verzeichneten Angaben "O1" und "O2". Der alte Fundpunkt "Peterhöher" bzw. "Grazer Hube" entspricht unserer Bezeichnung "P". "O4" und "O5" sind hingegen neue Fundpunkte, die erstmals bei G. SCHRAUT (1990) erwähnt wurden. Die Eintragung "B7" kennzeichnet ein kleines Vorkommen von Badstub-Brekzie mit bemerkenswerter Führung von exotischen Kalkgeröllen (H.P. SCHÖNLAUB, 1985a; E. FLÜGEL & H.P. SCHÖNLAUB, 1990).

Die Pflanzen-führenden Gesteine sind in der Erlachgraben-Formation graue sandige Schiefer, in der Nötsch-Formation hingegen vorwiegend dunkelgraue Siltsteine bis Siltschiefer. Letztere sind besonders in der Umgebung des Gehöfts Oberhöher verbreitet.

In den Südalpen bildet die weit verbreitete siliciklastische Hochwipfel-Formation den Abschluß des variszischen Sedimentationsgeschehens. Der Zeitpunkt des Beginns der Flyschentwicklung und sein genaues Alter waren lange Zeit umstritten: Bereits D. STUR (1871), F. FRECH (1894) und P.G. KRAUSE (1906, 1928) vermuteten aufgrund vereinzelter Funde von Archaeo- bzw. Asterocalamites sowie von Sligmaria ficoides ein Äquivalent des Kulm im Rheinischen Schiefergebirge. Dem stand die Meinung italienischer Forscher gegenüber, die die Hochwipfel-Formation lange Zeit für Oberkarbon hielten;



Abb. 1.

Vorkommen von klassischem Paläozoikum von Österreich. In dieser Arbeit behandelte Gebiete sind das Karbon von Nötsch ("Nö") nördlich der Periadriatischen Linie ("PL") und die Karnischen Alpen im Süden.



Abb. 2.

Fossilfundpunkte im Ostteil des Karbons von Nötsch.

Kartenausschnitt: ÖK 199 Hermagor und ÖK 200 Arnoldstein, 1: 25.000 (Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen, Wien). B1-B7 = Badstuben 1-7; O1-O6 = Oberhöher 1-6 (Gehöft Oberhöher, auch Fischerhube genannt, entspricht der Kote 988; O1, O2 ist ident mit Fundpunkten KODSI, O3 ist ident mit Fpkt. SCHÖNLAUB, siehe G. & R. HAHN 1973, 1987); J = Steinbruch Jakomini; H = Profil an der Straße auf den Hermsberg; L = Lerchgraben (früher "Thorgraben"); N = Nötschbach (früher Pkt. 721 bei der Brücke); P = Peterhöher (früher auch "Grazer Hube" bezeichnet). Maßstab: Entfernung Bleiberg-Kreuth – Windischgraben = 2 km.

dieser Auffassung folgte F. HERITSCH zu Beginn seiner Arbeiten (P. VINASSA DE REGNY, 1906; M. GORTANI, 1906, 1910; F. HERITSCH 1928, 1929). Sie stützten sich auf eine Flora, die hauptsächlich südlich der Marinelli-Hütte gefunden wurde, aber, wie P.G. KRAUSE (1928) und W.J. JONGMANS (1938) vermuteten, zumindest teilweise falsch bestimmt worden war und eher dem Unterkarbon zuzuordnen sei.

Die Meinung eines oberkarbonen Alters der Hochwipfel-Formation hielt sich auf italienischer Seite bis in jüngste Zeit und schien vor allem durch palynologische Daten innerhalb dieser Folge eine Stütze zu finden (F. FRANCAVILLA, 1966). Nach diesen Ergebnissen wurde der stratigraphische Umfang der Hochwipfel-Formation dem Zeitraum von Namur B (vielleicht auch von Namur A) bis Westfal B (oder Westfal B/C) zugeordnet.

H.R. v. GAERTNER (1934) verglich die Sedimente des "Hochwipfelkarbons" mit jenen von Nötsch und hielt sie teilweise für altersgleich, schloß aber ein Namur-Alter für die jüngsten Anteile nicht aus.

Über weitere Pflanzenfunde, wie Calamiten-Stengel und Pflanzenhäcksel berichteten E. FLÜGEL & W. GRÄF (1959, 1960), G.B. VAI (1963), P. PÖLSLER (1969) und H.P. SCHÖNLAUB (1985b). In auffallender Regelmäßigkeit kommen solche, meistens unbestimmbaren Pflanzenreste im nördlichen Verbreitungsgebiet der Hochwipfel-Formation vor, das durch mächtige Sandsteinlagen gekennzeichnet ist (H.P. SCHÖNLAUB, 1987). Die bis 6 m dicken Bänke führen an der Basis häufig Reste von Calamitenstengeln und -stämmchen oder fein verteilten Pflanzenhäcksel.

Im Gegensatz zu den Vorkommen von Pflanzen sind Zoofossilien in der Hochwipfel-Formation recht selten. Wohl erwähnten H.R. v. GAERTNER (1931) und H.W. FLÜ-GEL et al. (1959) einen Spiriferidenrest bzw. die Koralle Zaphrentoides sp. und F. TESSENSOHN (1968) Spurenfossilien, wie Dictyodora und Nereites aus der Fortsetzung dieses Gesteins in den Karawanken, doch erlauben sie allesamt keine brauchbaren Zeitaussagen. Nach umfangreichen, von mehreren Arbeitsgruppen in verschiedenen Gebieten durchgeführten conodontenstratigraphischen Untersuchungen in der unmittelbaren Unterlage der Hochwipfel-Formation schlossen zuletzt H.P. SCHÖNLAUB et al.(1991) auf ein Einsetzen der klastischen Sedimentation frühestens in der *Scaliognathus anchoralis-Doliognathus latus*-Conodontenzone. Sie entspricht etwa der Grenze zwischen der Tournai- und Visé-Stufe.

Dieses Datum stimmt ausgezeichnet mit Neufunden von Pflanzen aus basisnahen Anteilen der Hochwipfel-Formation südlich der Hohen Warte überein, die ausführlich als "Flora der Marinelli-Hütte" dargestellt und dokumentiert wurden (H.W.J. VAN AMEROM et al., 1984). Danach läßt sich die relativ artenreiche Unterkarbon-Flora gut mit anderen Pflanzenvorkommen aus dem Unterkarbon vergleichen, und ein Alter der Fundschichten im mittleren Visé begründen.

Die hier mitgeteilten Neufunde von Pflanzen aus der Hochwipfel-Formation der Karnischen Alpen stammen vom alten Fundpunkt am Nordgrat der Köderhöhe ("K"), sowie von vier neuen Vorkommen zwischen Köderkopf und Frondellalm ("F"), SW des Skarnitz (Höhe 2175, "S") und von zwei Stellen am Beginn und im inneren Straniggraben ("S 1", "S 2"). Ihre genaue Lage ist in den Abbildungen 3 A, B verzeichnet. Das Auftreten von Pflanzen ist stets an graubraune, meist Streuglimmer-führende, grob spaltende sandige Schiefer und Mürbsandsteine gebunden. Nur unbestimmbare Calamitenreste lieferte ein Vorkommen an der Ostseite des Griminitzengrabens im Bereich der Grabenverengung nördlich des Wasserfalls in Höhe 750 m (H.P. SCHÖNLAUB, 1987).

Die Aufsammlung der hier beschriebenen Floren aus dem Karbon von Nötsch und aus den Karnischen Alpen erfolgte ab 1979 über mehrere Jahre.

Die Pflanzenvorkommen im Karbon von Nötsch wurden vom Zweitautor im Rahmen der Neukartierung dieses Gebietes gefunden (H.P. SCHÖNLAUB, 1985a). Zu-





Abb. 3. Fundpunkte von

Fundpunkte von Pflanzenresten im Straniggraben.

S1 = am Grabenausgang in Feinsandsteinen beim Wasserreservoir; S2 = in 1020 m Höhe an westlicher Grabenflanke in Höhe der Forststraße; K = Vorkommen Köderhöhe am Nordgrat in ca. 2200 m Höhe; F = Vorkommen Frondellalm am nicht verzeichneten Steig von der Bruggeralm über den westlichen Rücken in das Frondellkar in ca. 1850 m Höhe; S = Vorkommen Skarnitz westlich des Gipfels am Grat in ca. 2100 m Höhe. Kartenausschnitte: ÖK 197 Kötschach, Bun-

desamt für Eich- und Vermessungswesen Wien.

Maßstab: Entfernung Hoher Trieb – Köderhöhe = 4 km.

sätzliches Material wurde dankenswerterweise vom Zollwachebeamten i.R. Herrn M. WAGNER aus Wien zur Bearbeitung zur Verfügung gestellt. Seine Aufsammlung stammt vom Probenpunkt Oberhöher "O 1".

Die Fundpunkte im Straniger Graben wurden von beiden Autoren im Jahre 1979 gemeinsam besucht. S 1 lieferte nur Stammstücke, S 2 hingegen Stämmchen und Stengel.

Der schon lange bekannte Fundpunkt auf der Köderhöhe und die neuen Fundpunkte südlich der Oberen Frondellalm ("F") und am Grat SW des Mt. Skarnitz ("S") wurden erstmals vom Zweitautor im Jahr 1977 besucht und beprobt (H.P. SCHÖNLAUB, 1978). Eine gemeinsame Begehung des Vorkommens auf der Köderhöhe fand 1983 statt.

b▼

2. Auswertung der Floren

Die meisten Pflanzenreste sind Stengel, Stämme und Stigmarien. Blattreste wurden ebenfalls gefunden: In den Karnischen Alpen ist es die vermutliche Beblätterung von *Calamites radiatus* im Fundpunkt Frondellalm (Taf. 3, Fig. 5), in Nötsch ein Stück eines großen Wedels von *Archaeopteridium*. Dazu kommt in Nötsch ein Lepidophyten-Rest, der im Vorkommen Nötschbachgraben ("N" bzw. Pkt. 721) gefunden wurde. Dieser Fundpunkt lieferte auch *Stigmaria rugulosa* GOTHAN, *S. ficoides* BRONGNIART und *Calamites radiatus* (BRONGNIART).

Im Einzelnen wurden folgende Pflanzentaxa in beiden Gebieten gefunden:

Karbon von Nötsch

Calamiles radiatus (BRONGNIART) (N, O1, O3, B6) Stigmaria rugulosa GOTHAN (N) Stigmaria ficoides BRONGNIART (N) Lepidodendron sp. aff. L. spelsbergense NATHORST (N) Knorria sp. (N, O3) Archaeopteridium n.sp. (O1)

Karnische Alpen, Hochwipfel-Formation

Calamites radiatus (BRONGNIART) (S1, S2, K, S) Stigmaria ficoides BRONGNIART (S1, F)

Das bei H.P. SCHÖNLAUB (1979, p. 48) vom Fundpunkt Köderhöhe genannte Vorkommen von *Lepidodendron spelsbergense* NATHORST beruht auf einer irrtümlichen Ortsangabe.

Bei der Flora von Nötsch handelt es sich um eine Calamiten-Lepidophyten-Flora, die aufgrund der Stigmarien mit anhaftenden Appendices kaum weit transportiert worden sein kann. Dagegen deuten die parallele Anordnung des Pflanzenhäcksels und die Regelung der Calamiten-Stämme in der Hochwipfel-Formation der Karnischen Alpen mehr oder weniger starke Strömungen an. Sie kommen, im Gegensatz zu Nötsch, überwiegend in sandigem bis gröber sandigem Material vor.

2.1. Alter der Floren

Das gemeinsame Vorkommen von *Calamites radiatus* (BRONGNIART) in beiden Gebieten schränkt das Alter der Fundschichten auf den Zeitraum von Unterkarbon bis höchstens Namur A ein. F. STOCKMANS & J. WILLIÈRE (1952, 1954) erwähnen die Art *Archaeocalamites* cf. *radiatus* aus dem mittleren Namur A von Baudour und Jambe d'Bois (Belgien). Der *Lepidodendron*-Fund im Karbon von Nötsch, der mit *Lepidodendron spelsbergense* NATHORST Ähnlichkeit hat, läßt für die Nötsch-Formation ein Visé-Alter vermuten. Der aus derselben Formation stammende bemerkenswerte Fund von *Archaeopteridium* sp. läßt sich derzeit keiner der bekannten Arten zuordnen und ist daher für Altersangaben ungeeignet.

Das bearbeitete Material befindet sich z.Zt. in der Sammlung des Geologischen Bureaus in Heerlen und wird von der Stiftung Paläontologie und Geologie betreut; Archaeopteridium n.sp.? ist in der Sammlung von Herrn WAGNER, Wien, hinterlegt.

2.2. Systematische Beschreibung

Calamites radiatus (BRONGNIART) REMY & REMY (Taf. 1, Fig. 1-4,9,10,12,13;

Taf. 2, Fig. 2-11; Taf. 3, Fig. 8)

- 1828 Calamites radialus. BRONGNIART, Prodrome, p. 37. 1828 Calamites radialus. – BRONGNIART: Histoire des végéteaux,
- p. 122, Taf. 26, Fig. 1,2.
- 1880 Calamites radiatus. Řотнрсети: Culmflora Hainichen, р. 4, Taf. 1, Fig. 1–5.
- 1959 Asterocalamites scrobiculatus. E. FLÜGEL & W. GRÄF: Ein neuer Fund von Asterocalamites scrobiculatus (SCHLOTH.) ZEIL-

LER im Hochwipfelkarbon der Karnischen Alpen. – Carinthia II, 69, 41–42.

- 1960 Archaeocalamites radiatus (BRGT.) STUR. E. FLÜGEL & W. GRÄF: Aufnahmen 1959 auf Kartenblatt Kötschach (197), Karnische Alpen. – Verh. Geol. B.-A., **1960**, A21.
- 1979 Archaeocalamites species. VAN AMEROM, in: H.P. SCHON-LAUB: Das Paläozoikum in Österreich. – Abh. Geol. B.-A., **33**, p. 48.

Bemerkungen

Als Typusart der Gattung Calamites wird Calamites radiatus BRONGNIART angesehen. Die Konsequenzen, die aus der Konservierung von Calamites BRONGNIART 1828 gegenüber Archaeocalamites STUR 1875 und Asterocalamites SCHIMPER 1862 folgen, werden von W. REMY & R. REMY (1978) diskutiert.

Die vorliegenden Stämme, sowohl von den beiden Pflanzenfundpunkten im Straniger Graben als auch von der Köderhöhe und Nötsch, haben unzweifelhaft sehr große Ähnlichkeit mit den von W. GOTHAN (1949) unter dem Namen Asterocalamites sphenophylloides veröffentlichten und später (vgl. H. FRIESE & W. GOTHAN, 1952) wieder zu Asterocalamites scrobiculatus (SCHLOTHEIM) ZEILLER gestellten Exemplaren. Drei Stücke von der Köderhöhe zeigen deutliche Längsrippen, aber keines von den drei recht unterschiedlich großen Exemplaren zeigt einen Knoten (Diaphragma). Dafür sind sie offensichtlich zu klein. Eines der Stücke hat scheinbar eine häufige Anzahl von Querrippen, die aber wohl auf eine tektonische Zerklüftung zurückzuführen sind.

Einige gute Exemplare kommen im Straniger Graben vor. Sie zeigen deutliche Längsrippen und Knoten (Taf. 2, Fig. 2,5). Eigentümlich sind die Funde von glatten Achsen ohne jegliche Struktur oder Gliederung (Taf. 1, Fig. 6,7,8; Taf. 2, Fig. 12). Sowohl Außenabdruck (Taf. 1, Fig. 7) wie der Steinkern (Taf. 1, Fig. 6) sind völlig glatt. Ob es sich hier um Farnstengel oder doch um eigenartige Calamiten-Reste handelt, die in diesem harten Sandstein keine Strukturen abgedrückt haben, ist nicht zu entscheiden.

Als Beblätterung dieser Calamiten könnte der Fund südlich der Frondellalm (Taf. 4, Fig. 5) angesehen werden. Dazu bietet sich ein Vergleich mit den Abbildungen in D. STURS Culmflora (1875–1877) an.

Die vorliegenden Stammstücke aus dem Straniger Graben und von der Köderhöhe lassen sich gut vergleichen mit den Calamiten-Funden der "Flora der Marinelli-Hütte" im italienischen Teil der Karnischen Alpen (H.W.J. VAN AMEROM et al., 1984). An dieser Lokalität, die nahe der Basis der Hochwipfel-Formation liegt, stellen sie ein häufiges Florenelement dar.

Lepidodendron sp. aff. Lepidodendron spetsbergense NATHORST (Taf. 3, Fig. 6, Abb. 4)

1979 Lepidodendron sp. – VAN AMEROM, in: SCHÖNLAUB: Das Paläozoikum in Österreich. – Abh. Geol. B.-A., **33**, p. 48.

Bemerkungen

War das Vorkommen von Stigmarien, manche sogar noch mit anhaftenden Appendices, schon ein Hinweis, daß sowohl in der Flora im Straniger Graben wie auch in Nötsch Lepidophyten vorkommen müßten, so sind doch die Stammabdrücke dieser Pflanzen offenbar recht selten. Nur zwei Stücke von Nötsch ließen sich eindeutig als Stämme eines Lepidophyten bestimmen. Die Art dieses Lepidodendron ist, mangels gut erhaltener



Abb. 4. Lepidodendron aff. L. spetsbergense NATHORST. Detail der Stammskulptur.

Außenskulpturen des Stammes, nicht mit Sicherheit anzugeben. Bei dem auf Taf. 4, Fig. 6 abgebildeten Exemplar kann man eventuell an eine Art von *Bothrodendron* denken, denn die ganz leicht angedeuteten kleinen Gefäßbündelnarben sind wie bei der *Syringodendron*-Erhaltung in die Länge gezogen. Bei *Bothrodendron* sind aber diese Merkmale rundlich, und es kommen zusätzliche anatomische Einzelheiten dazu, die den vorliegenden Stücken, so weit ersichtlich, fehlen. Das gleiche gilt für *Asolanus* (H.W.J. VAN AMEROM & R. GAIPL, 1991).

An einem der Stücke ist eine ziemlich dichte Runzelung zwischen den erhabenen, spiralig angeordneten kleinen Närbchen ersichtlich. Dabei spielt eine gewisse seitliche Verdrückung dieses Stückes eine täuschende Rolle. Von diesem Exemplar wurde Abb. 4 angefertigt (= Taf. 4, Fig. 6).

Die Stellung der Närbchen und die Runzelung lassen einen Vergleich mit *Lepidodendron spelsbergense* NATHORST zu. Vergleiche dazu Taf. 2, Fig. 2 in H. FRIESE & W. GO-THAN (1952).

Nach R. DABER (1959) scheint Lepidodendron spetsbergense im höheren Visé (etwa CUIII β - γ) nicht mehr vorzukommen. Bei einer tatsächlichen Vertretung dieser Art in Nötsch würde das Alter der basalen Nötsch-Formation etwa dem mittleren bis höheren Visé entsprechen. Auch aus England wird diese Form in diesem Bereich als sehr selten erwähnt (R. CROOKALL, 1964).

Stigmaria rugulosa GOTHAN (Taf. 4, Fig. 1)

- 1923 Stigmaria rugulosa GOTHAN. In: GÜRICH: Leitfossilien, Karbon und Perm, p. 155, Taf. 43, Fig. 5.
- 1928 Stigmaria rugulosa GOTHAN. SUSTA: Atlas ke stratigr. Ost-ravske-Karvinské, Taf. 58, Fig. 3; Taf. 59, Fig. 9.
 1931 Stigmaria rugulosa (sic! rugosa). KAWASAKI: Flora Huan,
- 1931 Stigmaria rugulosa (sic! rugosa). KAWASAKI: Flora Huan, Syst. II, Bull. Geol. Surv. Chosen, Korea, 4, 2, Taf. 79, Fig. 228.
- 1949 Stigmaria rugulosa GOTHAN. W. GOTHAN: Die Unterkarbon-Flora der Dobrilugker Tiefbohrungen. – Abh. Geol. L.-Anst. Berlin, **217**, p. 26, Taf. 6, Fig. 7.

Bemerkungen

In der hier vorliegenden Flora befinden sich einige Stücke, die als *Stigmaria* anzusprechen sind. Diese Exemplare zeigen die für die Lepidophyten-Wurzeln charakteristischen runden Narben, manche sogar noch mit ansitzenden Appendices.

Auffallend ist, daß ein Exemplar von Nötsch (Taf. 4, Fig. 1) eine deutliche Längsrunzelung zwischen den Narben zeigt, genau wie die von W. GOTHAN beschriebene Art *Stigmaria rugulosa* sie besitzt.

Diese Art wurde von W. GOTHAN (1923) zum ersten Mal aus dem mittleren Oberkarbon beschrieben, ist aber später auch im Unterkarbon von Dobrilugk gefunden worden (W. GOTHAN, 1949). Sie hat also eine längere stratigraphische Verbreitung als früher angenommen worden war. Der vorliegende Fund von Nötsch bestätigt diese Annahme.

Stigmaria ficoides BRONGNIART

(Taf. 1, Fig. 11; Taf. 4, Fig. 2,3,4,7)

- 1949 Stigmaria licoides BRONGNIART. W. GOTHAN: Die Unterkarbon-Flora der Dobrilugker Tiefbohrungen. – Abh. Geol. L.-Anst. Berlin, **217**, p. 25, Taf. 6, Fig. 6.
- 1979 *Stigmaria ficoides* STERNBERG. РURKYŇOVA: Bemerkungen zur Verbreitung einiger Vertreter der Gattung *Stigmaria* STERNBERG im mährischen Dinant (Tschechoslowakei). – Cas. slez. Muz. Opava (A), **28**, p. 79, Fig. 2.

Bemerkungen

Stigmaria ficoides, wohl ein Sammelbegriff für Wurzeln der Lycophyten, ist aus dem ganzen Karbon bekannt. Die vorliegenden Stücke können ohne Bedenken dieser Art zugeordnet werden. Die Größe der Stigmarien ist etwas kleiner als gewöhnlich. Einige zeigen die noch anhaftenden Appendices, ein Hinweis, daß die Funde aus einem vielleicht autochthonen Wurzelboden stammen. Normalerweise gehen bei einem längeren Transport die Appendices verloren.

Aus dem Karbon des mährischen Karstes in Mokrá NE von Brno wurde unlängst *Stigmaria licoides* geborgen, das das bisher älteste Pflanzenfossil im Dinant dieser Gegend ist. Das Alter der Fundschichten wurde auf Unter- bis Obervisé geschätzt. Dieses Exemplar zeigt ebenfalls die tiefliegenden Anheftungsmerkmale der Appendices, die an den vorliegenden Stücken aus dem Straniger Graben (Taf. 1, Fig. 11) und aus Nötsch (Taf. 4, Fig. 2,7) besonders auffallen.

Archaeopteridium n.sp. ?

(Taf. 5, Fig. 1,2; Taf. 6, Fig. 1; Abb. 5)

Beschreibung

Der vorliegende Pflanzenrest (Abb. 5) ist ein Teil einer Fieder vorletzter Ordnung, von dem jedoch nur



Archaeopteridium n.sp.? Flora von Nötsch, Fundpunkt O1; nach Taf. 5, Fig. 1 gezeichnet.

fünf Fiedern letzter Ordnung mehr oder weniger beschädigt erhalten sind. Vier dieser Fiedern gehören zur rechten Hälfte der Fieder, die fünfte dagegen ist nach oben umgebogen und liegt parallel zur Achse im Gestein. Sie gehört vermutlich zum linken Teil der Fieder vorletzter Ordnung. Die Achse zeigt deutlich eine feine Längsstreifung; eine Querriefung ist nicht zu erkennen.

Die Fiederchen stehen schief nach vorne gebogen und sind mit der ganzen Basis angeheftet. Ihr Umriß ist abgerundet oval-dreieckig. Angedeutet sind drei Loben, wobei der mittlere Lobus etwas spitzer ist. Die Nervatur ist fächerartig-odontepteridisch dichotom ausgebildet. Eine Mittelader ist nicht zu erkennen.

Diskussion

Vermutlich ist das Stück der obere Teil eines relativ großen Wedels. Die älteren Fiederchen waren wohl stärker lobenartig in drei Abschnitte aufgeteilt und in der Form oval-länglich.

Der Erhaltungszustand ist als recht gut zu bezeichnen. Umrisse und Nervatur sind deutlich zu erkennen obwohl kohlige Substanz nicht mehr vorhanden ist. Dennoch ist es schwierig, diesen wichtigen Rest artlich wie gattungsmäßig richtig zu bestimmen. Für Nötsch ist dieses Exemplar der erste Nachweis von Blattmaterial.

Die Gattungen, die zum Vergleich herangezogen werden können, sind Sphenopteris (BRONGNIART) STERNBERG 1825, Neuropteris (BRONGNIART) STERNBERG 1825, Neuralethopteris CREMER 1893, Odontopteris BRONGNIART 1825, Plumatopteris KIDSTON 1894 und Archaeopteridium KIDSTON 1923.

Die fächerartige dichotome Aderung paßt nicht zur Gattung Sphenopteris. Jedoch haben gewisse Teile von Sphenopteris corifolia KIDSTON (Taf. 35, Fig. 1–6, R. KID-STON, 1923) eine entfernte Ähnlichkeit. Diese Art unterscheidet sich aber durch die Form der Umrisse der Fiederchen, die wellig verlaufen und durch die Nervatur, die eine deutliche Mittelader hat. Sphenopteris fentoniana KIDSTON (R. KIDSTON, 1923, Taf. 9, Fig. 3,3a, p. 41) hat in seiner generellen Erscheinung ebenfalls eine Ähnlichkeit. Wesentlich verschieden sind jedoch die weit längeren Fiedern letzter Ordnung, die mit ungefähr 13 dreieckig anmutenden Fiederchen besetzt sind. Außerdem hat diese Art nach der Beschreibung eine Mittelader.

Mit der Gattung *Neuropteris* hat die vorliegende Pflanze kaum gemeinsame Merkmale. Entfernt hat nur *Neuralethopteris schlehanii* STUR (al. *Neuropteris schlehanii*) eine gewisse Ähnlichkeit mit dem Stück aus Nötsch, und zwar dann, wenn extreme Formen vorliegen, wie sie vor allem F. STOCKMANS & Y. WILLIÈRE (1952) in Taf. 42, Fig. 8 abbildeten. Diese Abbildung zeigt aber lang ausgezogene Endfiederchen. Außerdem trägt die Fieder letzter Ordnung nur bis zu fünf einzelne Fiederchen. Dagegen hat der vorliegende Fund mehr als sieben Fiederchen. Überdies haben die Fiederchen eine Mittelader. Daher muß zusammenfassend festgestellt werden, daß eine Identifizierung mit dieser Art kaum möglich ist.

Wenn man von dem stratigraphischen Vorkommen absieht, ist auch eine grobe Ähnlichkeit mit Odontopteris aus dem Formenkreis von Odontopteris osmundaeformis SCHLOTHEIM zu erkennen. Natürlich ist an eine Gleichstellung mit dieser Art nicht zu denken, auch wegen der schwach ausgebildeten dreifachen Lappung der Blattumrisse.

Unseres Erachtens ist der vorliegende Fund am ehesten der Gattung Archaeopteridium zuzuordnen. Diese Gattung umfaßt mehrere Formen mit Fiederchen wie am vorliegenden Typus. Die Gattungen Plumatopteris und Archaeopteridium stehen sich sehr nahe. Eine Verbindung von Plumatopteris elegans KIDSTON mit Archaeopteridium tschermakii (STUR) KIDSTON, Typusart von Archaeopteridium, ist nicht auszuschließen.

Die Gattung Archaeopteridium, deren Entwicklung zum größten Teil im Unterkarbon stattfand, umfaßt folgende Arten: A. tschermakii (STUR) KIDSTON, 1923; A. parvum PAT-TEISKY, 1928; A. dawsonii (STUR) PATTEISKY, 1928; A. bellasylviana READ, 1946 und A. orientale ZHAO & WU, 1982.

Von den genannten Arten kommen zum Vergleich mit dem vorliegenden Exemplar nur Archaeopteridium tschermakii (STUR) KIDSTON, 1923 und Archaeopteridium orientale ZHAO & WU 1982 in Betracht. Diese Arten wurden von E. PURKYŇOVÁ (1970) aus dem Namur A bzw. von ZHAO & WU (1982) aus dem mittleren Visé beschrieben.

Archaeopteridium tschermakii zeigt zwar eine ähnliche Nervatur und eine vergleichbare Anheftung der einzelnen Fiederchen, aber die Umrisse und Größe der Fiederchen, die mehr keilförmig sind und ein unregelmäßig geformtes Aussehen zeigen, stimmen nicht mit dem vorliegenden Pflanzenrest überein.

Dagegen ist Archaeopteridium orientale etwas kompakter und mit unserem Stück besser zu vergleichen. Aber auch diese Art weicht so weit ab, daß an eine sichere Gleichstellung nicht gedacht werden kann. Beim Vergleich mit der Originalabbildung wird deutlich, daß sie größere Fiederchen und eine feinere Aderung hat als unser Exemplar*).

^{*)} Wir danken Herrn Dr. ZHAO XIUHU herzlichst für die Zusendung eines Photos und für die Übersetzung des chinesischen Originaltextes vom Typus dieser Art. Außerdem dankt H.W.J. VAN AMEROM Herrn Dr. K.-H. JOSTEN, Krefeld, mit dem über dieses Stück ausgiebig diskutiert wurde.

Die nur einmal aus dem Lower Pennsylvanian erwähnte Art Archaeopteridium bellasylviana READ, 1946 hat größere, an der Basis eingeschnürte, Fiederchen mit einer recht starren geradlinig verlaufenden Fächeraderung, so daß unser Stück damit nicht identifiziert werden kann.

Archaeopteridium dawsonii hat so viel Ähnlichkeit mit A. tschermakii, daß R. KIDSTON (1923) beide Arten vereinigte. Die Abbildungen von A. dawsonii bei J. LUTZ (1933) zeigen Exemplare, die Plumatopteris elegans sehr nahe stehen. Archaeopteridium parvum PATTEISKY ist wiederum A. dawsonii sehr ähnlich.

Wie aus den vergleichenden Untersuchungen hervorgeht, zeigt der vorliegende Pflanzenrest morphologische Ähnlichkeit zu mehreren Species; er ist jedoch mit keiner der erwähnten Arten völlig ident und synonym. Daher vermuten wir, daß es sich um eine neue Art der Gattung Archaeopteridium handelt.

In Begleitung dieses Farns fand sich Calamites radiatus BRONGNIART, der nach bisheriger Kenntnis im Unterkarbon und im Namur A vorkommt. Über das Alter der Fundschichten gibt der hier als *Archaeopteridium* n.sp.? bestimmte Pflanzenrest selbst keine Auskunft.

*Knorria-*Erhaltung eines *Lepidodendron*

(Taf. 5, Fig. 3,4; Taf. 7, Fig. 1,2,3)

Bemerkungen

Im Karbon von Nötsch wurden mehrere Stücke von Lepidodendren gefunden, die alle in *Knorria*-Erhaltung vorliegen. Sie zeigen die charakteristischen, von der Außenrinde entblößten Blatt-Leitbündelstutzen. Dieser Erhaltungszustand tritt auf, wenn durch Bakterieneinwirkung im nassen Medium die weichen Gewebeteile an einem Stammstück zerstört werden. Diese Stücke lassen sich nicht näher bestimmen.

Tafel 1

Flora aus dem Straniger Graben 2 (S2).

Fig. 1:	Calamites radiatus (Brongniart) Remy & Remy.
	Außenseite der Rinde. Foto Funcken, Fotonr. 13802; Katalognr. 20224. Natürliche Größe.
Fig. 2:	Calamiles radiatus (BRONGNIART) REMY & REMY. Foto Funcken, Fotonr. 13780; Katalognr. 20227.

- Fig. 3: Calamites radiatus (BRONGNIART) REMY & REMY. Foto Funcken, Fotonr. 13782; Katalognr. 20229.
- Fig. 4: Calamites radiatus (BRONGNIART) REMY & REMY. Foto Funcken, Fotonr. 13783; Katalognr. 20230.
- Fig. 5: Glatte Achse, mit undeutlicher Längsstreifung. Foto Funcken, Fotonr. 13776; Katalognr. 20226.
- Fig. 6+7: Glatte Achsen. Stück und Gegenstück. Die Achsen sind völlig glatt und zeigen keine Spur von Längsstreifung. Foto Funcken, Fotonr. 13781; Katalognr. 20223.
- Fig. 8: Glatte Achse ohne jede Oberflächenstruktur. Völlig mit Fig. 6 und 7 vergleichbar. Foto Funcken, Fotonr. 13787; Katalognr. 20228.
- Fig. 9: Calamites radiatus (BRONGNIART) REMY & REMY. Kleiner Stengel mit Längsstreifung und undeutlicher Knoten (a). Foto Funcken: Fotonr. 13798; Katalognr. 20225.

Flora aus dem Straniger Graben 1 (S1).

- Fig. 10: Calamites radiatus (BRONGNIART) REMY & REMY. Außenseite der Rinde. Vergleiche Fig. 1 dieser Tafel. Foto Funcken, Fotonr. 13796; Katalognr. 20218.
- Fig. 11: Sligmaria ficoides BRONGNIART. Foto Funcken, Fotonr. 13786; Katalognr. 20214.
- Fig. 12: Calamites radiatus (BRONGNIART) REMY & REMY.
 Bei a Knoten. Der Stengel b ist glatt. Die Pflanzenreste, auch das auf dem Stein liegende Häcksel zeigt eine parallele Orientierung.
 Foto Funcken, Fotonr. 13779; Katalognr. 20215.
- Fig. 13: Calamites radiatus (BRONGNIART) REMY & REMY. Foto Funcken, Fotonr. 13794; Katalognr. 20219.



Clatte Stengel in parallel orientierter Lege. Ford Funcker, Fotone 13777; Kataloche 20209

Flora aus dem Straniger Graben 1 (S1).

Fig. 1: Gesteinsprobe mit parallel orientiertem Calamitenstengel. Foto Funcken, Fotonr. 13803; Katalognr. 20213.

Fig. 2: Calamites radiatus (BRONGNIART) REMY & REMY. Der Knoten ist an diesem Stück deutlich ersichtlich. Foto Funcken, Fotonr. 13791; Katalognr. 20221.

Fig. 3: Calamites radiatus (BRONGNIART) REMY & REMY. Foto Funcken, Fotonr. 13790; Katalognr. 20208.

Fig. 4: Calamites radiatus (BRONGNIART) 'REMY & REMY. Foto Funcken, Fotonr. 13797; Katalognr. 20220.

Fig. 5: Calamites radiatus (BRONGNIART) REMY & REMY. Knoten bei a. Foto Funcken, Fotonr. 13775; Katalognr. 20222.

Fig. 6: Gesteinsprobe mit parallel orientierten Stengeln von Calamites radiatus (BRONGNIART) REMY & REMY. Der Knoten ist an diesem Stück deutlich ersichtlich. Foto Funcken, Fotonr. 13785; Katalognr. 20216.

- Fig. 7: Calamites radiatus (BRONGNIART) REMY & REMY. Außenseite der Rinde. Foto Funcken, Fotonr. 13795; Katalognr. 20217.
- Fig. 8: Calamites radiatus (BRONGNIART) REMY & REMY.
- Foto Funcken, Fotonr. 13788; Katalognr. 20211. Fig. 9: *Calamites radiatus* (BRONGNIART) REMY & REMY.
- Foto Funcken, Fotonr. 13784; Katalognr. 20207. Fig. 10: Calamites radiatus (BRONGNIART) REMY & REMY.
- Foto Funcken, Fotonr. 13778; Katalognr. 20210. Fig. 11: Calamites radiatus (BRONGNIART) REMY & REMY.
- Knoten bei a. Foto Funcken, Fotonr. 13789; Katalognr. 20212.
- Fig. 12: Glatte Stengel in parallel orientierter Lage. Foto Funcken, Fotonr. 13777; Katalognr. 20209.



Flora von der Köderhöhe östlich des Plöckenpasses (K).

- Fig. 1: Calamites radiatus (BRONGNIART) REMY & REMY. Foto Frau Wette, T.H. Aachen, Neg.-Nr. 5658/15; Katalognr. 20326. Verkl. 85/100.
- Fig. 2: Stengel.
- Foto Frau Wette, Neg.-Nr. 5658/13; Katalognr. 20327.
- Fig. 3: *Calamites radiatus* (BRONGNIART) REMY & REMY. Foto Frau Wette, Neg.-Nr. 5658/3; Katalognr. 20332. Vergr. 1,5 ×.
- Fig. 4: *Calamites* species. a = Astmerkmal? Foto Frau Wette, Neg.-Nr. 5657/32; Katalognr. 20330.
- Fig. 5: Calamites radiatus (BRONGNIART) REMY & REMY. Foto Frau Wette, Neg.-Nr. 5658/9; Katalognr. 20328. Vergr. 2 ×.
- Fig. 6: *Calamites radiatus* (BRONGNIART) REMY & REMY. a = Diaphragma. Foto Frau Wette, Neg.-Nr. 5658/10; Katalognr. 20329. Vergr. 1,8 ×.
- Fig. 7: *Calamites radiatus* (BRONGNIART) REMY & REMY. a = Diaphragma. Foto Frau Wette, Neg.-Nr. 5658/9; Katalognr. 20328. Vergr. 2 ×.
- Fig. 8: *Calamites radiatus* (BRONGNIART) REMY & REMY. a = Diaphragma. Foto Frau Wette, Neg.-Nr. 5658/1; Katalognr. 20331. Vergr. 1,3 ×.
- Fig. 9: *Calamites radiatus* (BRONGNIART) REMY & REMY. a = Diaphragma. Foto Frau Wette, Neg.-Nr. 5657/13; Katalognr. 20334. Vergr. 1,9 ×.
- Fig. 10: *Calamites radiatus* (BRONGNIART) REMY & REMY. a = Diaphragma. Foto Frau Wette, Neg.-Nr. 5657/35; Katalognr. 20324. Vergr. 1,9 ×.
- Fig. 11: Calamites radiatus (BRONGNIART) REMY & REMY. Foto Frau Wette, T. H. Aachen, Neg.-Nr. 5658/5; Katalognr. 20335. Vergr. 1,3 ×.
- Fig. 12: Punktierte Achse. Foto Frau Wette, Neg.-Nr. 5658/6; Katalognr. 20333. Vergr. 2,5 ×.

Jeder Strich in der Tafel = 1 cm.



Flora aus dem Karbon von Nötsch (Fig. 1-4, Fig. 6-8) und "Frondellalm" (F, Fig. 5).

Fig. 1: Stigmaria rugulosa GOTHAN. Fundpunkt N. Foto Funcken, Fotonr. 13792; Katalognr. 20231. Fig. 2: Stigmaria licoides BRONGNIART. Fundpunkt N. Foto Frau Wette (T. H. Aachen); Katalognr. 20233. Fig. 3: Sligmaria licoides BRONGNIART. Fundpunkt N. Foto Frau Wette (T. H. Aachen); Katalognr. 20237. Fig. 4: Stigmaria ficoides BRONGNIART. Fundpunkt N. Das selbe Stück wie Fig. 2 von der Seite gesehen, um die anhaftenden Appendices zu zeigen. Foto Frau Wette (T. H. Aachen). Fig. 5: Gesteinsprobe mit zahlreichen Pflanzenresten, die vermutlich als Beblätterung von Calamites radiatus angesprochen werden können. Fundpunkt Frondellalm (F). Foto Funcken, Fotonr. 13799; Katalognr. 20238. Fig. 6: Lepidodendron sp.aff. L. spelsbergense NATHORST. Fundpunkt N. Foto Funcken, Fotonr. 13793; Katalognr. 20234. Fig. 7: Stigmaria licoides BRONGNIART. Fundpunkt N. Foto Funcken, Fotonr. 13800; Katalognr. 20235. Fig. 8: Calamites radiatus (BRONGNIART) REMY & REMY. Fundpunkt O1. Foto Funcken, Fotonr. 13794; Katalognr. 20236.



Flora aus dem Karbon von Nötsch (Fundpunkte "Oberhöher" O1, N).

Fig. 1:	Archaeopteridium n.sp.? Fundpunkt O1. Foto Funcken, Fotonr. 14029. Das Stück befindet sich in der Privatsammlung von Herrn Wagner, Wien.
Fig. 2:	Archaeopteridium n.sp.? Dasselbe Stück wie Fig. 1 in dreifacher Vergrößerung. Die Aderung der Fiederchen ist gut ersichtlich.
Fig. 3:	Knorria sp Fundpunkt N. Foto Frau Wette (T. H. Aachen), Fotonr. 5. Sammlung Schönlaub, im Geol. Bureau, Reichs Geol. Dienst, Heerlen. Vergr. etwa 2 ×.
Fig. 4:	Knorria sp Fundpunkt N. Foto Frau Wette (T. H. Aachen), Fotonr. 11. Sammlung Schönlaub, im Geol. Bureau, Heerlen. Vergr. etwa 2 ×.



Flora aus dem Karbon von Nötsch (Fundpunkt "Oberhöher" O1).

Fig. 1: *Archaeopteridium* n.sp.? Dasselbe Stück wie auf Taf. 4, Fig. 1 in sechsfacher Vergrößerung. Bei (a) befindet sich ein Pygidium eines Trilobiten. Foto Funcken, Fotonr. 14029.



reginal Nel Schröd Nersen (1995) and the Schröd Nersteingers and Astronomical World Control of Schröder Schröder and S Schröder and S

Flora aus dem Karbon von Nötsch (Fundpunkt "Oberhöher" O3).



Fig. 1: Knorria sp.

Das Stück ist von der Seite aufgenommen. Man sieht einen ovalen Querschnitt des Stammes. Foto Frau Wette (T. H. Aachen), Fotonr. 19. Sammlung Schönlaub im Geol. Bureau Heerlen. Vergr. 2 ×.

- Fig. 2: Knorria sp.
 - Bei (a) befindet sich ein Brachiopode. Foto Frau Wette (T. H. Aachen), Fotonr. 15. Sammlung Schönlaub im Geol. Bureau Heerlen.

Fig. 3: Knorria sp.

Foto Frau Wette (T. H. Aachen), Fotonr. 4. Sammlung Schönlaub im Geol. Bureau Heerlen. Vergr. etwa 2 ×.

Die Negative der Knorria-Aufnahmen von Frau Wette werden im Geologischen Bureau, Reichs Geol. Dienst, in Heerlen unter der Nummer 5705 aufbewahrt.

- AMEROM VAN, H.W.J. (1991): Ein Beitrag zur Ikonographie von Binakodendron mosivum WEISS, 1883. – N.Jb. Geol. Paläont., Abh., 138, 217–235, Stuttgart.
- AMEROM VAN, H.W.J., FLAJS, G. & HUNGER, G. (1984): Die "Flora der Marinelli-Hütte" (mittleres Visé) aus dem Hochwipfelflysch der Karnischen Alpen (Italien). – Meded. Rijks Geol. Dienst, **37**/3, 1–41, Heerlen.
- CROOGALL, R. (1964): Fossil plants of the Carboniferous rocks of Great Britain. – Mem. Geol. Surv. Gt. Britain, Paleont., 4/3, 217–354, London.
- DABER, R. (1959): Die Mittel-Visé-Flora der Tiefbohrungen von Doberlug-Kirchhain. – Geologie, Bh. 26, 1–83, Berlin.
- FLÜGEL, E. & GRÄF, W. (1959): Ein neuer Fund von Asterocalamites scrobiculatus (SCHLOTH.) ZEILLER im Hochwipfelkarbon der Karnischen Alpen. – Carinthia II, 69, 41–42, Klagenfurt.
- FLÜGEL, E. & SCHÖNLAUB, H.P. (1990): Exotic limestone clasts in the Carboniferous of the Carnic Alps and Nötsch. – In: VENTURINI, C. & KRAINER, K. (Hrsg): Field Workshop on Carboniferous to Permian sequence of the Pramollo-Naßfeld Basin (Carnic Alps). – Proceedings, 15–19, Bologna.
- FLÜGEL, H.W. (1972): Das Karbon von Nötsch. Exk.-Führer Tagung Paläont. Ges. (Hrsg. H.W. FLÜGEL), 9–17, Geol. Inst. Univ. Graz.
- FLÜGEL, H.W., GRÄF, W. & ZIEGLER, W. (1959): Bemerkungen zum Alter der "Hochwipfelschichten" (Karnische Alpen). – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., 1959, 153–167, Stuttgart.
- FRANCAVILLA, F. (1966): Spore nel Flysch Hochwipfel. Giorn. Geol., 33, 493–523, Bologna.
- FRECH, F. (1894): Die Karnischen Alpen. 1–514, Halle (Niemever).
- FRIESE, H. & GOTHAN, W. (1952): Neue Beobachtungen über die Kohlenflora Dobrilugk-Kirchhain. – Geologie, 1, 6–27, Berlin.
- FRITSCH, K. von (1897): Pflanzenreste aus Thüringer Culm-Dachschiefer. – Zeitschr. f. Naturwiss., 70, 79–102.
- GAERTNER, H.R. von (1931): Geologie der Zentralkarnischen Alpen. – Denkschr. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw.Kl., 102, 113–199, Wien.
- GAERTNER, H.R. von (1934): Zur Eingliederung des Ostalpinen Paläozoikums. – Z. Dt. Geol. Ges., 86, 241–265, Stuttgart.
- GORTANI, M. (1906): Sopra alcuni fossili neocarboniferi delle Alpi Carniche. – Boll. Soc. Geol. Ital., 25, 257–276, Roma.
 GORTANI, M. (1910): Osservazioni geologiche sui terreni paleo-
- zoici dell'alta valle di Gorto in Carnia. Rend. R. Ass. Sci., 9, p. 9. GOTHAN, W. (1949): Die Unterkarbonflora der Dobrilugker Tief-
- bohrungen. Abh. Geol. L.-Anst. Berlin, N.F. **217**, 1–31, Berlin.
- HAHN G. & HAHN, R. (1973): Trilobiten aus dem Unter-Karbon (Dinantium) von Nötsch (Österreich). – Geologica et Palaeontologica, 7, 135-146, Marburg.
- HAHN, G. & HAHN R. (1987): Trilobiten aus dem Karbon von Nötsch und aus den Karnischen Alpen Österreichs. – Jb. Geol. B.-A., **129**, 567–619, Wien.
- HERITSCH, F. (1928): Tektonische Fragen im Karbon der Karnischen Alpen. – Sitz.-Ber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., Abt. I, **137**, 303–338, Wien.
- HERITSCH, F. (1929): Die tektonische Stellung von Hochwipfelfazies und Naßfeldfazies des Karbons der Karnischen Alpen. – Sitz.-Ber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., Abt. I, **138**, 413–423, Wien.
- JONGMANS, W.J. (1938): Paläobotanische Untersuchungen im österreichischen Karbon. – Berg- und Hüttenmänn. Mh., 86, 97–104, Wien.

- KIDSTON, R. (1923): Fossil plants of the Carboniferous rocks of Great Britain. – Mem. Geol. Survey Great Britain, Palaeontology, II/1-6, 1-679, London.
- KRAUSE, P. G. (1906): Über das Vorkommen von Kulm in der Karnischen Hauptkette. – Verh. Geol. R.-A., 1906, 64–68, Wien.
- KRAUSE, P. G. (1928): Über Asterocalamites scrobiculatus (SCHLOTH.) ZEILLER im Kulm der Karnischen Hauptkette. – Jb. Preuss. Geol. L.-A., 49, 634–640, Berlin.
- LUTZ, J. (1933): Zur Culmflora von Geigen bei Hof. Palaeontographica, 78, B, 141-157, Stuttgart.
- OBERSTE-BRINK, K. (1914): Beiträge zur Kenntnis der Farne und farnähnlichen Gewächse des Culms von Europa. – Jb. Preuss. Geol. L.-Anst., **35**, 63–143, Berlin.
- PATTEISKY, K. & FOLPRECHT, J. (1928): Die Geologie des Ostrau-Karviner Steinkohlenreviers. – In: Der Kohlenbergbau des Ostrau-Karviner Steinkohlenreviers, Band I, 31–380, Mährisch Ostrau.
- PATTEISKY, K. (1929): Die Geologie und Fossilführung der Mährisch-Schlesischen Dachschiefer- und Grauwackenformation. – Naturw. Ver. Troppau, 1–355, Prag (Promethäus-Verlag).
- PIA, J. (1924): Über einen merkwürdigen Landpflanzenrest aus den Nötscher Schichten. – Sitz.-Ber. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., Abt. I, 133, 543–558, Wien.
- POLSLER, P. (1969): Stratigraphie und Tektonik im Nordabfall des Findenigkofels (Silur bis Karbon; Karnische Alpen, Österreich). – Jb. Geol. B.-A., **112**, 355–398, Wien.
- PURKYŇOVÁ, E. (1970): Die Unternamurflora des Beckens von Horni Slezsko (CSSR). – Paläont. Abh. B, III, 2, 129–268, Berlin.
- READ, C.B. (1946): A Pennsylvanian florule from the Forkstone coal in the Dutch Mountain outlier, northeastern Pennsylvania. – U.S. Geol. Survey Prof. Pap. 210–B, 17–27, Washington.
- REMY, W. & REMY, R. (1978): Calamitopsis n.gen. und die Nomenklatur und Taxonomie von Calamites BRONGNIART 1828. – Argumenta Palaeobot., 5, 1–10, Münster.
- RUPRECHT, L. (1936): Die Biostratigraphie des oberen Kulm im Sauerland. – Jb. Preuss. Geol. L.-Anst., **37** (1936), 238–283, Berlin.
- SCHÖNLAUB, H.P. (1978): Bericht 1977 über die Kartierung des Altpaläozoikums auf Blatt 197, Kötschach. – Verh. Geol. B.-A., 1978, A 144-A 147, Wien.
- SCHÖNLAUB, H.P. (1979): Das Paläozoikum in Österreich. Verbreitung, Stratigraphie, Korrelation, Entwicklung und Paläogeographie nicht-metamorpher und metamorpher Abfolgen.
 Abh. Geol. B.-A., 33, 1–124, Wien.
- SCHONLAUB, H.P. (1985a): Das Karbon von Nötsch und sein Rahmen. – Jb. Geol. B.-A., **127**, 673–692, Wien.
- SCHÖNLAUB, H.P. (1985b): Das Paläozoikum der Karnischen Alpen. In: Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1985, Kötschach-Mauthen, 34–52, Wien (Geol. B.-A.).
- SCHÖNLAUB, H.P. (1987): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000, Blatt 198 Weissbriach. – Geol. B.-A., Wien.
- SCHÖNLAUB, H.P., KLEIN, P., MAGARITZ, M., RANTITSCH, G. & SCHARBERT, S. (1991): Lower Carboniferous Paleokarst in the Carnic Alps (Austria, Italy). – Facies, 25, 91–118, Erlangen.
- SCHRAUT, G. (1990): Neue Trilobiten und andere Fossilien aus dem Karbon von Nötsch. – Teil 1, Diplomarbeit, 1–62, Fachbereich Geowissenschaften, Univ. Marburg.

- STOCKMANS, F. & WILLIÈRE, Y. (1952): Végétaux namuriens de la Belgique. – Ass. Etude Paléont. Stratigr. Houillères, Publ. 13, 1–382, Bruxelles.
- STOCKMANS, F. & WILLIÈRE, Y. (1954): Flores Namuriènnes de la Belgique. Incertitudes et hypothèses de travail. – Volume Jubilaire Victor van Straelen, **1**, 115–132, Bruxelles.
- STUR, D. (1871): Geologie der Steiermark. 1-654, Graz.
- STUR, D. (1875–1877): Die Culm-Flora des m\u00e4hrisch-schlesischen Dachschiefers. Die Culmflora der Ostrauer und Waldenburger Schichten. – Abh. k.k. Geol. R.-A., 8, 1–472, Wien.
- TENCHOV, Y. (1980): Die paläozoische Megaflora von Österreich. – Verh. Geol. B.-A., 1980, 161–174, Wien.

- TESSENSOHN, F. (1968): Unter-Karbon-Flysch und Auernig-Ober-Karbon in Trögern, Karawanken, Österreich. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh., **1968**, 100–121, Stuttgart.
- VAI, G.B. (1963): Ricerche geologiche nel gruppo del M. Coglians e nella zona du Volaia (Alpi Carniche). - Giorn. Geol., 30, 137-198, Bologna.
- VINASSA DE REGNY, P. (1906): Sull'estensione del Carbonifero superiore nelle Alpi Carniche. – Boll. Soc. Geol. Ital., 25, 221–232, Roma.
- ZHAO, X. & WU, X. (1982): Early Carboniferous flora and coalbearing deposits of Hunan and Guangdong. – Bull. Nanjing Inst. Geol. Palaeont. Acad. Sinica, 5, 1–40, Beijing.
| Neuergebnisse aus dem Paläozoikum der Ost- und Südalpen | | | | Redaktion: Hans Peter Schönlaub & Albert Daurer | | | |
|---|----------------|-----------------|--------|---|-----------------|--|--|
| Jb. Geol. BA. | ISSN 0016-7800 | Band 135 | Heft 1 | S . 217–224 | Wien, März 1992 | | |

Eine Trilobiten-Fauna des tiefen Wassers aus dem Unterkarbon der Karnischen Alpen (Österreich) – Vorläufige Mitteilung

Von Gerhard Hahn & Roland Kratz*)

Mit 3 Tabellen und 1 Tafel

Österreichische Karte 1 : 50.000 Blatt 197

Inhalt

	Zusammenfassung	217
	Abstract	217
1.	Einleitung	218
2.	Die bathymetrische Stellung	218
3.	Stratigraphische Stellung	220
4.	Vergleich mit der Trilobiten-Fauna von der "Grünen Schneid"	221
		221
	Literatur	224

Zusammenfassung

Aus dem Kronhofgraben-Profil in den Karnischen Alpen Österreichs liegt eine bemerkenswerte Trilobiten-Fauna vor. Die Trilobiten stammen aus einer dunklen Kalk-Linse, die den Kieselschiefern des Unter-Erdbachiums (*Siphonodella sandbergi-*Zone) eingelagert ist. Alle aufgefundenen Trilobiten-Taxa sind blind. Sie gehören zu *Diacoryphe* RICHTER & RICHTER 1951, *Liobolina* RICHTER & RICHTER 1951, *Silesiops (Chlupacula)* G. HAHN & WUNN-PETRY 1983, *?Silesiops (Silesiops)* CHLUPAC 1966 und *?Archegonus (Phillibole)* RICHTER & RICHTER 1937. (Die beiden zuletzt genannten Taxa sind nur durch wenige Exemplare nicht eindeutiger Zuordnung vertreten). Ferner liegt eine isolierte Freiwange mit geblähtem Wangen-Stachel vor, die zu den Cystispininae HAHN & HAHN 1982 gehören dürfte.

Diese Fauna ist in zweierlei Hinsicht bemerkenswert. Erstens repräsentiert sie eine Tiefwasser-Gemeinschaft, wie sie aus dem Kulm-Bereich bisher unbekannt war. Die Trilobiten-Fauna aus den Kulm-Schiefern setzt sich vor allem aus kleinäugigen Arten der Gattungen *Liobole* RICHTER & RICHTER 1949 (im Erdbachium) und *Archegonus* BURMEISTER 1843 (im Aprathium) zusammen, die anzeigen, daß auch am schlammigen Boden dieses Meeres noch etwas Licht vorhanden war. Die neu aufgefundene Fauna stammt aus einem tieferen, total dunklen Meeres-Bereich, dessen Trilobiten-Gemeinschaft bisher fast unbekannt geblieben ist. Zweitens erweitert die neu aufgefundene Fauna unser bisher sehr karges Wissen um die Trilobiten aus dem Unter-Erdbachium in Mittel-Europa. Sie zeigt – sofern ein Vergleich möglich ist –, daß die Beziehungen zur Fauna des Balviums offenbar enger sind als zu derjenigen des höheren Erdbachiums.

A Deepwater Trilobite Fauna from the Lower Carboniferous of the Carnic Alps (Austria) – A Preliminary Information

Abstract

A remarkable assemblage of trilobites has been detected recently in the Kronhofgraben section of the Carnic Alps, Austria. The trilobites are found in a lense of dark limestone which is enclosed in silicious cherts of the Lower Erdbachian (*Siphonodella sandbergi zone*). All discovered trilobite taxa are blind. They belong to *Diacoryphe* RICHTER & RICHTER 1951, *Liobolina* RICHTER & RICHTER 1951, *Silesiops* (*Chlupacula*) G. HAHN & WUNN-PETRY 1983, *Silesiops* (*Silesiops*) CHLUPAC 1966 and *Archegonus* (*Phillibole*)

Österreich Karnische Alpen Kronhof-Graben Erdbachium Unter-Karbon Trilobiten Bathymetrie

^{*)} Anschrift der Verfasser: Prof. Dr. GERHARD HAHN, Dipl.-Geol. ROLAND KRATZ, Institut für Geologie und Paläontologie der Philipps-Universität, Fachbereich 18, Universitätsgebiet Lahnberge, Hans-Meerwein-Straße, D-3550 Marburg.

RICHTER & RICHTER 1937. (The two last mentioned taxa are represented only by few specimens which are not unequivocally assignable). Moreover, an isolated free cheek with a swollen genal spine is present, indicating its membership with the Cystispininae HAHN & HAHN 1982.

This assemblage is remarkable in two respects. Firstly, it represents a trilobite community of deep water, unknown hitherto in the Culm basin. The trilobite community of the Culm shales consists mainly of small eyed taxa of *Liobole* RICHTER & RICHTER 1949 (in the Erdbachian) and *Archegonus* BURMEISTER 1843 (in the Aprathian), which indicate that a low level of illumination still has existed also at the bottom of the muddy sea. The new detected fauna comes from a deeper, completely dark part of the sea, from where the trilobite fauna was mostly unknown till today. Secondly, this assemblage adds some new details to our very scanty knowledge of the trilobite fauna of the Lower Erdbachian in Central Europe. It shows – as far as a comparison is possible – that there are apparently some closer relationships to the fauna of the Balvian than to the fauna of the Upper Erdbachian.

1. Einleitung

Im Rahmen der stratigraphischen Bearbeitung und Kartierung des Paläozoikums in den Karnischen Alpen wurde durch SCHÖNLAUB 1969 ein vom Ober-Devon in das Unter-Karbon reichendes Profil im Kronhof-Graben erstmals untersucht. Der Aufschluß befindet sich in den zentralen Karnischen Alpen nahe der italienischen Grenze im Bereich von Cellon, Plöcken-Paß und Wolayer See (SCHÖNLAUB, 1969, Taf. 3). Sein unter-karbonischer Anteil hat eine Mächtigkeit von etwa 1,2 m.

Dieses Profil hat in jüngster Zeit eine sehr intensive Bearbeitung sowohl in paläontologischer als auch in lithologischer Hinsicht erfahren. Eine exakte Untergliederung nach Conodonten wurde erarbeitet. Neben anderen Fossil-Gruppen konnte auch eine Trilobiten-Fauna aufgefunden werden, die in zweierlei Hinsicht sehr bemerkenswert ist: einmal besteht sie, so weit bekannt, nur aus blinden Formen, und zum anderen gehört sie in das basale Erdbachium (sandbergi-Zone), also einen Zeit-Abschnitt, aus dem nur sehr wenige Trilobiten-Faunen in Mittel-Europa bekannt sind. (Das Sediment der sandbergi-Zone wird, wie im Kulm-Bereich allgemein, von Kieselschiefern gebildet, die keine Trilobiten führen. In diese eingelagert kommt jedoch im Kronhof-Graben eine größere, offenbar auf sekundärer Lagerstätte befindliche Kalk-Linse vor (= K 19 des Conodonten-Profils), welche die Trilobiten enthält. Nur diesem glücklichen Umstand verdanken wir die Kenntnis der neuen Trilobiten-Fauna). Die systematische Bearbeitung der Trilobiten wird im Rahmen einer Dissertation erfolgen und gesondert publiziert. Die artliche Zuordnung ist daher vorerst nur angenähert möglich, wodurch die Bedeutung der Fauna für Bathymetrie und Biostratigraphie aber nicht gemindert wird.

Aufgefunden wurden rund 60 Panzer-Reste, die sich zu etwa 50 % auf *Diacoryphe* und je 25 % auf *Silesiops* (*Chlupacula*) und *Liobolina* verteilen. Reste von ?*Silesiops* (*Silesiops*), ?*Archegonus* (*Phillibole*) sowie eine Freiwange mit geblähtem Wangen-Stachel sind Einzelfunde, die das Bild dieser Fauna nicht prägen. Es liegen nur isolierte Panzer-Reste, also Exuvien, vor. Kleine Formen überwiegen. Alle Reste mit Ausnahmen weniger Exemplare von *Diacoryphe* stammen aus der Kalklinse K 19; Einzel-Reste von *Diacoryphe* reichen in den Kronhof-Kalk des Balviums (*duplicala*-Zone, Bank 14 der Conodonten-Zonierung) zurück. Die folgende Diskussion wird sich auf die Funde aus der Kalk-Linse K 19 beschränken.

2. Die bathymetrische Stellung (Tab. 1)

Bedingt durch ihre im fossilen Zustand erhaltungsfähigen Komplex-Augen sind Trilobiten hervorragend als bathymetrische Indikatoren geeignet. Formen des gut durchlichteten Wassers aus der "Korallen-Brachiopoden-Fazies" haben große Augen mit teilweise mehr als 1000 Einzel-Linsen pro Auge; Formen des lichtlosen Bereiches in der "Cephalopoden-Fazies" erblinden. Zwischen beiden Extremen finden sich vielerlei Übergänge. Danach lassen sich in Anlehnung an die Tiefen-Zonen I-IV nach AMLER (1987, Abb. 12) bisher 5 der Wasser-Tiefe angepaßte Lebens-Gemeinschaften für Karbon-Trilobiten unterscheiden (siehe HAHN, HAHN & BRAUCKMANN, 1988, sowie HAHN & HAHN, 1988), die nunmehr durch eine sechste Gemeinschaft ergänzt werden können. Sie sind in Tab. 1 aufgelistet und sollen im folgenden noch einmal kurz zusammengestellt

Die bathymetrische Verte	eilung der Trilobi	ten im Unter-Ka	rbon Europas.			
	1. Riff- Bereich	2. neritischer Bereich	3. Schelfhang- Bereich	4. Tiefschwellen- Bereich	5. flach-bathyaler Bereich	6. tief-bathyaler Bereich
Lithologisches Beispiel	Waulsort- Kalk	Kohlenkalk	Richrather Kalk	Erdbacher Kalk	Kulm- Schiefer	Kronhofgraben, Kalklinse K 19
Augen der Trilobiten	дгов	дгов	groß - mittel	klein	klein	blind
Typische Gattungen	Pudoproetus Brachymetopus	Phillipsia Piltonia Cummingella	Belgibole Bollandia	Liobole	A. (Archegonus) A. (Phillibole)	Diacoryphe Silesiops

Tabelle 1.

werden. Der tief-bathyale Bereich der Kronhof-Fauna wird danach eingehender diskutiert.

1) Riff-Gemeinschaft

(Zone I nach AMLER, 1987, Abb. 12)

Die Trilobiten sind großäugig. Sie leben in einem flachen, gut durchlichteten und mit Sauerstoff wohlversehenen Wasser. Die meisten Arten hielten sich wahrscheinlich in sediment-gefüllten Riff-Taschen auf, da sie dort am besten ihrem Nahrungs-Erwerb nachgehen konnten (Aufwirbeln von Sediment am Boden, Aussortieren freßbarer Partikel, Transport durch die ventrale Nahrungs-Rinne zur Mund-Öffnung unter dem Hypostom; siehe HAHN & HAHN, 1988, S. 79: "Ecology of Carboniferous trilobites"). Aufenthalt auf den Riff-Klötzen selbst setzt die Möglichkeit der Ernährung durch Absammeln bzw. Abweiden von aufgewachsenen Organismen voraus. Dazu sind spezielle Kau-Werkzeuge nötig. Solche sind z.B. von Phacops aus dem Devon bekannt (gnathobasische Kau-Laden an den die Mund-Öffnung umstehenden Extremitäten). Ob ähnliche Spezialisierungen bei Karbon-Trilobiten vorhanden waren, ist unbekannt, da die Extremitäten von Karbon-Trilobiten bisher nicht aufgefunden wurden. Als Beispiel für diesen Lebens-Bereich sind die Waulsort-Kalke aus dem Ivorium und dem basalen Moliniacium Belgiens zu nennen. Die Trilobiten-Fauna ist artenreich (16 Taxa des Art-Bereiches, siehe HAHN, HAHN & BRAUCKMANN, 1988, Tab. 7). Die Gattungen Brachymetopus M'Coy 1847 und Pudoproelus HESSLER 1965 stehen im Vordergrund (siehe HAHN & HAHN, 1988, Abb. 5-7).

2) Neritische Gemeinschaft

(Zone II₁₋₂ nach AMLER, 1987, Abb. 12)

Sie ist charakteristisch für den gut durchlichteten und durchlüfteten "Kohlenkalk" West- und Ost-Europas. Es handelt sich um weiträumige Plattform-Kalke, wie sie für das Devon in STRUVE (1989) diskutiert sind. Dementsprechend zeigen die hier anzutreffenden Trilobiten zumeist eine weite räumliche Verbreitung. Auch sie sind großäugig. Kennzeichnende Gattungen im Tournaisium sind *Phillipsia* PORTLOCK 1843, *Piltonia* GOLD-RING 1955 und *Cummingella* REED 1942; auch *Brachymetopus* tritt auf (siehe HAHN & HAHN, 1988, Abb. 8–11).

3) Schelfhang-Gemeinschaft

(Zone III nach AMLER, 1987, Abb. 12)

Es handelt sich um den Übergangsbereich von der Kohlenkalk-Plattform zum Kulm-Becken. Dementsprechend ist die regionale Verbreitung dieser Lebens-Gemeinschaft auf einen schmalen Streifen beschränkt, der sich im Erdbachium in Westdeutschland im Bereich des Velberter Sattels befindet, wo der Richrather und entsprechende Kalke ihn repräsentieren. Die Sedimentation erfolgte durch abgleitende Schlamm-Ströme (turbidity currents). Das Wasser war schlammig, die Durchlichtung geringer als auf der Kohlenkalk-Plattform. Da die Schlamm-Ströme aber offenbar größere Mengen an organischem, für die Trilobiten verwertbarem Abfall mit sich führten, ist ihre Formen-Mannigfaltigkeit auch hier beträchtlich (siehe HAHN, HAHN & BRAUCKMANN, 1988, Tab. 5; rechts = Rheinland). Großäugige Formen des Kohlenkalkes und kleinäugige Formen des Kulm-Bereichs halten sich ungefähr die Waage. Kennzeichnend für diesen Bereich sind Belgibole G. HAHN 1963 und Bollandia REED 1943 (siehe HAHN & HAHN, 1988, Abb. 12-15).

4) Tiefschwellen-Gemeinschaft

(Schwellen-Kalke nach AMLER, 1987, Abb. 11) Es handelt sich um insel-artig verteilte Schwellen im Kulm-Becken, also bereits im bathyalen Bereich, auf denen im Erdbachium die Erdbacher Kalke sedimentiert werden. Die Trilobiten-Fauna besteht zu über 90 % aus kleinäugigen Taxa des Kulm-Bereiches, jedoch sind einige Vertreter des Kohlenkalk-Meeres noch vorhanden (siehe HAHN, HAHN & BRAUCKMANN, 1988, Tab. 6). *Liobole* ist im Erdbachium die kennzeichnende Gattung.

5) Flach-bathyale Gemeinschaft

(Zone IV nach AMLER, 1987, Abb. 12)

Dieser Bereich umfaßt die Kulm-Schiefer. Er ist gekennzeichnet durch das Vorherrschen kleinäugiger, doch nicht blinder Trilobiten der Untergattungen Archegonus (Archegonus) und A. (Phillibole). Ein Dämmerlicht muß zumindest dort, wo Trilobiten lebten, noch bis zum Boden gedrungen sein, das den Tieren ein Unterscheiden von hell und dunkel gestattete. Die Trilobiten lebten hauptsächlich im Boden-Schlamm, den sie durchwühlten. Gute Sicht war ihnen nur nach oben möglich, da die Augen in der Wangen-Ebene liegen. Blinde Formen sind selten, jedoch in Form der eigenartigen Cystispininae mit geblähten Wangen-Stacheln untergeordnet vorhanden. Die Kulm-Trilobiten dürften mit einem Minimum an Sauerstoff ausgekommen sein.

Mit der Fauna aus der Linse K 19 des Kronhof-Grabens tritt nunmehr eine sechste Lebens-Gemeinschaft zu diesen diskutierten fünf hinzu, in der offenbar nur noch blinde Formen vorhanden sind, die also dem lichtlosen Bereich angehört. Mit diesem Befund stimmt die Zusammensetzung der Conodonten-Fauna überein. Es handelt sich um eine Siphonodellen-Fauna, die eine bedeutende Vertiefung des Meeres gegenüber der zeitlich vorausgehenden *Prolognathodus/Polygnathus*-Fauna anzeigt. Innerhalb der Trilobiten steht die Gattung *Diacoryphe* im Vordergrund; sie ist möglicherweise mit mehr als einer Art vertreten. Die Gattung ist bisher mit 4 Arten aus dem Balvium Deutschlands, Polens und Großbritanniens bekannt.

Sie stellt stets ein sehr seltenes Faunen-Element dar. Soweit bekannt ist, sind alle Arten blind, auch wenn ein kleines Augen-Feld noch angedeutet sein kann, das einmal das Auge trug. D. gloriola RICHTER & RICHTER 1951 und D. pfeifferi RICHTER & RICHTER 1951 stammen aus den Hangenberg-Kalken, wo sie mit mehreren kleinäugigen Trilobiten-Formen vor allem von Archegonus (Phillibole) vergesellschaftet sind. Weitere blinde Formen, stets selten, sind durch Liobolina und Silesiops vertreten (siehe unten). Die Hangenberg-Kalke können nach der Zusammensetzung ihrer Trilobiten-Fauna bathymetrisch am ehesten mit den Erdbacher Kalken verglichen werden. Die dritte Diacoryphe-Art, D. strenuispina OSMÓLSKA 1962, stammt aus dem Balvium Polens, wurde aber auch im Rheinischen Schiefer-Gebirge aufgefunden. Eine vierte Art schließlich, D. incisa HAHN, HAHN & BRAUCKMANN 1989, wurde unlängst in Kulm-Schiefern des basalen Karbons von Wuppertal entdeckt. Anderswo in typischen Kulm-Schiefern, etwa in Herborn oder Erdbach, fehlt die Gattung.

Gleichfalls stets selten sind die Angehörigen von Silesiops. S. (Chlupacula) ist im Kronhof-Graben sicher nachgewiesen. Bisher sind nur 2 Arten bekannt: S. (Ch.) dietzi (RICHTER & RICHTER 1951) und S. (Ch.) kymo G. HAHN & WUNN-PETRY 1983. Die erste Art stammt wieder aus den Hangenberg-Kalken, die zweite Art wurde in Kieselkalken der nasutus-Zone (Oberes Erdbachium) aufgefunden. Sie ist hier vergesellschaftet mit kleinäugigen Vertretern von A. (Phillibole) und Liobole sowie der blinden, gleichwohl häufigen Art Spinibole (Spinibole) ruethenensis HAHN & HAHN 1969. Diese Lebens-Gemeinschaft gehört dem Kulm-Bereich (Zone 5) an. Das Vorkommen von S. (Silesiops) im Kronhof-Graben ist noch nicht völlig gesichert. Die Untergattung hat ihre Haupt-Verbreitung im Ober-Devon; aus dem Unter-Karbon sind bisher nur S. (S.) chi G. HAHN & WUNN-PETRY 1983 aus der nasutus-Zone und S. (S.) sp. (GANDL 1977) aus dem Unter-Namurium des Kantabrischen Gebirges bekannt. Vielleicht zu S. (Silesiops) gehören "Typhloproetus" cephalispina PRENTICE 1967 aus dem Aprathium Englands und "Typhloproetus" kozlowskii OSMÓLSKA 1962 aus dem Erdbachium Polens.

Von *Liobolina* liegen bisher 5 Arten vor; auch sie zählen zu den relativ seltenen Faunen-Komponenten. Ursprünglich auf das Balvium beschränkt (= *"Liobolina*-Stufe" sensu RICHTER & RICHTER 1951), ist die Gattung heute auch aus dem Erdbachium bekannt. Außer in Deutschland finden sich die zugehörigen Arten auch in England, Österreich und Polen. Zwei Arten tragen noch sehr kleine Augen, die übrigen sind blind, ebenso wie die neue Art aus dem Kronhof-Graben (vgl. Taf. 1).

Von großem Interesse schließlich ist die als "Cystispininae, gen. et sp. indet." bezeichnete Form. Es liegt nur eine isolierte Freiwange vor, die jedoch das kennzeichnende Merkmal der Cystispininae zeigt, den röhrenförmig aufgeblähten Wangen-Stachel. Fast alle Vertreter der Cystispininae sind blind (siehe BRAUCKMANN, 1978, Abb. 3-19). Ihr Auftreten konzentriert sich auf das Ober-Erdbachium (cu $II_{\gamma}-\delta$) und das basale Aprathium (cu III α_{1-2}), jedoch kommen erste Vertreter wie Diacoryphe auch schon früher vor. Die im Kronhof-Graben aufgefundene Freiwange läßt auf einen Angehörigen aus der Verwandtschaft von Spinibole CHLUPAC 1966 schließen. Im Hangenberg-Kalk konnte diese Gattung bisher nicht nachgewiesen werden. Die als "?Archegonus (Phillibole) sp." bezeichneten Panzer-Reste sind die einzigen, die möglicherweise einem nicht völlig erblindeten Taxon angehören. Jedoch sind diese Reste sehr fragmentarisch, und ihre Zuordnung ist bislang nicht eindeutig gesichert.

Dieser Überblick zeigt, daß die Trilobiten-Fauna aus dem Kronhof-Graben sich aus lauter Taxa zusammen-

setzt, die anderswo als seltene Komponenten zusammen mit augentragenden Trilobiten auftreten, jedoch nirgendwo allein faunenbildend sind. Lediglich im Oberen Mühltal in Thüringen findet sich im Balvium noch einmal eine Faunula, die nur aus Liobolina nebulosa RICH-TER & RICHTER 1951, Silesiops (Chlupacula) dietzi und Diacoryphe pfeifferi zusammengesetzt ist (siehe RICHTER & RICHTER, 1951, S. 258). Die Kronhof-Fauna vertritt somit einen durchaus eigenständigen, in seiner Trilobiten-Zusammensetzung bislang kaum bekannten Tiefwasser-Bereich, der im eigentlichen Kulm-Becken nirgendwo wieder nachgewiesen ist. Gedeutet werden kann diese Fauna des Kronhof-Grabens am besten als verarmte Hangenberg-Fauna, denn zu ihr bestehen mit Diacoryphe, Liobolina und S. (Chlupacula) die engsten Beziehungen. Durch Vertiefung des Meeres und Ausbildung einer aphotischen Boden-Zone wurde den im Hangenberg-Kalk dominierenden, augentragenden Taxa - Belgibole abruptirhachis (RICHTER & RICHTER 1919) und Arten von A. (Phillibole) die Lebens-Grundlage entzogen, und die dort seltenen, blinden Taxa blieben nunmehr allein übrig und bildeten eine eigenständige Trilobiten-Vergesellschaftung.

3. Stratigraphische Stellung (Tab. 2)

Die Trilobiten-Fauna aus dem Kronhof-Graben ist nicht nur wegen ihrer bathymetrischen Einstufung von Interesse, sondern auch wegen ihrer stratigraphischen Stellung, da Trilobiten-Faunen aus dem basalen Bereich des Erdbachiums (cu IIa) im Kulm-Bereich außerordentlich selten sind. So ist es bis jetzt nicht möglich, für die untere Hälfte des Erdbachiums im Rheinischen Schiefer-Gebirge typische Taxa zu benennen, weil Faunen fehlen (siehe HAHN & HAHN, 1988, Tab. 3). Der Grund dafür liegt in der Lebensfeindlichkeit der durch Schwermetalle und SiO₂ vergifteten Bodenverhältnisse (Liegende Alaun-Schiefer, Kulm-Lydite) dieser Zeit. Kleine, zumeist nur wenige Arten umfassende Faunen aus dem unteren Erdbachium sind lediglich aus dem Frankenwald und aus Mähren bekannt. Aus Polen (Os-MÓLSKA, 1962: Tab. 1) sind gleichfalls Formen des Erdbachiums beschrieben worden, jedoch kann dieser Zeit-Abschnitt dort nicht weiter untergliedert werden, so daß die entsprechenden Faunen für einen näheren Vergleich nicht herangezogen werden können.

Aus dem Frankenwald sind jeweils eine Faunula aus dem cu ll α und eine aus dem cu ll β bekannt (GANDL,

Taxon	Ober-Devon (Dasbergium + Wocklumium)	Balvium	Ero •	lbachium	Aprathium
Diacoryphe		3	*		
Silesiops (Silesiops)	3		?*	?1 1	?1
Silesiops (Chlupacula)		1	*		1
Liobolina		3	*	3	

Tabelle 2.

Die stratigraphische Verbreitung der im Kronhof-Graben (*) nachgewiesenen Trilobiten-Gattungen. Die Zahlen geben die jeweilige Arten-Zahl an. Nicht berücksichtigt sind die 4 neuen, in YUAN (1988, Tab. 4) angeführten, aber noch nicht beschriebenen Arten von *Silesiops* aus dem Ober-Devon Chinas. 1970, Abb. 2). Die erste stammt von Köstenhof, die zweite von Geigen. Die Köstenhof-Faunula besteht aus den Arten Liobolina wurmi GANDL 1968 mit erhaltenen kleinen Augen, Archegonus (Phillibole) nitidus schuebelensis GANDL 1968 und Typhloproetus n. sp. K [= ?Silesiops]. Nur diese zuletzt genannte, lediglich durch ein Cranidium vertretene Form ist möglicherweise blind. Die Fauna führt Crinoiden-Stielglieder und Einzel-Korallen und ist bathymetrisch mit derjenigen der Erdbacher Kalke vergleichbar. Die Geigen-Schiefer enthalten Trilobiten mit großen bis mittel-großen Augen eines gut durchlichteten Bereiches mit den Arten Dechenelloides angustigenatus (LEYH 1897), D.? hofensis (LEYH 1897), Pseudowaribole (Geigibole) geigensis (GANDL 1968), Archegonus (Phillibole) drewerensis (RICHTER & RICHTER 1951), Philliboloides glassi (LEYH 1897), Gitarra pupuloides (LEYH 1897), G. franconica (GANDL 1968) und Linguaphillipsia longicornuta (LEYH 1897). Es bestehen keinerlei Beziehungen zur Fauna des Kronhof-Grabens

CHLUPAČ (1966, Tab. 2) weist 2 Faunen aus dem Mährischen Karst, Mokrá I und Mokrá II, dem unteren Erdbachium (cu II α - β) zu. Mokrá I ist eine reine Kohlenkalk-Fauna mit *Piltonia krasensis* CHLUPAČ 1961, *Moschoglossis rarissima* CHLUPAČ 1961 und *Cummingella*? sp., die am besten mit Faunen gleichen Alters aus dem belgischen Kohlenkalk verglichen werden kann. Mokrá II führt die Arten *Liobole testans* CHLUPAČ 1961, *Carbonocoryphe (Winterbergia) egregia* CHLUPAČ 1961, *Waribole* sp. III und *Archegonus (Phillibole)* sp. Alle Taxa haben Augen; diese Fauna ist mit derjenigen des Hangenberg-Kalkes oder des Erdbacher Kalkes in ihrer bathymetrischen Stellung vergleichbar.

Zusammenfassend kann festgestellt werden, daß aus dem unteren Erdbachium des mittel-europäischen Bereiches also Faunen der Kohlenkalk-Gemeinschaft (= Mokrá I), einer Übergangs-Gemeinschaft vom Kohlenkalk zum Kulm (= Geigen), der Tiefschwellen-Gemeinschaft (= Köstenhof, Mokrá II) und schließlich der Tiefwasser-Gemeinschaft (= Kronhof-Graben) bekannt sind; solche der eigentlichen Kulm-Gemeinschaft hingegen fehlen. Die artliche Zusammensetzung der genannten Faunen ist sehr unterschiedlich. Liobole (von RICHTER & RICHTER 1951 als Leit-Gattung für das cu II vorgeschlagen) ist nur untergeordnet vertreten und keineswegs so häufig, wie sie es als Leit-Gattung sein sollte. Liobolina ist nicht seltener vorhanden. Dieser Befund und die Tatsache, daß die bisher auf das Balvium beschränkte Gattung Diacoryphe im Kronhof-Graben die häufigste Form ist, zeigen möglicherweise die Tendenz auf, daß die Tiefwasser-Fauna im Unter-Erdbachium noch mehr zum Balvium tendiert als zum höheren Erdbachium und daß erst dort Liobole die kennzeichnende Gattung wird.

4. Vergleich mit der Trilobiten-Fauna von der "Grünen Schneid"

(Tab. 3)

Nur wenige Kilometer vom Kronhof-Graben entfernt ist auf der "Grünen Schneid" ein zweites Profil durch

Tabelle 3.

Schematischer Vergleich der Profile aus dem Kronhof-Graben und von der Grünen Schneid.

Die Trilobiten-Fauna von der Grünen Schneid gehört der Zeit vor der Meeres-Vertiefung an, diejenige aus dem Kronhof-Graben (Bank K 19) aber der Zeit nach der Meeres-Vertiefung. Beide Faunen sind durch ein "Event" zu Beginn der sandbergi-Zone voneinander getrennt.

		Kronhof- Graben	Grüne Schneid
Unter- Erdbachium (cu IIa)	sandbergi- Zone	xxx Tril. (K 19)	rtiefung
Babrium	<i>duplicata</i> - Zone		
	<i>sulcata-</i> Zone		x x Trilobiten x

den Devon/Karbon-Grenzbereich vorhanden, das aleichfalls Trilobiten geliefert hat. Diese Fauna ist völlig andersartig zusammengesetzt als diejenige aus dem Kronhof-Graben (siehe den Beitrag von R. FEIST in diesem Band). Sie enthält großäugige Arten der Gattungen Belgibole, Waribole und Phillibolina, Arten mit mittelgroßen Augen von Archegonus (Phillibole) und schließlich auch kleinäugige Arten von Liobolina, aber keine blinden Taxa. Sie entspricht bathymetrisch der Fauna der Hangenberg-Kalke, mit der einige Arten übereinstimmen. Der wesentliche Unterschied zwischen den beiden räumlich heute eng benachbarten Faunen ist somit bathymetrisch zu erklären. Hinzu kommt aber noch ein Zeit-Unterschied. Die Fauna von der Grünen Schneid gehört der sulcata-Zone an, also dem Balvium, diejenige aus dem Kronhof-Graben der sandbergi-Zone, also dem tiefen Erdbachium. Zu Beginn der sandbergi-Zone hat offenbar ein "Event" stattgefunden, der zur Vertiefung des Meeres geführt hat. Die Sedimente des Balviums (der Kronhof-Kalk in beiden Profilen) führen im Kronhof-Graben wenig Trilobiten (hauptsächlich Fragmente von Diacoryphe); an der Grünen Schneid sind hingegen die Sedimente des Erdbachiums arm an Trilobiten, und die Fauna ist nicht modern bearbeitet (MÜLLER, 1959). Dieses Resultat zeigt an, welche überraschende Ergebnisse in faunistischer, stratigraphischer und bathymetrischer Hinsicht in eng benachbarten Bereichen möglich sind und wie kleinräumig die Erforschung des Paläozoikums in den Karnischen Alpen daher durchgeführt werden muß.

Dank

Für wertvolle Hilfe im Gelände sowie für die Überlassung noch unveröffentlichter Forschungs-Ergebnisse bei der Untersuchung der Profile vom Kronhof-Graben und von der Grünen Schneid danken wir herzlich Herrn Dozent Dr. H. P. SCHÖN-LAUB, Wien. Ferner danken wir Herrn Dr. R. FEIST, Montpellier, für anregende Diskussionen über die Trilobiten-Faunen aus beiden Profilen.

Tafel 1

Verschiedene Taxa von *Liobolina* RUD. & E. RICHTER, 1951 aus dem cd I des Sauerlands sowie dem cd II Österreichs und Polens. *Liobolina* ist die häufigste der blinden Trilobiten-Gattungen aus dem tieferen Unter-Karbon in Mittel-Europa.

Liobolina n.sp.

Cd IIa1, Kronhof-Kalk; Kronhofgraben, Karnische Alpen, Österreich.

- Fig. 1, a+b: Cranidium, Dorsal-Ansicht, teilweise in Schalen-Erhaltung. T 1302; Stereo-Paar; × 10,5.
- Fig. 2, a+b: Cranidium, Seiten-Ansicht, teilweise in Schalen-Erhaltung.
- T 1302; Stereo-Paar; × 10,5. Fig. 3: Freiwange, Schalen-Erhaltung.
- T 1350; × 7,3.
- Fig. 4: Pygidium, hauptsächlich Schalen-Erhaltung. T 1309; × 10,2.

Liobolina apodemata Osmólska 1962.

- Cd II, Zaremby, Holy Cross Mountains, Polen.
- Fig. 5, a+b: Cranidium, Gips-Abguß, Coll. HAHN. Stereo-Paar; × 6,2.

Liobolina submonstrans submonstrans RUD. & E. RICHTER 1951.

- Cd I, Hangenberg-Kalk, Bahneinschnitt Ober-Rödinghausen, Hönne-Tal, Bl. Balve, Rheinisches Schiefergebirge. Fig. 6: Mittelgroßes Cranidium, Schalen-Erhaltung.
- ORö 312₃; × 7,0. Fig. 7: Kleines Cranidium, Schalen-Erhaltung.
- ORö 818; × 8,8.
- Fig. 8: Kleines Cranidium, Schalen-Erhaltung. ORö 814; × 8,4.



- AMLER, M. R. W. (1987): Fauna, Paläogeographie und Alter der Kohlenkalk-Vorkommen im Kulm des östlichen Rheinischen Schiefergebirges (Dinantium). – Geol. Abh. Hessen, 88, 1–339, Abb. 1–37, Tab. 1–16, Taf. 1–10, Wiesbaden.
- BRAUCKMANN, C. (1978): Beiträge zur Kenntnis der unter-karbonischen Trilobiten-Fauna von Aprath, Bergisches Land, 3: Die Cyrtosymbolinae mit geblähten Wangen-Stacheln (Trilobita; Dinantium bis Namurium). Senckenbergiana lethaea, 59 (1/3), 137–203, Abb. 1–45, Tab. 1, Taf. 1–2, Frankfurt am Main.
- CHLUPAČ, I. (1966): The Upper Devonian and Lower Carboniferous trilobites of the Moravian Karst. – Sborn. geol. Věd., Paleontol. Řada P, 7, 1–143, Abb. 1–35, Tab. 1–6, Taf. 1–24, Prag.
- FEIST, R. (1992): Trilobiten aus dem Devon/Karbon-Grenzprofil an der Grünen Schneid (Zentrale Karnische Alpen, Österreich). – Jb. Geol. B.-A., **135**/1, Wien (dieser Band).
- GANDL, J. (1968a): Stratigraphische Untersuchungen im Unterkarbon des Frankenwaldes unter besonderer Berücksichtigung der Trilobiten, 1: Die Trilobiten im Unterkarbon des Frankenwaldes. – Senckenbergiana lethaea, **40** (1), 39–117, Abb. 1–13, Taf. 1–9, Frankfurt am Main.
- GANDL, J. (1968b): Stratigraphische Untersuchungen im Unterkarbon des Frankenwaldes unter besonderer Berücksichtigung der Trilobiten, 2: Die Schichtenfolge im Unterkarbon des Frankenwaldes; Fundorte und Fundschichten der Trilobiten. Senckenbergiana lethaea, 49 (5/6), 489–546, Abb. 1–15, Tab. 1–4, Frankfurt am Main.
- GANDL, J. (1970): On the division of the *Pericyclus* Stage (Lower Carboniferous) according to trilobites. – Compte Rendu 6^e Congr. Intern. Strat. Géol. Carbonif., Sheffield 1967, 2, 791–796, Abb. 1–3, Maastricht.
- HAHN, G. & HAHN, R. (1988): The biostratigraphical distribution of Carboniferous Limestone trilobites in Belgium and adjacent areas. – Bull. Soc. Belg. Géol., 97 (1), 77–93, Abb. 1–22, Tab. 1–3, Brüssel.
- HAHN, G., HAHN, R. & BRAUCKMANN, C. (1988): Die Trilobiten des belgischen Kohlenkalkes (Unter-Karbon) 10. Biostratigraphie. – Geologica et Palaeontologica, 22, 183–200, Abb. 1, Tab. 1–11, Marburg.
- HAHN, G., HAHN, R. & BRAUCKMANN, C. (1989): Neue Kulm-Trilobiten aus Wuppertal (Bundesrepublik Deutschland). 2.
 Eine Fauna aus dem Devon/Karbon-Grenzbereich. – Jber. naturwiss. Ver. Wuppertal, 42, 183–200, Abb. 1–6, Tab. 1, Taf. 1–2, Wuppertal.

- HAHN, G. & WUNN-PETRY, I. (1983): Seltene Trilobiten aus der nasulus-Zone (Kulm-Fazies, Unter-Karbon). – Senckenbergiana lethaea, **64** (2/4), 237–255, Abb. 1–3, Taf. 1–2, Frankfurt am Main.
- KRATZ, K. R. (1989): Zur Systematik und Verbreitung von Liobolina (Trilobita, Unter-Karbon). – Unveröff. Diplomarbeit, Philipps-Universität Marburg, 1–70, Abb. 1–16, Tab. 1–4, Taf. 1, Marburg.
- MÜLLER, K. J. (1959): Nachweis der Pericyclus-Stufe (Unter-Karbon) in den Karnischen Alpen. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1959, 90–94, Stuttgart.
- OSMÓLSKA, H. (1962): Famennian and Lower Carboniferous Cyrtosymbolinae (Trilobita) from the Holy Cross Mountains, Poland. – Acta palaeont. polon., 7 (1/2), 53–204, Abb. 1–8, Tab. 1–7, Foto-Taf. 1–17, Text-Taf. 1–9, Warschau.
- PRENTICE, J. E. (1967): Lower Carboniferous trilobites of North Devon and related species from Northern England. – Bull. Brit. Mus. (Nat. Hist.), Geol, 14 (6), 207–241, Abb. 1–3, Tab. 1, Taf. 1–7, London.
- RICHTER, R. & RICHTER, E. (1951): Der Beginn des Karbons im Wechsel der Trilobiten. – Senckenbergiana, **32** (1/4), 219–266, Abb. 1–10, Tab. 1–2, Taf. 1–5, Frankfurt am Main.
- SCHÖNLAUB, H. P. (1969): Das Paläozoikum zwischen Bischofsalm und Hohem Trieb (Zentrale Karnische Alpen). – Jb. Geol. B.-A., **112** (2), 265–320, Abb. 1–4, Tab. 1–9, Taf. 1–4, Wien.
- SCHÖNLAUB, H. P., FEIST, R. & KORN, D. (1988): The Devonian-Carboniferous boundary at the section "Grüne Schneid" (Carnic Alps, Austria): a preliminary report. – Cour. Forsch. Inst. Senckenberg, **100**, 149–167, Abb. 1–4, Taf. 1–4, Frankfurt am Main.
- SCHÖNLAUB, H. P., BÖCKELMANN, K., FEIST, R., KLEIN, P., KORN, D., MAGARITZ, M., ORTH, C. & SCHRAMM, J. M. (1988): The D-C boundary at section Grüne Schneid, Carnic Alps, Austria. – Unveröff. Arbeitsber., 1–22, Abb. 1–2, Tab. 1–5, Taf. 1–4, Wien.
- STRUVE, W. (1989): Zur Lebensweise von Schalentieren auf mittel-devonischen Karbonat-Plattformen. – Natur und Museum, **119** (4), 128–139, Abb. 1–27, Frankfurt am Main.
- YUAN J.-L. (1988): Proetiden aus dem jüngeren Oberdevon von Süd-China. – Palaeontographica, Abt. A, **201** (1/3), 1–102, Abb. 1–46, Tab. 1–4, Taf. 1–15, Stuttgart.

Neuergebnisse aus dem Paläozoikum der Ost- und Südalpen Redaktion: Hans Peter Schönlaub & Albert Daur					
Jb. Geol. BA.	ISSN 0016-7800	Band 135	Heft 1	S. 225–232	Wien, März 1992

Ein vererzter unterkarboner Paläokarst in den Zentralen Karnischen Alpen (Italien/Österreich)

Von BERND HENTSCHEL & MARTIN KERN*)

Mit 9 Abbildungen und 1 Tabelle

Österreich Italien Karnische Alpen Devon Karbon Paläokarst Transgression Internsedimente Kollapsbreccien Schichtgebundene Vererzung Zinkblende Baryt Geochemie Erzmikroskopie

Ósterreichische Karte 1 : 50.000 Blatt 197

Inhalt

	Zusammenfassung	225
	Abstract	. 226
1.	Einleitung und Problemstellung	226
2.	Geologischer Rahmen	226
з.	Vererzung	. 228
	3.1. Bindung der Vererzung an das Paläorelief	. 228
	3.2. Mineralparagenese	229
4.	Geochemie	230
5.	Schlußbemerkungen	. 231
•	Pank	231
	Literatur	231

Zusammenfassung

In den mittleren Karnischen Alpen wurden sulfidische Vererzungen im Bereich des Cellon-Sattels (Plöckenpaß) mineralogisch und geochemisch untersucht. Außerdem wurde das Gebiet in einer Detailkartierung im Maßstab 1:10.000 aufgenommen.

Den Hauptteil des Untersuchungsgebietes nehmen devonische Kalke ein, die einer synsedimentären Bruchtektonik unterlagen. Im Unterkarbon wurde dieser Karbonatkomplex zum Teil erodiert und einer Verkarstung unterworfen. Es entstand ein ausgedehntes Paläorelief mit Spalten und Hohlräumen. Diese wurden von klastischen Sedimenten (Breccien, tonigen Sedimenten) aufgefüllt. Hieran sind die Vererzungen (hauptsächlich Baryt, Zinkblende und Antimon-Fahlerz) gebunden. Überlagert wird dieser Komplex von transgressiven, erzfreien Klastika des Oberkarbons. In den oberen Bereichen dieser Serie treten saure und intermediäre Vulkanite auf.

Die Vererzungen zeigen einen schichtgebundenen Charakter und sind vermutlich sedimentär gebildet.

A Mineralized Lower Carboniferous Paleokarst in the Central Carnic Alps (Italy/Austria)

Abstract

In the Carnic Alps sulphide mineralizations in the area of the Cellon anticline (Plöckenpaß) were investigated mineralogically and geochemically. The working area was mapped in a scale of 1:10.000.

^{*)} Anschrift der Verfasser: Dipl.-Geol. BERND HENTSCHEL, Institut für Angewandte Geologie der Freien Universität Berlin, Wichernstraße 16, D-1000 Berlin; Dipl.-Wirt.Geol. MARTIN KERN, Leica Vertrieb GmbH, Kurfürstendamm 170, D-1000 Berlin 15.

Devonian limestones are outcropping in the major part of the area. Erosion and karstification took place in the Lower Carboniferous, leading to a paleorelief with fissures and cavities, infilled with clastic sediments (breccias, argillaceous sediments). The mineralizations (mostly baryte, sphalerite and Sb-fahlore) are linked to these clastic infilling sediments. Barren clastics of the Upper Carboniferous overlay transgressively the mineralized limestone complex. Acid to intermediate volcanics are intercalated in the upper portion of these clastics.

The mineralization shows a stratabound character with probably supergene, sedimentary origin.

1. Einleitung und Problemstellung

Die Karnischen Alpen bilden auf einer Länge von rund 100 km den Grenzkamm zwischen Italien und Österreich (Abb. 1). Geologisch nehmen sie im Rahmen des Alpenkörpers auf Grund ihrer fossilbelegten, überwiegend nichtmetamorphen Schichtfolge vom Oberen Ordovizium bis in die Trias eine Sonderstellung ein.

Sulfidische Vererzungen sind in den Karnischen Alpen schon seit dem Mittelalter bekannt, was ein Dokument aus dem Jahre 778 über den Abbau von Kupfer am Monte Avanza beweist (SPALLETTA et al., 1981). Eine neue Bearbeitungsperiode wurde durch BRIGO & COL-BERTALDO (1972) eingeleitet, die eine Vererzung mit Zn-, Cu-, Sb- und Hg-Sulfiden sowie Baryt und Fluorit beschreiben. Die Mineralparagenese ist dabei regional sehr unterschiedlich. Die Wertminerale sind an einen Paläokarst in Devonkalken gebunden.

Die hier vorliegenden Untersuchungen in den mittleren Karnischen Alpen (HEGER, 1986; KERN, 1985) wurden unter folgender Problemstellung begonnen:

- Aufklärung der stratigraphischen Einbindung der Vererzung durch eine Detailkartierung im Maßstab 1:10.000.
- 2) Geochemische Charakteristik von Vererzung und Nebengesteinen.
- 3) Genesebetrachtungen.

Hierzu wurde als Arbeitsgebiet ein gut aufgeschlossener, vererzter Abschnitt des devonischen Karbonatkomplexes ausgewählt, der Bereich des Cellon-Sattels östlich des Plöckenpasses in den mittleren Karnischen Alpen (Abb. 1 und 3). Die Untersuchungen wurden im Rahmen des EG-Projektes MSM-008-D(B) "Litho-geochemical proximity indicators for stratabound base metal deposits" durchgeführt (MöLLER et al., 1986).

2. Geologischer Rahmen

Schon seit dem 19. Jahrhundert zieht der Fossilreichtum der Karnischen Alpen das Interesse der Geologen auf sich. Aus der Fülle der Publikationen seien hier nur FRECH (1884), GAERTNER (1931), HERITSCH (1936), SELLI (1963) und SCHÖNLAUB (1979) genannt. Die stratigraphischen Arbeiten von CANTELLI et al. (1965 und 1968), PÖLSER (1967) und BANDEL (1972) bilden zusammen mit unseren Kartierbefunden die Grundlage für den folgenden Abriß der Entwicklungsgeschichte des Arbeitsgebietes (Abb. 2).

Älteste aufgeschlossene Schichtglieder sind geringmächtige Kalke und Klastika des Oberen Ordoviziums. Es folgen Schwarze Plattenkalke, die bis ins untere Unterdevon reichen. Ab oberem Unterdevon nehmen Riff-



Abb. 1.

Lage des Arbeitsgebietes in den mittleren Karnischen Alpen (schraffiert).





Abb. 3.



Schematisches Blockbild der Karbonatplattform und deren Verkarstungserscheinungen.

und Riffschuttgesteine im Bereich des Cellon-Sattels einen breiten Raum ein. Die starken Mächtigkeitsschwankungen der Riff-Fazies in den Karnischen Alpen (100–1000 m) wurden von BRIGO & COLBERTALDO (1972) durch synsedimentäre Bruchtektonik im Mitteldevon erklärt. Im Oberdevon schließen Cephalopodenkalke des offenen Schelfs den Karbonatkomplex ab.

Wie bereits von SELLI (1963) beschrieben, erfolgte im Unterkarbon eine Emersion, die zur Abtragung von bis zu 100 Schichtmetern und somit zur Herausbildung eines Paläoreliefs führte. Der Karbonatkomplex verkarstete, was im Arbeitsgebiet durch zahlreiche Paläohohlräume mit Kollapsbreccien im Sinne von FÜCHTBAU-ER & RICHTER (1981) und Internsedimenten belegt ist. Im Devon angelegte Bruchlinien wurden zu Karstspalten erweitert und ebenfalls mit Breccien und Internsedimenten aufgefüllt (Abb. 4). Die Vererzungen sind an diese sedimentären Füllungen gebunden. Dabei handelt es sich im Bereich des Cellon-Sattels vorwiegend um Zinkblende, Antimon-Fahlerz, Baryt und etwas Kupferkies.

Die verkarsteten und vererzten Devonkalke werden von Klastika des Hochwipfelkarbons überlagert. Lokal treten Diskordanzen auf Grund der Verkippung einzelner Karbonatplattformen (Abb. 4) sowie Transgressionskonglomerate mit mittel- und oberdevonischen Kalkkomponenten auf. FRANCAVILLA (1966) datierte das Hochwipfelkarbon auf Namur B bis Westfal B. Im oberen Teil dieses Schichtglieds schalten sich saure und intermediäre Vulkanite ([Quarz-]Keratophyre) ein.

An der Wende Westfal/Stefan fand in den Karnischen Alpen die Hauptfaltung der variszischen Orogenese statt. Das Arbeitsgebiet wurde zu einer E-W ausgerichteten Antiklinale geformt. Devonische Bruchlinien erfuhren dabei eine Reaktivierung. Eine zweite, vor allem bruchtektonische Beanspruchung mit E-W- bzw. ENE-WSW-Verschiebungen ereignete sich deutlich nach der Faltung (Abb. 3). Einen Zusammenhang mit dextralen Bewegungen an der 8 km weiter nördlich verlaufenden Periadriatischen Naht ist anzunehmen.

3. Vererzung

3.1. Bindung der Vererzung an das Paläorelief

Die Vererzungen treten in verschieden alten Devonkalken, aber immer in der Nähe der Emersionsfläche auf. Sie sind an die sedimentären Füllungen des Paläoreliefs gebunden (Abb. 4). Auf Grund der verschiedenartigen Verkarstungserscheinungen und Zusammensetzungen dieser Sedimente lassen sich vier makroskopische Typen untergliedern (HEGER, 1986; KERN, 1985).

• Typ 1

Am Basalkontakt der karbonen Klastika zu den Kalken des Ober- und Mitteldevons treten vererzte, ausschließlich verkieselte Breccien auf. Diese maximal 2 m mächtigen und nicht mehr als 10 m aushaltenden Körper sind linsenartig ausgebildet, könnten zum Teil aber auch als erodierte Hohlräume gedeutet werden. Internsedimente wurden in diesem Typ nicht nachgewiesen.

Typ 2

Die Vererzungen sind hier gebunden an sedimentäre Füllungen von Hohlräumen der ober- und mitteldevonischen Kalke. Die Sedimente sind sehr verschiedenartig ausgebildet. Die oberen Bereiche sind oft durch Kollapsbreccien mit hohem Verkieselungsgrad charakterisiert. Basale Teile einzelner Hohlräume zeigen hingegen gut geschichtete tonig-mergelige Internsedimente und wandständige, idiomorphe und zum Teil zonare Calcite (Abb. 5). Die Verkieselung nimmt mit zunehmender Tiefe ab und kann in den untersten Bereichen fehlen. Die Hohlraumkörper sind meist parallel zur Schichtung gestreckt und erreichen mit 15×5 m ihre größte Aufrißfläche.

• Тур З

Am häufigsten treten synsedimentäre Spalten und Störungen auf, die sogar bis in Gesteine des Unterdevons reichen. Dabei konnten 10 m breite und 100 m tiefgreifende, ehemals offene Spalten nachgewiesen werden. Die vererzten sedimentären Füllungen bestehen wiederum aus durchwegs verkie-



Abb. 5.

Internbrekzie (Kalkkomponente) innerhalb einer Hohlraumfüllung (oberes Oberdevon).

Steinbruch im N der Cra Pramosio, am Weg zu den Malpasso-Hütten, auf 1590 m; Stablänge ca. 80 cm.

selten Breccien (Abb. 6). Mit zunehmender Tiefe nehmen die Anteile an ungestörten Sedimenten zu, der Verkieselungsgrad hingegen ab.

• Typ 4

Hier handelt es sich um Mineralisationen, die an Stylolithen und Adern aller Kalknebengesteine gebunden sind. Sie treten aber immer in unmittelbarer Nähe zu den drei oben genannten Typen auf. Die millimeterbreiten und nicht mehr als einige Meter zu verfolgenden Mineralisationen führen vor allem Zinkblende, Baryt und Quarz.

3.2. Mineralparagenese

Nach HEGER (1986) und KERN (1985) setzt sich die Paragenese aus folgenden Komponenten zusammen: Zinkblende ist allgemein das häufigste Mineral (Abb. 7). Sie kommt als dunkelbraunes, xenomorphes Aggregat vor, dessen Größe im Durchschnitt 2–3 mm beträgt. Die Aggregate können sowohl regellos im Gestein verteilt als auch zu massiven Körpern verdichtet auftreten. Geochemisch konnte ein Eisengehalt von rund 2 %



Abb. 7. Verwachsungen von Zinkblende (Zn), Fahlerz (Sb) und Kupferkies (Cu) in verkieselter Matrix. Vergrößerung 38×.

nachgewiesen werden. Auffallend ist der relativ hohe Cadmiumgehalt von durchschnittlich 0,3 %.

Baryt findet sich ebenfalls sehr häufig. Er kann sowohl als radialstrahliges Aggregat (Rosette) auftreten als auch massive Körper ausbilden. Diese Körper können Dezimeter- bis Metergröße erreichen und sind linsen- oder gangartig gestreckt.

Antimon-Fahlerz tritt meist feindispers auf, bildet aber auch derbe Massen. Gelegentlich sind idiomorphe Kristalle zu beobachten.

Kupferkies findet sich nur selten. Häufig sind Verwitterungserscheinungen in Form von Azurit und Malachit.







Bleiglanz konnte makroskopisch nur in einem Aufschluß nachgewiesen werden. Erzmikroskopisch ist er jedoch stets verteten, wobei er als kleine, xenomorphe Aggregate auftritt.

Pyrit und Markasit sind wie der Bleiglanz sehr selten. Beide zeigen eine charakteristische Kristallausbildung. Pyrit kommt außerdem häufig in Form von Framboiden vor, die lagig oder nestartig in den Karstfüllungen angereichert sein können. Oft ist zu beobachten, daß beide Minerale als Einschlüsse in den oben genannten Sulfiden vorkommen.

Skutterudit wurde makroskopisch nicht nachgewiesen, ist aber erzmikroskopisch in Form kleiner und idiomorpher Kristalle stets vertreten. Auch er findet sich häufig als Einschluß in den oben genannten Sulfiden.

Organische Substanz ist stets vorhanden und lokal recht häufig. Dabei zeigen sich zwei verschiedene Ausbildungsformen. Zum einen sind millimetergroße, kataklastische Aggregate zu beobachten. Zum anderen finden sich lagig-schichtige Anreicherungen von feinkörnigem bis schlierigem Material mit Tonmineralen, an die ein verstärktes Vorkommen von Sulfiden gebunden ist.

Quarz ist stets vertreten und bildet meist kleine, idiomorphe Kristalle aus. Es ist zu erkennen, daß Quarz al-



Zeitliche Abfolge der Mineralisation.

Abb. 8. Leistenförmiger Baryt (mittelgrau), durchsetzt von ideomorphen Quarzen (weiß). Vergrößerung 38×; +Nic.

le anderen Minerale verdrängt (Abb. 8). Als Besonderheit kommen parallel orientierte und umgewandelte Chalcedon-Aggregate vor, die ausschließlich die Zinkblende umgeben und sie verdrängen.

Den oben genannten Vererzungstypen lassen sich generell keine spezifischen Paragenesen zuordnen. Auf Grund der mikroskopischen Untersuchungen konnten eindeutige Verdrängungserscheinungen festgestellt werden, die auf eine zeitliche Abfolge der Mineralisation schließen lassen (Abb. 9).

4. Geochemie

Zur geochemischen Untersuchung wurden insgesamt 110 vererzte Gesteine, devonische Kalke und karbone Klastika herangezogen. Es wurden Profile gelegt, die von den Erzkörpern weg in die Nebengesteine reichen. Ziel hierbei war es, die chemischen Verteilungsmuster und mögliche An- oder Abreicherungen in den Nebengesteinen erkennen zu können.

Es wurden unter anderem mit Hilfe der Atomabsorptions-Spektrometrie (AAS) folgende Elemente bestimmt: Na, K, Mg, Ca, Sr, Cu, Ag, Zn, Sb, Pb, Fe, Co, Ni, Cr, V und Mn. Daneben wurden mit der Neutronenaktivierungsanalyse (NAA) Seltene Erdelemente und Barium sowie mit der Potentiometrie auch Fluor analysiert. Zur Interpretation der Elementgehalte wurden Vergleichsdaten von WEDEPOHL (1978) herangezogen (Tab. 1).

Bei der statistischen Auswertung der Kalke aller stratigraphischen Einheiten zeigten sich lediglich leicht erhöhte Zn- und Ba-Gehalte, die auf geringe Mineralisationen in Verbindung mit der Bildung des Typs 4 zurückzuführen sind. Dies bestätigt die geologische Beobachtung, daß die Vererzung in keiner Beziehung zu den faziellen Bedingungen während der Kalksedimentation stand, sondern zur späteren Paläogeographie des devonischen Kalkblocks als Folge der Verkarstung.

Die karbonen Klastika zeichnen sich durch ihre völlige Erzfreiheit aus. Entsprechend den gewonnenen geologischen Ergebnissen ergibt sich daraus, daß sie in keiner Weise zeitlich, räumlich oder genetisch mit der Vererzungsplatznahme in Verbindung zu bringen sind.

GESTEIN	ELEMENTE	n	Ba	F	Zn	РЪ	ບິບ	Sb
Wedepoh	l-Kalke*		>100	90-550	15-30	0.4-13	1-15	0.3
	-Dolomite*		>100	180-390	23-55	0.4-13	7-10	
Kalke	-Spannweiten		30-2670	40-125	19-650	2-26	3-39	0-9
	-arithm.Mittel	40	455	71	96	11	13	1.7
	-Median			65	55	8	10	1
Wedepoh	l-Sandsteine*		406	180-450	25-50	5-25	5-35	1
	-Grauwacken*		370	40-330	70-120	5-50	14-46	1
	-Tonschiefer*		700	300-800	50-130	17-27	20-60	0.1-4
Klastik	a-Spannweiten		186-750	168-444	16-150	0-11	7-51	0-10
	-arithm.Mittel	29	410	323	71	2.62	29	1.6
	-Median			340	65	2	28	1
Erz	-Spannweiten		541-23%	73-1538	15ppm-40%	8-150	1-70000	1-45000
	-arithm.Mittel	41	43294	517	17430	54	4410	2093
	-Median			472	300	17	100	36

Tabelle 1. Elementgehalte der einzelnen Faziesgruppen.

*arithm.Mittel

Die Erzmineralisation weist entsprechend ihrer beschriebenen Mineralparagenese hohe Gehalte an Barium, Zink, Kupfer und Antimon auf. Sie zeigen jedoch keine gesetzmäßigen Unterschiede in Beziehung der einzelnen makroskopisch festgestellten Vererzungstypen.

BRIGO et al. (1986, 1988) liefern Untersuchungsergebnisse von Proben, die in verschiedenen über die ganzen Karnischen Alpen verteilten Untersuchungsgebieten entnommen wurden. Sie stellten in Flüssigkeitseinschlüssen in Fluorit- und Baryt-Kristallen Homogenisierungstemperaturen zwischen 50 und 104°C fest. Die Isotopenzusammensetzung des Schwefels im Baryt stimmt gut mit derjenigen überein, die für Meerwasser in der Zeitspanne von Mitteldevon bis ins Mittelkarbon anzunehmen ist. Die Ga-Ge-Verhältnisse von Zinkblenden, die nach MÖLLER (1985) Aussagen über die primäre Bildungstemperatur der erzführenden Lösungen in der Teufe erlauben, ergaben Modelltemperaturen von etwa 200°C. Bleiisotopen-Analysen lieferten devonische bis karbonische Bleialter. KÖPPEL & SCHROLL (1988) halten auf Grund der Isotopenzusammensetzung des Bleis eine Herkunft der Metalle aus dem Grundgebirge für wahrscheinlich.

5. Schlußbemerkung

Die geologische Kartierung des Arbeitsgebiets zeigt deutlich den schichtgebundenen Charakter der Vererzung. Sie sind an die obersten ca. 100 m eines verkarsteten devonischen Karbonatkomplexes gebunden, der unter transgressiven Klastika des Oberkarbons liegt. Die Form der Erzkörper, das direkte Nebengestein, die Kollapsbreccien und die Internsedimente weisen die Vererzung innerhalb eines Paläokarstes nach. (Angaben in ppm)

Kein Erzkörper wird von unvererzten Kalken überlagert. Die Vererzung ist somit jünger als das Ende der Kalksedimentation an der Wende Devon/Karbon. Der vererzte Karbonatkomplex wird von oberkarbonen, völlig unvererzten Klastika überlagert. Daraus ergibt sich das unterkarbone Alter der Vererzung. Dies schließt einen kausalen Zusammenhang zwischen dem Vulkanismus im Westfal und der Erzgenese aus.

Unsere Untersuchungen weisen auf eine ausschließlich sedimentäre Entstehung der Vererzung hin. BRIGO et al. (1986, 1988) kommen dagegen zu dem Schluß, daß die schichtgebundenen Vererzungen im Paläozoikum der Karnischen Alpen durch mindestens zwei Prozesse entstanden seien. Zwar nehmen sie zum einen Verwitterungsprozesse als Ursache für die Anreicherung von Fluorit und Baryt an; zum anderen vermuten sie aber, daß aufsteigende Hydrothermen für die Buntmetallzufuhr verantwortlich sind. Letztere Aussage stützt sich auf die aus dem Ga-Ge-Verhältnis in den Zinkblenden abgeleiteten Modelltemperaturen der initialen Erzlösung. Der Vererzung altersmäßig entsprechende vulkanische Ablagerungen sind jedoch in den gesamten Karnischen Alpen nirgendwo nachgewiesen worden.

Dank

Unser besonderer Dank gilt Herrn Prof. Dr. H.-J. SCHNEIDER (FU Berlin), der die Arbeit anregte und betreute. Herrn Prof. Dr. L. BRIGO (Universität Ferrara) sind wir für die Geländebetreuung zu Dank verpflichtet.

Literatur

BANDEL, K.: Palökologie und Paläogeographie im Devon und Unterkarbon der zentralen Karnischen Alpen. – Paläontographica, Abt. A, **141**, 1–117, Stuttgart 1972.

- BRIGO, L. & COLBERTALDO, D. DI: Un nuovo orizzonte metallifero nel Paleozoico delle Alpi Orientali. – Proceedings 2nd ISMI-DA, Ljubljana, 4.–7. 10. 1972, 109–124, Ljubljana 1972.
- BRIGO, L., DULSKI, P., MÖLLER, P., SCHNEIDER, H. J. & WOLTER, R.: Strata-bound Mineralizations in the Carnic Alps/Italy. – In: BOISSONNAS, J. & OMENETTO, P. (Hrsg.): Mineral Deposits within the European Community, 485–498, Berlin – Heidelberg (Springer) 1988.
- BRIGO, L., MÖLLER, P., SCHNEIDER, H. J. & WOLTER, R.: Mineralization of the Carnic Alps. – In: MÖLLER, P., BRIGO, L., GER-MANN, K. & SCHNEIDER, H. J. (Hrsg.): Litho-geochemical proximity indicators for strata-bound base metal deposits, Unveröff. Endbericht zum EG-Projekt Nr. MSM-008-D (B), 36–74, Brüssel – Luxemburg 1986.
- CANTELLI, I., MANZONI, M. & VAI, G. B.: Richerche geologiche preliminari sui terreni paleozoici attraversati della galeria del Passo di Monte Croce Carnico (Ploecken). Nota I: Dalla progressiva 0 alla progressiva 1000 del tratto italiano. – Boll. Soc. Geol. Ital., 84, 27–36, Rom 1965.
- FRANCAVILLA, F.: Spore nel Flysch Hochwipfel. Giorn. Geol. Bologna, Ser. 2, 33, 493–526, Bologna 1966.

FRECH, F.: Die Karnischen Alpen. - 514 S., Halle 1884.

- FÜCHTBAUER, H. & RICHTER, D. K.: Merkmale und Genese von Breccien im Mesozoikum von Hydra (Griechenland). – Z. dt. geol. Ges., 132, 451–501, Hannover 1981.
- GAERTNER, H. R. v.: Geologie der Zentralkarnischen Alpen. Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., **102**, 113–199, Wien 1931.
- HEGER, B.: Geologische Kartierung des Cellon-Sattels östlich des Passo di Monte Croce Carnico im Gebiet Pizzo di Timau-Crete del Mezzodi (Karnische Alpen/Italien). – 46 S., unveröff. Dipl.-Kart., Inst. f. Angew. Geol., Freie Univ. Berlin 1986.
- HERITSCH, F.: Die Karnischen Alpen. Monographie einer Gebirgsgruppe der Ostalpen mit alpinem und variszischem Bau. – 205 S., Graz 1936.

- KERN, M.: Geologische Kartierung des Cellon-Sattels östlich des Passo di Monte Croce Carnico im Gebiet des Pal Piccolo – Pal Grande. Vererzung und Geochemie der Gesteine an der Grenze Devon/Karbon im Gebiet des Pal Piccolo – Pal Grande und Pizzo di Timau (Karnische Alpen/Italien). – 91 S., unveröff. Dipl.-Arb., Inst. f. Angew. Geol., Freie Univ. Berlin 1985.
- KOPPEL, V. & SCHROLL, E.: Pb-isotope evidence for the origin of lead in strata-bound Pb-Zn deposits in Triassic carbonates of the Eastern and Southern Alps. – Mineral. Deposita, 23, 96–103, Berlin – Heidelberg – New York 1988.
- MÖLLER, P.: Development and Application of the Ga/Ge-Geothermometer for Sphalerite from Sediment-hosted Deposits.
 Monograph Series on Mineral Deposits, 25, 15–30, Berlin
 Stuttgart 1985.
- MÖLLER, P., BRIGO, L., GERMANN, K. & SCHNEIDER, H. J. (Hrsg.): Lithogeochemical proximity indicators for strata-bound base metal deposits. – XII+98 S., unveröff. Endbericht zum EG-Projekt Nr. MSM-008-D (B), Brüssel – Luxemburg 1986.
- PÖLSER, P.: Geologie des Plöckentunnels der Ölleitung Triest – Ingolstadt (Karnische Alpen, Österreich/Italien). – Carinthia II, 77, 37–58, Klagenfurt 1967.
- RAMDOHR, P.: Die Erzmineralien und ihre Verwachsungen. -1277 S., Berlin (Akademie Verlag) 1975.
- SCHÖNLAUB, H. P.: Das Paläozoikum in Österreich. Abh. Geol. B.-A., 33, Wien 1979.

SELLI, R.: Schema geologico delle Alpi Carniche e Giuli Occidentale. – Giorn. Geol. Bologna, **30**, 1–121, Bologna 1963.

- SPALLETTA, L., VAI, G. B. & VENTURINI, C.: Controllo ambientale e stratigrafico delle mineralizzioni in calcari Devono-Dinantiani delle Alpi Carniche. – Mem. Soc. Geol. Ital., 22, 101–110, Rom 1981.
- WEDEPOHL, K. H.: Handbook of Geochemistry. Vol. II, Berlin - Heidelberg - New York (Springer) 1978.

Neuergebnisse aus dem Paläozoikum der Ost- und Südalpen				Redaktion: Hans Peter Schönlaub & Albert Daurer			
Jb. Geol. BA.	ISSN 0016-7800	Band 135	Heft 1	S . 233–260	Wien, März 1992		

Rugose Korallenfaunen des Mittel- und Ober-Devons der zentralen Karnischen Alpen

VON PETRA OEKENTORP-KÜSTER & KLEMENS OEKENTORP*)

Mit 3 Abbildungen, 1 Tabelle und 8 Tafeln

Österreichische Karle 1 : 50.000 Blatt 197 Kärnten Karnische Alpen Devon Rugosa Stratigraphie Systematik Mikrostrukturen

Inhalt

	Zusammenfassung	. 233
	Abstract	. 233
1.	Einführung	. 234
2.	Beschreibung der Fundpunkte	. 235
	2.1. Hohe Warte	. 235
	2.2. Kellerwände	. 235
	2.3. Kollinkofel	. 236
3.	Beschreibung der rugosen Korallenfauna	. 236
	3.1. Familie Spongophyllidae Dybowski, 1873	. 236
	3.1.1. Unterfamilie Spongophyllinae Dybowski, 1873	. 236
	3.1.2. Unterfamilie Ptenophyllinae WEDEKIND, 1923	. 237
	3.2. Familie Stringophyllidae WEDEKIND, 1922	. 238
	3.3. Familie Cyathophyllidae DANA, 1846	. 239
	3.3.1. Unterfamilie Zaphrentinae MILNE-EDWARDS & HAIME, 1850	. 239
	3.4. Familie Phillipsastreidae ROEMER, 1883	. 240
4.	Erhaltung und diagenetische Mikrostrukturveränderungen	. 240
5.	Stratigraphische Verwertbarkeit der Rugosa sowie ein Vergleich mit Faunen anderer Devongebiete	. 243
	5.1. Špongophyllinae Dybowski, 1873	. 243
	5.2. Ptenophyllinae WEDEKIND, 1923	. 243
	5.3. Zaphrentinae MILNE-EDWARDS & HAIME, 1850	. 244
	5.4. Phillipsastreidae ROEMER, 1883	. 244
	Dank	. 244
	Literatur	. 260

Zusammenfassung

Aus den mächtigen Flachwasserablagerungen im Gipfelbereich des Kellerwand-Hohe Warte-Zuges (zentrale Karnische Alpen) wird eine rugose Korallenfauna beschrieben, und nachfolgend ihre stratigraphische Verwertbarkeit vor allem im Hinblick auf die Grenzziehung Mittel/Oberdevon diskutiert. Die systematischen Untersuchungen erfolgten unter besonderer Berücksichtigung der diagenetischen Mikrostrukturveränderungen des Korallenskelettes, denen ein gesondertes Kapitel gewidmet ist.

Rugose Coral Faunas of Middle and Upper Devonian Age of the Central Carnic Alps

Abstract

A rugose coral fauna is described from thick shallow-water deposits on top of the Kellerwand – Hohe Warte area (central Carnic Alps). Its stratigraphic use is discussed with respect to the Middle/Upper Devonian boundary. The systematic studies were made with special regard to diagenetic transformations in the microstructure of the coral skeleton which are subject to a separate chapter.

^{*)} Anschrift der Verfasser: Dipl.-Geol. PETRA OEKENTORP-KÜSTER, Priv.-Doz. Dr. KLEMENS OEKENTORP, Geologisch-Paläontologisches Institut der Universität Münster, Forschungsstelle für Korallenpaläozoologie, Pferdegasse 3, D-4400 Münster.

1. Einführung

Die vorliegende Arbeit stellt die Ergebnisse eines mit Unterstützung der Deutschen Forschungsgemeinschaft in den Jahren 1986–1988 in den zentralen Karnischen Alpen durchgeführten Forschungsprojektes dar.

Der Schwerpunkt der Untersuchungen lag zunächst in der Bestandsaufnahme und systematischen Bearbeitung der rugosen Korallenfauna. Zwecks Materialbeschaffung wurde im August/September 1986 eine Sammelexkursion in den zentralen Karnischen Alpen durchgeführt. Die Sammelaktivitäten konzentrierten sich dabei zunächst auf die Riffkalke an der Südseite der Hohen Warte (vgl. Kap. 2.1). Als hilfreich bei der Orientierung im Gelände erwies sich die von S. POHLER (1982) u.a. in diesem Gebiet durchgeführte petrofazielle Gliederung der Flachwasserkarbonate. Das hier gesammelte Material konnte später durch Proben ergänzt werden, die L. KREUTZER bei seiner Profilaufnahme an der Nordwand der Hohen Warte genommen hat.

Das vom Gipfelbereich der Kellerwände vorliegende Material wurde ebenfalls von L. KREUTZER zur Verfügung gestellt (vgl. Kap. 2.2), der im Rahmen eines parallel laufenden Projektes unter der Leitung von Professor G. FLAJS, Aachen, mikrofazielle und conodontenstratigraphische Untersuchungen im Gebiet zwischen Seewarte und Cellon durchführte.

Weiteres reichhaltiges Korallenmaterial konnte darüber hinaus aus einer Schutthalde am Fuß des Kollinkofels (Südseite) gewonnen werden (vgl. Kap. 3).

Ergänzendes Material aus dem Bereich des Dolinenfeldes (Hohe Warte) stellte Dr. B. MISTIAEN, Lille, zur Verfügung. Des gleichen wurde eine bereits im Jahre 1966 mit Mitteln der Deutschen Forschungsgemeinschaft unter der Führung von Professor A. von SCHOUP-PÉ, Münster, durchgeführte Aufsammlung rugoser und tabulater Korallen berücksichtigt.

In den folgenden Kapiteln werden die Ergebnisse der systematischen und mikrostrukturellen Untersuchungen, die darauf basierenden Faunenvergleiche mit anderen Devongebieten sowie die biostratigraphische Verwertbarkeit der bestimmten Korallenfauna zusammenfassend dargestellt. Die Lage des Arbeitsgebietes und der Fundpunkte veranschaulicht Abb. 1.

Das Belegmaterial zu dieser Arbeit wird unter der Sammlungsnummer B2.423/... an der Forschungsstelle für Korallenpaläozoologie der Westfälischen Wilhelms-Universität, Münster, aufbewahrt.



Abb. 1.

Lage des Arbeitsgebietes in den zentralen Karnischen Alpen.

1 = Hohe Warte; 2 = Kellerwände; 3 = Kollinkofel.

A = Österreich; D = Bundesrepublik Deutschland, I = Italien; KA = Karnische Alpen; Gr = Graz; Ins = Innsbruck; Mai = Mailand; Mü = München; Stg = Stuttgart; Ven = Venedig; W = Wien.

Aus KÜSTER (1987), leicht verändert.

2. Beschreibung der Fundpunkte

2.1. Hohe Warte

Auf der Südseite der Hohen Warte stehen am Ausgang des Dolinenfeldes bis zum Gipfel hell- bis dunkelgraue, massive Riffkalke an, die überwiegend Stromatoporen, örtlich jedoch auch gehäuft Korallen führen. Korallenreiche Gesteine fanden sich östlich des Kriegsweges an zwei Punkten anstehend sowie in bis zu 40 m³ großen Geröllblöcken. Im Lesesteinmaterial waren Korallen dagegen recht selten. Das an diesen Fundpunkten geborgene Material konnte durch korallenhaltige Proben ergänzt werden, die L. KREUTZER, Aachen, bei seiner Profilaufnahme an der Nordwand der Hohen Warte gewonnen hat. Nicht selten waren Korallen auf glatten Flächen angeschliffen, konnten aber aus dem massiven Gestein nicht geborgen werden. Sie wurden dann - soweit möglich - mit Hilfe einer Lupe direkt im Gelände bestimmt. So z.B. Acanthophyllum sp., Dendrostella sp. oder Disphyllum sp., deren Schnitte so charakteristisch sind, daß zumindest eine Gattungszuordnung auch ohne Dünnschliff möglich ist.

Kennzeichnendes Faunenelement im Bereich der Hohen Warte ist die dendroide Rugose *Dendrostella trigemme* (QUENSTEDT), die den weitaus größten Teil der bestimmbaren Korallenfauna ausmacht. Etwas weniger häufig ist die *Dendrostella* nahe verwandte Gattung *Battersbyia* MILNE-EDWARDS & HAIME vertreten. Des weiteren finden sich Bruchstücke von *Disphyllum* sp., *Stringophyllum* sp. A sowie *Acanthophyllum concavum* und *A.* sp. Die Erhaltung der Korallen ist z.T. sehr schlecht; infolge tektonischer Überprägung sind sie ausgewalzt und so stark umkristallisiert, daß keine internen Strukturen mehr erkennbar sind (vgl. Taf. 1, Fig. 1,2).

Neben der systematischen Bestandsaufnahme sollte mit Hilfe der rugosen Korallenfauna die stratigraphische Reichweite der Riffkalke in diesem Bereich geklärt werden. So glaubte POHLER (1982: 33), mit *Amphipora rudis* LECOMPTE einen Hinweis auf oberdevonische Anteile gefunden zu haben, weist aber gleichzeitig darauf hin, daß diese weltweit aus dem Frasnium bekannte Stromatopore in Belgien und im Sauerland auch in givetischen Ablagerungen nachgewiesen ist. Darüber hinaus sollten vereinzelt gefundene Kolonien der erst ab dem Frasnium auftretenden Gattung *Phillipsastrea* d'ORBIGNY, 1849 ein oberdevonisches Alter belegen.

Die Aufarbeitung der aus dem Gebiet der Hohen Warte vorliegenden Korallenproben erbrachte im Gegensatz dazu jedoch keine oberdevonischen Gattungen bzw. Arten. Vielmehr bilden die o.a. Formen eine typische givetische Faunenassoziation. So ist die in der gesamten Abfolge häufige Dendrostella trigemme weltweit im Givetium verbreitet und ein charakteristisches Faunenelement. Gleiches läßt sich über die mit Dendrostella vergesellschafteten Gattungen Battersbyia und Stringophyllum sagen. Um dieses Ergebnis weiter abzusichern, wurden auch die in den Proben vorhandenen tabulaten Korallen mit berücksichtigt. Neben Thamnopora-, Syringopora- und Alveolites-Arten, die sowohl im Givetium als auch im Frasnium vorkommen können und daher diesbezüglich keine Aussage zulassen, fanden sich einige gut erhaltene Exemplare von Favosites sp., deren Arten zwar noch im oberen Givetium, jedoch nicht mehr im Frasnium nachgewiesen sind. Das von POHLER (1982: 33) erwähnte Vorkommen von Phillipsastrea-Kolonien innerhalb der Amphiporen-Kalke konnte bei eigenen Geländearbeiten in diesem Profilabschnitt nicht bestätigt werden.

Abschließend ist festzuhalten, daß die oben geschilderte Faunenzusammensetzung, die sich auch im Gipfelbereich der Hohen Warte nicht ändert, klar ein givetisches Alter der Riffkalke in diesem Profilabschnitt belegt.

2.2. Kellerwände

Im Gipfelbereich der östlich an die Hohe Warte anschließenden Kellerwände stehen Kalke an, die mikrofaziell als baffle- bzw. framestones anzusprechen sind. Gesteinsbildend treten in erster Linie Stromatoporen auf, örtlich können jedoch auch rugose und tabulate Korallen vertreten sein.

Tabelle 1.

Übersicht über die stratigraphische Verbreitung und Fundpunkte der im Arbeitsgebiet nachgewiesenen Gattungen und Arten. G = Givetium; G/F = Grenzbereich Givetium/Frasnium; F = Frasnium.

		G	G/F	F	Hohe Warte	Kellerwände	Kollinkofel
	Dendrostella trigemme				+	+	
Spongopnyllinae	Battersbyia sp.	<	-		+	+	
	Acanthophyllum concavum			>	+		+
Ptenophyllinae	Acanthophyllum sp.	•	_		+		+
	Grypophyllum sp.		>		+	+	+
Stringophyllidae	Stringophyllum sp. A		-		+	+	
Disphyllidae	Disphyllum sp.				+	+	+
Cyathophyllinae	?Cyathophyllum sp.		-			+	
	Alaiophyllum jarushevskyi					+	
	Alaiophyllum wirbelauense						+
Zaphrentinae	Alaiophyllum sp.			>			+
	Temnophyllum cf. latum					+	+
	Scruttonia julli						+
Phillipsastreidae	Pexiphyllum sp.			-		[+
	Thamnophyllum cf. caespitosum		_				+

Das aus diesem Gebiet (i.e. von W nach E: Kellerwarte, Kellerspitzen und Kellergrat) vorliegende Fossilmaterial ist fast durchweg sehr schlecht erhalten, bedingt durch starke tektonische Beanspruchung der Gesteine und damit einhergehender Umkristallisation der Strukturen. So waren nur ca. 10 % der korallenhaltigen Proben näher bestimmbar, in den meisten Fällen allerdings nicht über die Gattungsebene hinaus.

Die Auswertung der bestimmbaren Korallen ergab eine Faunenzusammensetzung, die auf ein givetisches Alter der Riffkalke im Bereich der Kellerwände schlie-Ben läßt. Es sind dies neben der typischen Dendrostella trigemme (vgl. Kap. 2.1) vor allem Grypophyllum sp., Stringophyllum sp. A sowie Vertreter des Formenkreises Temnophyllum – Alaiophyllum. Einen zusätzlichen Altershinweis liefert wiederum Favosites sp. (vgl. Kap. 2.1).

Eine vollständige Auflistung der nachgewiesenen Gattungen und Arten zeigt Tabelle 1.

2.3. Kollinkofel

Korallenproben aus dem Anstehenden des Kollinkofels konnten aufgrund der sehr schwierigen Geländeverhältnisse (vgl. KREUTZER, 1989: 77) nicht gewonnen werden. Auf der Südseite des Kollinkofels wurde jedoch im Schutt reichlich korallenhaltiges Material gesammelt. Mit Hilfe der Mikrofaziesanalyse des die Korallen umgebenden Gesteins konnten die einzelnen Proben dann in das von KREUTZER (1986 und 1990) beschriebene Profil des Kollinkofels eingeordnet werden.

Es ließen sich im wesentlichen zwei Mikrofaziestypen unterscheiden:

1) Bioklastische grainstones

Den Hauptanteil der Bioklasten stellen Echinodermenreste, ferner Bruchstücke rugoser und tabulater Korallen, Stromatoporen, Schalenreste von Muscheln und Brachiopoden sowie Ostrakoden (einund doppelklappig). Pellets können lagenweise oder in Nestern angereichert sein. In einigen Schliffen fand sich das Mikroproblematikum *Renalcis turbitus* WRAY. Die Komponenten und Biogene dieses Faziestyps sind durchweg sparitisch gebunden. Der überwiegende Teil der Bioklasten weist Mikritrinden auf. Die Außenwände der Riffbildner sind häufig angelöst und von Stylolithensäumen umgeben.

Dieser MF-Typ entspricht weitgehend den Rindenkornkalken (= MF-Typ 2 bei KREUTZER, 1990: 280).

2) Framestones

Als "framestones" werden Proben mit der kolonialen Rugose *Scruttonia julli* (PEDDER) zusammengefaßt, die am Kollinkofel wesentlich am Aufbau der Riffe beteiligt zu sein scheint. Die Proben entstammen vermutlich einem Niveau im stratigraphisch Hangenden der Rindenkornkalke, den sog. "*Phillipsastrea*-Kalken" (vgl. dazu KÜSTER, 1987: 36).

Die Auswertung der Korallenproben ergab sowohl givetische als auch frasnische Faunenelemente. Eine detaillierte Auflistung ist Tabelle 1 zu entnehmen. Ausführungen zur biostratigraphischen Verwertbarkeit der Korallenfauna finden sich in Kapitel 5.

3. Beschreibung der rugosen Korallenfauna

Im nachfolgenden Kapitel werden die wichtigsten Formen aus der rugosen Korallenfauna des Arbeitsgebietes beschrieben.

3.1. Familie Spongophyllidae Dybowski, 1873 [sensu Birenheide, 1978: 122]

3.1.1. Unterfamilie Spongophyllinae Dyвowsкı, 1873

Bemerkungen: Die Zugehörigkeit der nachfolgend beschriebenen Gattungen Dendrostella GLINSKI, 1957 und Battersbyia MILNE-EDWARDS & HAIME, 1851 zu den Spongophyllinae der Familie Spongophyllidae ist nicht gesichert. Im Gegensatz zu BIRENHEIDE (1978) stellt HILL in TEICHERT (1981) Dendrostella in die Familie Stauriidae (: F135), Fasciphyllum (= Battersbyia; s.u.) hingegen in die Familie Fasciphyllidae (: F246). Dazu bemerkt BIRENHEIDE (1985: 222): "Ich weise darauf hin, daß zwischen den Gattungen Dendrostella und Battersbyia MILNE-EDWARDS & HAIME 1951 bzw. Fasciphyllum SCHLÜTER 1885 Übergangsformen vorkommen; solche sind schon in den Längsschnitten von GLINSKI 1957: Abb. 7b, 11a-b wiedergegeben. [...] Der Unterschied zwischen den genannten Gattungen besteht lediglich im Fehlen oder Vorhandensein von Dissepimentalblasen; Septenbau und -Anordnung hingegen sind prinzipiell stets gleich. Es ist deshalb nicht einzusehen, weshalb HILL in TEICHERT 1981 einerseits Dendrostella bei den Stauriina, Fam. Stauriidae (: 135) und andererseits Fasciphyllum (: 246; = Battersbyia) bei den Ptenophyllina, Fam. Fasciphyllidae erscheinen läßt." Beim vorliegenden Material sind aufgrund starker Umkristallisationen Strukturen im Längsschliff meist nur unzureichend zu beobachten. Im Querschliff stimmen die Vertreter beider Gattungen bzgl. ihres inneren Baus jedoch so gut überein, daß wir hier dem Vorgehen von BIRENHEIDE (1978) folgen möchten.

Gattung Dendrostella GLINSKI, 1957 [ex Favistella (Dendrostella) GLINSKI, 1957 durch PEDDER, 1964]

- Typus-Art (kraft ursprünglicher Festlegung durch GLINSKI, 1957): Cyathophyllum rhenanum FRECH, 1886 [= Cyathophyllum caespitosum trigemme QUENSTEDT, 1879].
- Diagnose (Originaldiagnose aus GLINSKI, 1957: 87, der *Dendrostella* als Untergattung von *Favistella* DANA, 1846 auffaßt): "Dendroide und phaceloide *Favistella*-Arten. Coralliten mit dicker, zweizoniger Epithek. Septalapparat durch Richtsepten ausgezeichnet. Tabulae vollkommen. Vermehrung durch Tabularknospung." Ergänzung aus der Diagnose von *Favistella* (GLINSKI, 1957: 86): "Keine Dissepimente."
- Vorkommen: Mittel-Devon des Nordkontinents; weltweit.

Dendrostella trigemme (QUENSTEDT, 1879)

[= Cyathophyllum rhenanum FRECH, 1886] (Taf. 1, Fig. 4)

- Lectotypus (kraft nachträglicher Festlegung durch H. FLÜGEL, 1959): Die in QUENSTEDT, 1879: Taf. 162, Fig. 5 abgebildete Koralle, Slg. QUENSTEDT, Geologisches Institut der Universität Tübingen. Bei H. FLÜGEL (1959: 114) ist infolge eines Druckfehlers "Taf. 182" angegeben.
- Locus typicus: Vermutlich givetische Massenkalke bei Bensberg (vgl. hierzu Erläuterungen von H. FLÜ-GEL, 1959: 114-115).
- Stratum typicum: Mittel-Devon, Givetium, vermutlich Schwelmer Kalk.
- Material: Zahlreiche Koloniebruchstücke aus den Riffkalken im Gipfelbereich der Hohen Warte und der Kellerwände.
- Diagnose (nach BIRENHEIDE, 1978: 123): Locker dendroide *Dendrostella*-Kolonien mit langzylindrischen Koralliten. Korallitendurchmesser $\emptyset = 7-8$ mm. SI bis zur Achse reichend, mittlere Anzahl 18. SII etwa ¹/₃ der Radiuslänge erreichend. Böden vollständig, mäßig bis leicht konkav, durchschnittlich 9–13 Böden/ cm Korallitenlänge.
- Beschreibung: Es liegen zahlreiche Reste herausgebrochener Koralliten sowie einige Bruchstücke dendroider Kolonien vor. Die Koralliten sind langzylindrisch mit Durchmessern zwischen 8-10 mm. Ihre Wände sind durch verbreiterte Septenansätze nach innen verdickt (vgl. dazu auch Kap. 4) und können bis zu 1,2 mm messen. Die Septen selbst sind verhältnismäßig dünn. Bei gut erhaltenen Exemplaren erreichen die SI fast die Achse, wobei das Hauptseptum deutlich als verlängertes "Richtseptum" hervortritt (s. Taf. 1, Fig. 3; Korallit rechts unten). Selten ist auch ein verlängertes Gegenseptum zu erkennen. Die SII erreichen etwa 1/2 der Länge der SI. Die durchschnittliche Septenzahl beträgt 18×2. Bödenschnitte sind im Querschnitt kaum zu beobachten. Im Längsschnitt dagegen erkennt man bei günstiger Erhaltung zahlreiche, dicht stehende, unregelmäßig bis leicht konkav entwickelte Böden. Dissepimente wurden nicht festgestellt. Koralliten mit der für diese Art typischen, namengebenden Dreierknospung konnten in keinem der vorliegenden Schliffe beobachtet werden.
- Bemerkungen: Das vorliegende Material entspricht bzgl. Durchmesser, durschnittlicher Septenzahl sowie internem Aufbau der Koralliten gut dem von QUEN-STEDT (1879: Taf. 162, Fig. 1–5) abgebildeten Stücken ebenso wie dem vom Senckenbergmuseum, Frankfurt/Main, entliehenen Hypotypoidmaterial von GLINS-KI (vgl. GLINSKI, 1957: Abb. 1–4).
- Vorkommen: Riffkalke im Gipfelbereich der Hohen Warte und der Kellerwände. – Mittel-Devon, Givetium, weltweit auf dem alten Nordkontinent.

Gattung *Battersbyia* MILNE-EDWARDS & HAIME, 1851 [= *Fasciphyllum* SCHLÜTER, 1885]

Typus-Art (kraft ursprünglicher Festlegung durch MILNE-EDWARDS & HAIME, 1851): *Battersbyia inaequalis* MILNE-EDWARDS & HAIME, 1851.

- Bemerkungen: GLINSKI (1957: 97) und BIRENHEIDE (1978: 125) halten Baltersbyia MILNE-EDWARDS & HAIME, 1851 und Fasciphyllum SCHLÜTER, 1885 für synonym. Auch HILL in TEICHERT (1981: F246) schließt eine Synonymität beider Gattungen nicht aus, weist aber darauf hin, daß das Originalmaterial zur Typus-Art von Baltersbyia, B. inaequalis, nur unzureichend bekannt ist (vgl. auch BIRENHEIDE, 1978: 126). Vermutlich sieht sie deshalb davon ab, Battersbyia als eigenständige Gattung aufzuführen.
- Diagnose (aus BIRENHEIDE, 1978): "Dendroide bis phaceloide Kolonien der Spongophyllinae mit kleinen bis sehr kleinen Koralliten mit überwiegend einfacher randlicher Kelchknospung (= Marginalknospung). Wände verdickt. Überwiegend lange Großsepten und sehr gering bis gut entwickelte Kleinsepten. Hauptseptum häufig als verlängertes bzw. verdicktes "Richtseptum" hervortretend. Mantelzone im Längsschnitt schwach bis mäßig entwickelt. Schlotzone mit überwiegend vollständigen axial konkaven Böden."
- Vorkommen: Unter- bis Mittel-Devon; Eurasien, Australien.

Battersbyia sp.

(Taf. 1, Fig. 3)

- Material: 2 Koloniebruchstücke Nr. B2.423/HW4 und B2.423/HW5.
- Beschreibung: Bruchstücke dendroider Kolonien, über deren äußere Merkmale wie Umriß, Gesamtgröße und Kelchform nichts bekannt ist.
 - Die langzylindrischen Koralliten sind mit Durchmessern von 2-3 mm sehr klein. Im Querschnitt lassen sich - ähnlich wie bei Dendrostella - deutlich die im Verhältnis zum Korallitendurchmesser stark verdickten Außenwände (bis ca. 1 mm) beobachten. Interne Skelettstrukturen sind aufgrund starker Rekristallisationen nur undeutlich zu erkennen. So konnte lediglich im Querschnitt eines Koralliten des Exemplares Nr. B2.423/HW4 die vollständige Anzahl der SI (= 15) ermittelt werden. In den übrigen Schnitten waren die Septen zu stark zerstückelt oder sogar aufgelöst, um sie genau auszählen zu können. Analoge Probleme ergaben sich bei der Analyse der Längsschnitte. Eine genaue Artbestimmung war daher nicht möglich. Bzgl. Korallitendurchmesser und Septenanzahl weisen die vorliegenden Exemplare allerdings eine gewisse Übereinstimmung mit Baltersbyia conglomerata auf, die ebenfalls Koralliten mit Durchmessern zwischen 2-3 mm oder mehr und eine durchschnittliche Anzahl der SI von 12-14 besitzt.
- Vorkommen: Riffkalke im Gipfelbereich der Hohen Warte.

3.1.2. Unterfamilie Ptenophyllinae WEDEKIND, 1923 [ex Ptenophyllidae WEDEKIND, 1923]

Gattung Acanthophyllum DYBOWSKI, 1873

Typus-Art (kraft nachträglicher Festlegung durch SCHLÜTER, 1889): *Cyathophyllum heterophyllum* MILNE-ED-WARDS & HAIME, 1851. Diagnose: Zylindrische Einzelkorallen der Ptenophyllinae mit Krempen- oder Trichterkelchen. Septen beider Ordnungen. SI dünn bis stark verdickt. Bis zur Achse reichend und nicht bis stark eingedreht. Tabularium verhältnismäßig schmal mit zahlreichen axial konkaven Tabellae. Dissepimentarium breit mit der Kelchform entsprechend angeordneten Septen.

Vorkommen: Unter- bis Mittel-Devon; weltweit.

Acanthophyllum concavum (WALTHER, 1928) (Taf. 2, Fig. 1a,b)

Holotypus: WALTHER, 1928: 114, Abb. 8.

- Locus typicus: Bergisches Land, Hofermühle, Steinbruch, MTB Kettwig r: 65 100, h: 86 500.
- Stratum typicum: Mittel-Devon, oberes Givetium, Schwelmer Kalk.
- Material: Sieben Exemplare, Nr. B2.423/HW6, B2.423/CC3, B2.423/CC25, B2.423/CC40, B2.423/ CC45, B2.423/CC54, B2.423/CC76.
- Diagnose: Acanthophyllum mit Trichterkelchen und leicht verdickter Außenwand. Septen häufig auch am Polyparrand verdickt. SI bis in den Axialraum reichend, wo sie eingedreht sein können. Mittlere Anzahl SI 35. SII etwa 1/2 der Radiuslänge erreichend.
- Beschreibung: Bruchstücke ± zylindrischer Polypare mit Durchmessern zwischen 21–25 mm. Die SI reichen bis in den Axialraum, wo sie mehr oder weniger stark eingedreht sind. Ihre Anzahl beträgt 31–33. Die SII sind vollständig entwickelt und erreichen bei gut erhaltenen Exemplaren etwa ½ der Radiuslänge. Peripher sind die Septen beider Ordnungen stark keilförmig verdickt, wodurch auch die Außenwand verbreitert erscheint.

Im Längsschnitt sind zahlreiche, kleine, \pm halbkugelige Dissepimente der Trichterkelchform entsprechend angeordnet. An der Grenze zum Tabularium stehen sie fast senkrecht und sind stellenweise stark ausgelängt. Auffallend sind die der Kelchform parallel und schräg nach innen oben angeordneten Trabekelfächer. Das verhältnismäßig schmale Tabularium besteht aus zahlreichen, dicht stehenden Tabellae.

Vorkommen: Givetische Rindenkornkalke der Hohen Warte und des Kollinkofels.

Gattung *Grypophyllum* WEDEKIND, 1922

- Typus-Art (kraft ursprünglicher Festlegung durch WE-DEKIND, 1922: 13): Grypophyllum denckmanni WEDEKIND, 1922.
- Diagnose: Zylindrische Ptenophyllinae mit flachen bis tiefen Trichterkelchen und \pm stark verbreiterter Epithek. Septen beider Ordnungen (SI und SII) überwiegend dünn. SI die Achse erreichend, SII fehlend bis sehr lang. Kleinsepten beiderseits des Gegenseptums \pm deutlich verlängert. Lonsdaloide Dissepimente selten bis häufig. Tabularium schmal mit flachen bis axial leicht konkaven Tabellae.

Vorkommen: Mittel-Devon; weltweit.

Grypophyllum sp. (Taf. 2, Fig. 2a,b)

- Material: Fünf Exemplare, Nr. B2.423/CC14, B2.423/ CC28, B2.423/CC86, B2.423/HW3, B2.423/KS14.
- Beschreibung: Bruchstücke subzylindrischer Polypare, die mit einem Durchmesser von 12–13 mm für die Gattung relativ klein sind. Die Epithek ist mäßig bis stark verbreitert (0,5–2,0 mm). Kelche sind nicht erhalten. Die Anordnung der Dissepimente im Längsschnitt läßt jedoch auf eine steile Trichterkelchform schließen. Die 24–26 SI sind überwiegend vollständig ausgebildet und lassen einen Axialraum von max. 1,0 mm frei. Gelegentlich setzen sie jedoch auch an lonsdaloiden Dissepimenten an. Die SII erreichen maximal ½ der Länge der SI. Die Kleinsepten beiderseits des Gegenseptums sind deutlich verlängert. Auffallend ist in manchen Schliffbereichen eine z.T. starke Wellung vor allem der Großsepten.

Das Dissepimentarium besteht aus 3–5 Reihen steil stehender, vertikal ausgelängter Dissepimente. Das 4–5 mm breite Tabularium setzt sich aus zahlreichen dicht stehenden, axial leicht konkaven Tabellae zusammen.

Vorkommen: Rindenkornkalke im Bereich der Hohen Warte, der Kellerspitzen und des Kollinkofel.

3.2. Familie Stringophyllidae WEDEKIND, 1922 [ex Stringophyllinae WEDEKIND, 1922 durch WEDEKIND, 1925]

Gattung *Stringophyllum* WEDEKIND, 1922

- Typus-Art (kraft nachträglicher Festlegung durch WE-DEKIND, 1925: 64): Stringophyllum normale WEDEKIND, 1922 = Endophyllum acanthicum FRECH, 1885.
- Diagnose: Zylindrische Einzelkorallen der Stringophyllidae mit Trichterkelchen. Septen meist nur einer Ordnung vollständig, Kleinsepten häufig ± stark in Einzeltrabekel aufgelöst bzw. zurückgebildet. Bilaterale Anordnung der Septen mäßig ausgeprägt. Dissepimentarium gut entwickelt mit Ionsdaloiden Dissepimenten in unterschiedlicher Häufigkeit. Tabularium mit zahlreichen eng stehenden, axial z.T. stark konkav eingesenkten vollständigen Böden.

Vorkommen: Gesamtes Mittel-Devon; weltweit.

Stringophyllum sp. A (Taf. 3, Fig. 1-3)

Material: 5 Exemplare Nr. B2.423/HW1, B2.423/ HW2, B2.423/KS2, B2.423/KS7, B2.423/KS13.

Beschreibung: Verhältnismäßig kleine subzylindrische Polypare mit einem Durchmesser von 14–15 mm. Die Großsepten sind peripher stark verdickt, werden axial dünner und lösen sich dort in isolierte Trabekeln auf. Mitunter setzen sie an großen lonsdaloiden Dissepimentalblasen an. Ihre Anzahl beträgt 32–36. Die Kleinsepten sind mehr oder weniger stark aufgelöst und können dort, wo sie relativ vollständig sind, ½ der Länge der SI erreichen. Im Längsschnitt nimmt das Tabularium etwa ¹/₃ des Radius ein und besteht aus dünnen, dicht stehenden, subhorizontalen bis axial leicht konkaven Böden. Das Dissepimentarium besteht aus ca. 5 Reihen vertikal z.T. stark ausgelängter Dissepimente, die einer Trichterkelchform entsprechend angeordnet sind.

- Bemerkungen: *Stringophyllum* sp. A unterscheidet sich von anderen Stringophyllum-Arten durch die kräftigen, axial in isolierte Trabekeln aufgelösten SI, die im Vergleich zu anderen Stringophyllum-Arten relativ vollständigen SII und das im Verhältnis zum Radius schmalere Tabularium. Querschnitte der karnischen Form weisen hinsichtlich des Septenbaus eine gewisse Ähnlichkeit mit Solipetra vietnamica FONTAINE, 1961, einer bisher nur wenig bekannten Art aus dem Mitteldevon Asiens (Viet Nam-Yunnan), auf. Da deren Zuordnung jedoch nicht sicher ist (vgl. BIRENHEIDE, 1978: 152; HILL in TEICHERT, 1981: F250) und das in Saigon aufbewahrte Vergleichsmaterial nicht einsehbar war, wurden die karnischen Exemplare zunächst unter der Bezeichnung "Stringophyllum sp. A" zusammengefaßt.
- Vorkommen: Givetische Rindenkornkalke im Bereich der Hohen Warte und der Kellerspitzen.

3.3. Familie Cyathophyllidae DANA, 1846

3.3.1. Unterfamilie Zaphrentinae MILNE-EDWARDS & HAIME, 1850

Gattung Alaiophyllum GORJANOV, 1961

- Typus-Art (kraft ursprünglicher Festlegung durch GORJANOV, 1961): *Alaiophyllum jarushevskyi* GORJANOV, 1961.
- Diagnose: Phaceloide Kolonien der Zaphrentinae. Septen beider Ordnungen gedrungen, keilförmig, peripher miteinander verschmelzend und so eine ± breite, deutlich abgesetzte Stereozone bildend. Nie die Achse erreichend. Böden vollständig oder unvollständig, horizontal bis leicht konvex oder konkav, peripher und axial mit zahlreichen zusätzlichen Tabellae. Dissepimentarium mit max. 2 Reihen blasenförmiger Dissepimente, meist in septaler Stereozone unterdrückt.
- Bemerkungen: Die Eigenständigkeit von Alaiophyllum gegenüber Temnophyllum WALTHER, 1928 ist nicht gesichert (vgl. BIRENHEIDE, 1985: 239). Ebenso wie im Belegmaterial zu WALTHER, 1928 befinden sich auch im karnischen Material Formen, die Gattungsmerkmale beider Taxa aufweisen, i.e. kurze Septen und breites Tabularium bei Alaiophyllym bzw. bis in den Axialraum reichende SI und enges Tabularium bei Temnophyllum.
- Vorkommen: Mittel-Devon, Givetium, bis tiefes Oberdevon; Eurasien, N-Amerika (NW-Gebiete).

Alaiophyllum jarushevskyi GORJANOV, 1961 (Taf. 3, Fig. 4a,b)

Holotypus: GORJANOV, 1961: Taf. 8, Fig. 1a-b (= Exemplar Nr. 755/1, Leningrad). Locus typicus: S-Fergana, Boordy-Gebirgszug.

Stratum typicum: Mittel-Devon, Givetium.

Material: 1 Korallitenbruchstück Nr. B2.423/KG1.

- Diagnose: Langzylindrische Koralliten mit Trichterkelchen und quergerunzelter Epithek. Septale Stereozone 2–3 mm. Korallitendurchmesser 13–15 mm. Septen beider Ordnungen, Anzahl SI 23–25. SII häufig nicht über den Innenrand der Wand hinausragend. Tabularium breit mit 24–29 Böden/cm Korallitenlänge.
- Beschreibung: Es liegt ein 2,5 cm langes zylindrisches, im Querschnitt leicht ovales Korallitenbruchstück mit einem Durchmesser von 15,0 mm vor. Die 25 SI sind an der Basis keilförmig verdickt, werden außerhalb der bis zu 3 mm messenden septalen Stereozone fadenförmig dünn und nehmen etwa 1/2 der Radiuslänge ein. Die SII reichen kaum über den Innenrand der trabekulär kräftig verdickten Wand hinaus. Im Längsschnitt fällt das breite Tabularium mit umgekehrt tellerförmigen Böden sowie zahlreichen zusätzlichen, blasenförmigen Tabellae auf. Dissepimental-Bildungen sind fast vollständig durch die breiten Trabekeln der Septenansätze unterdrückt. Hin und wieder lassen sich jedoch 1–2 Reihen globoser Dissepimente beobachten.

Vorkommen: Kellergrat.

Alaiophyllum wirbelauense (PICKETT, 1967) (Taf. 4, Fig. 2a,b)

- Holotypus: PICKETT, 1967: 48, Abb. 12; Taf. 6, ⁻ Fig. 25 (Exemplar Nr. SMF 18823, Senckenbergmuseum, Frankfurt/Main).
- Locus typicus: Gemeinde-Steinbruch Wirbelau bei Weilburg/Lahn, Deutschland.
- Stratum typicum: Iberger Kalk, Unter-Frasnium.
- Material: 3 Exemplare Nr. B2.423/CC19, B2.463/ CC26, B2.423/CC89.
- Diagnose (nach PICKETT, 1967:47): Vergleichsweise kleine *Alaiophyllum*-Art mit kurzen, verdickten Septen und einem aus einer einzigen Reihe Dissepimenten bestehenden Dissepimentarium.
- Beschreibung: Die vorliegenden Bruchstücke sind schlank zylindrisch und weisen einen durchschnittlichen Durchmesser von 8 mm (max. 10 mm) auf. Die SI sind keilförmig verdickt und kurz, ihre mittlere Anzahl beträgt 24. Die SII ragen kaum mehr als Dornen über den Innenrand der septalen Stereozone hinaus. Das Tabularium besteht aus regelmäßig ausgebildeten, umgekehrt tellerförmigen Böden. Die Tendenz zur Bildung zusätzlicher Tabellae ist vergleichsweise gering.
- Vorkommen: Rindenkornkalke des Kollinkofels.

Gattung Temnophyllum GLINSKI, 1957

- Typus-Art (kraft nachträglicher Festlegung durch LANG, SMITH & THOMAS, 1940): *Temnophyllum latum* WALTHER, 1928.
- Diagnose: Überwiegend subzylindrische kleine bis mittelgroße Solitärkorallen der Zaphrentinae mit

Trichterkelchen. Keine Fossula-Andeutung, aber nicht selten verkürztes Hauptseptum. Septen randlich trabekulär verbreitert, so daß die einander berührenden Septenflanken eine Wandverdickung bilden. Randlicher Teil des Dissepimentariums aus blasenförmigen Tabellae im Längsschnitt.

- Bemerkungen: Siehe Beziehungen zu Alaiophyllum GORJANOV.
- Vorkommen: Mittel-Devon, Givetium, bis tiefes Ober-Devon; Eurasien, N-Amerika (NW-Gebiete).

Temnophyllum cf. latum Walther, 1928

- Material: 17 Exemplare Nr. B3.423/CC1, B2.423/ CC3-2, B2.423/CC5, B2.423/CC6, B2.423/CC7, B2.423/CC9, B2.423/CC15, B2.423/CC22, B2.423/ CC23, B2.423/CC31, B2.423/CC32, B2.423/CC55, B2.423/CC75-1+2, B2.423/CC77, B2.423/KS5, B2.423/KG2.
- Beschreibung: Es liegen zahlreiche subzylindrische Polypare mit Durchmessern zwischen 10-12 mm vor. Bei gut erhaltenen Exemplaren erkennt man im Querschnitt deutlich die durch keilförmig verbreiterte Septenflanken verdickte Wand, die jedoch nicht immer vollständig ausgebildet zu sein scheint. Die Großsepten sind lang, werden zur Achse hin fadenförmig dünn und können leicht eingedreht sein. Maximal lassen sie einen Axialraum von 2,3 mm frei. Ihre mittlere Anzahl beträgt 26. Die SII ragen kaum über die septale Stereozone nach innen. Im Längsschnitt erkennt man in günstigen Schnittlagen 3-4 Reihen globoser Dissepimente, die der Trichterkelchform entsprechend angeordnet sind. Häufig werden die Dissepimental-Lamellen jedoch durch die fast waagerecht stehenden septalen Trabekeln verdrängt. Das Tabularium ist zweizonig mit ± umgekehrt tellerförmigen Böden im Zentralteil, die an der Grenze zum Dissepimentarium in blasenartige Tabellae übergehen.
- Vorkommen: Rindenkornkalke des Ober-Givetiums der Kellerwände und des Kollinkofels.

3.4 Familie Phillipsastreidae ROEMER, 1883 [emend. HILL, 1954]

Gattung Pexiphyllum WALTHER, 1928

- Typus-Art (kraft nachträglicher Festlegung durch LANG, SMITH & THOMAS, 1940): *Pexiphyllum rectum* WAL-THER, 1928.
- Diagnose: Überwiegend subzylindrische Einzelkorallen der Phillipsastreidae mit nur gering entwickeltem Septenkragen (= Ort der Hufeisenlamellen-Ringzone) im Kelch. Septen vor allem im randlichen Querschnittbereich mäßig bis stark trabekulär verdickt und die Hufeisenlamellen verdrängend. Hufeisenlamellen-Ringzone im Längsschnitt von zusätzlichen blasenförmigen Dissepimentallamellen umgeben.
- Vorkommen: Mittel-Devon, Ober-Givetium, bis Ober-Devon, Frasnium; Eurasien.

Pexiphyllum sp.

(Taf. 4, Fig. 1a,b)

- Material: 2 Exemplare Nr. B2.423/CC39, B2.423/ CC68.
- Beschreibung: Es liegen zwei subzylindrische Polyparstücke vor, deren Kelch nicht erhalten ist. Die Au-Benwand ist nur teilweise erhalten und erscheint im Querschnitt dünn. Der Durchmesser beträgt ca. 14 mm. Die SI sind peripher nur mäßig verdickt und werden im Axialbereich fadenförmig dünn, was aber nur noch selten zu beobachten ist. Bei den übrigen Septen, die allgemein stark angelöst sind, wurden die feinen axialen Abschnitte infolge diagenetischer Prozesse vollkommen weggelöst. Die SII sind deutlich kürzer als die SI und scheinen nach innen nicht über den Bereich des Dissepimentariums hinauszuragen. Schnitte von Dissepimental-Lamellen zwischen den Septen sind wegen der starken Rekristallisationserscheinungen nicht mehr erkennbar. Im Längsschnitt erkennt man deutlich die Hufeisenlamellen, die z.T. von den typischen Trabekelfächern überdeckt werden. Das Tabularium besteht aus ± horizontalen Böden. Die Grenze zum Dissepimentarium ist aufgrund der diagenetischen Veränderungen verwischt.

Vorkommen: Rindenkornkalke des Kollinkofels.

4. Erhaltung und diagenetische Mikrostrukturveränderungen

Die Erhaltung der untersuchten Korallen ist makround mikrostrukturell geprägt durch die Fazies des Gesteins, d.h. ihre Einbettung in reinen Riffkalken. Dementsprechend sind sie weitgehend diagenetisch beansprucht, d.h. durch frühdiagenetische Zementbildungen, durch Rekristallisationen in der Art von Kornvergröberungen (aggrading neomorphism) und schließlich insbesondere durch eine spätdiagenetische Sparitisierung. Zusätzlich finden sich stärkere Korrosionserscheinungen, Verdrückungen und Brüche. Dennoch ist bei einem Teil des Materials die Architektur der jeweiligen Korallen erhalten, d.h. es sind die einzelnen Skelettelemente noch erkennbar und für eine systematische Interpretierung geeignet. In vielen Fällen konnte indessen nur eine generische Bestimmung durchgeführt werden.

Die stärksten Veränderungen finden sich bei den Mikrostrukturen. Im Gegensatz zu Korallen aus kalkmergeliger bzw. mergeliger Fazies sind die Feinstrukturen fast völlig zerstört bzw. überprägt, so daß die Skelettelemente heute nurmehr weitgehend eine mikritisch erscheinende Textur aufweisen (Taf. 5, Fig. 1,4). Dementsprechend können z.B. Trabekeln vielfach überhaupt nur - und dies auch allein in einigen Fällen - anhand ihrer Umrisse bzw. ihrer Begrenzungen oder Zentralbereiche nachgewiesen werden (vgl. Taf. 5, Fig. 2). Gelegentlich tritt eine, teils auch wirbelige Pseudolamellar-Struktur (i.S. von OEKENTORP, 1972) auf, bei der "lamellenartige" Einheiten parallel oder schief zur Skelettoberfläche verlaufen. Diese Struktur sowie zusätzlich eine Zickzack-Struktur (Taf. 5, Fig. 3,4) fand sich außer z.B. bei Dendrostella auch bei mit den Rugosa vergesellschafteten Vertretern der Gattung Syringopora. Beide Strukturen müssen als diagenetisch beurteilt werden, entstanden im Zusammenhang mit spätdiagenetischen Sammelkristallisationen bzw. der Ausbildung von Spaltrhomboedern. Radialfaserige Mikrostrukturen. normalerweise kennzeichned für Skelettelemente paläozoischer Korallen, konnten nicht oder nur selten beobachtet werden. Als charakteristisch zu erwarten wären diese beispielsweise bei der Gattung Thamnopora und Favosites; die Skelettelemente erscheinen vielmehr strukturlos, mikritisch, und die Skelettverdickungen als "strukturloses Stereoplasma" in der Auffassung früherer Autoren. Die Stromatoporen sind in einigen Fällen soweit rekristallisiert, daß sie wie ein mikritischer Kalk erscheinen (Taf. 1, Fig. 3) und ihre Natur allein anhand dunkler, Zentrenquerschnitte von Pilae darstellender Punkte in einer einheitlichen Grundmasse ableitbar wird.

Diese Erscheinungsbilder der Mikrostrukturen werden als diagenetisch bedingt angesehen. Sie stimmen völlig mit den Ergebnissen unserer langjährigen Untersuchungen zur Diagenese fossiler Korallen überein (s. OEKENTORP, 1980, 1989, jeweils mit umfangreicher Literatur).

Neben direkten Strukturveränderungen, d.h. z.B. einer Mikritisierung von Skelettelement-Abschnitten oder ganzer Bauteile, muß insbesondere auf sekundäre, abiogene Skelettverdickungen verwiesen werden. Diese treten bei dem hier untersuchten Material häufiger auf. Wie die Untersuchung pleistozäner Scleractinia von der Halbinsel Sinai ergab, erfolgen Skelettverdikkungen entweder über Zementbildung und nachfolgende Angleichung der Zemente und des Skelettmaterials über aggrading neomorphism oder direkt über aggrading neomorphism mit einhergehendem, teils unregelmäßigem "Auswachsen" der Kristallaggregate aus den Skelettelementen heraus (OEKENTORP, 1989). Im ersten Fall ist eine Identifizierung von Skelett und Zement oft kaum möglich, es sei denn, daß gewisse Reliktstrukturen eine Aufklärung ermöglichen. Als Beispiel sei hier auf die Verhältnisse bei Pexiphyllum oder Alaiophyllum hingewiesen (Taf. 6, Fig. 1,5). Im zweiten genannten Fall führt das Kristallwachstum zu einem unregelmäßig umgrenzten Skelettelement mit lokalen Auswüchsen und gezacktem Rand, wie im Fall Battersbyia (Taf. 6, Fig. 3,4) oder Favosites sp. (Taf. 6, Fig. 2).

Bei dem Material aus den Karnischen Alpen ist indessen die durch aggrading neomorphism hervorgegangene Faserstruktur infolge späterer Umkristallisation wieder verloren gegangen: durch Kornverkleinerung (Taf. 5, Fig. 1) bzw. spätdiagenetische Sparitisierung (Rhomboeder-Bildung) (Taf. 5, Fig. 3,4; vgl. OE-KENTORP, 1980: Taf. 4, Fig. 2,3 u.a. Taf.). Sie bezog die Skelettelemente mit ein, so daß diese letztlich nurmehr als "Geisterstrukturen" vorhanden sind. Die Sparitisierung ist erkennbar an der Ausbildung der in unterschiedlicher Richtung oder teils regelmäßig zickzackartig verlaufenden Spaltrhomboeder-Scharen (Taf. 5, Fig. 3,4; vgl. Taf. 6). Sie nun ist das charakteristische Diagenesemuster der Korallen aus den Riffkalken der Karnischen Alpen.

Ein auffallendes Diagenesemuster zeigt *Dendrostella trigemme*. Dieses soll hier beispielhaft dargestellt und diskutiert werden, zumal diese Gattung weltweit auftritt und – in Abstufungen – immer wieder ein ähnliches Stukturbild als Ausdruck einer gleichgerichteten Diage-



Abb. 2.

Dendrostella praerhenana GLINSKI, 1957. Leicht schematisierter Querschnitt (nach SMF XXV 602b) mit keulig verdickten, schraubenschlüsselartigen peripheren Septenenden in einer (diagenetisch bedingten) konzentrisch faserigen Wand. Aus GLINSKI (1957, Abb. 14).

nese aufweist. Dendrostella ist offensichtlich eine Gattung des riffnahen Rückriffes. Dies gilt auch für die karnischen Formen, die sich vergesellschaftet mit der häufig vorhandenen Amphipora, einer Rückriff- bzw. Lagunen-Form, findet. Die Bindung an eine bestimmte Fazies könnte somit auch ein Schlüssel zum Verständnis des charakteristischen Diagenesemusters sein. Abstufungen dieses Musters ermöglichen im übrigen eine Analyse der Skelettveränderungen.

Besonders auffällig ist bei *Dendrostella* in der Extremausbildung das Erscheinungsbild peripherer Septenabschnitte in Gestalt keulenförmiger Anschwellungen (Taf. 5, Fig. 1; Taf. 7; Taf. 8) bzw. eines "Schraubenschlüssels" (Abb. 2). Diese Stuktur wurde von GLINSKI (1957: 91) eingehend beschrieben und sei hier zitiert:

"... Jedes Septum erscheint als ein selbständiges Gebilde, ohne strukturelle Verbindung oder Überleitung zur Epithek. Die peripheren Septenenden sind weit in die Epithek eingelassen, scharf begrenzt und keulig verdickt. Die Verdickung ist, von der Peripherie her, median in zwei Lappen aufgespalten. Die Spaltspur erscheint im Dünnschliff als kurzer dunkler Stab. Auf den Außenseiten nicht zu stark angewitterter Koralliten sieht man diesen Einschnitt als feine Rille, die von zwei im Profil konvexen Leisten eingefaßt wird ... "

Die von GLINSKI sehr präzise charakterisierte Struktur stellt den Extremfall einer diagenetischen Entwicklung der Mikrostruktur dar, zu dem verschiedene Stadien der Veränderung bzw. Erhaltung hinführen. Zusammen mit Vergleichsuntersuchungen an GLINSKIS Originalmaterial sowie Material aus der ČSFR – ähnliche Verhältnisse zeigen auch Koralla aus den Ardennen; vom Monte Zermula/Karnische Alpen (s. FERRARI, 1968); u.a. Lokalitäten – war es möglich, die Genese dieses Erscheinungsbildes zu entschlüsseln.

- Bei juvenilen Koralliten z.B. im Knospungsbereich, wenn die Individuen noch nicht voneinander getrennt sind - findet sich zunächst eine dünne Wand mit einer dunklen Primärschicht der Epithek. Von dieser zieht eine nun als dunkle Mittellinie zu bezeichnende Linie jeweils in ein Septum hinein (Taf. 7, Fig. 1,2). - Hier sind im übrigen bereits diagenetische Veränderungen durch aggrading neomorphism zu beobachten (Taf. 5, Fig. 2), die zu einem verdickten Septensockel führten.
- Mit zunehmendem Wachstum bis hin zum Reifestadium wurde weiteres Skelettmaterial angelagert, insbesondere im peripheren Bereich. Die axialen Septenabschnitte blieben hingegen dünn. Damit er-

gab sich das Bild eines peripher keilförmigen Septums in einer ebenfalls verdickten Wand (Taf. 7, Fig. 3; vgl. Taf. 8, Fig. 1,2,3) - wobei angemerkt sei, daß nicht in jedem Fall einwandfrei festgestellt werden konnte, ob die Wandverdickung eventuell zumindest teilweise auch diagenetisch verursacht sein kann; gewisse Indizien lassen diese Vermutung nicht unbegründet erscheinen. - Inwieweit die Septen trabekulär waren, wie dies GLINSKI für das von ihm untersuchte Material vermerkt, kann nicht mit Sicherheit festgestellt werden. Wir haben keine eindeutigen Hinweise entdecken können, auch nicht in den Längsschliffen; bei den karnischen Formen ohnehin nicht. Relikte einer trabekulären Septenstruktur zeigen jedoch die uns freundlicherweise von Herrn Dr. A. GALLE, Prag, zugänglich gemachten Exemplare aus dem Givetium der ČSFR (Taf. 5, Fig. 2).

3) Im Zuge der einsetzenden Diagenese - der Frühdiagenese - erfolgten nun offensichtlich von außen nach innen fortschreitend - so sehr deutlich erkennbar bei Exemplaren von Dendrostella rhenana (FRECH) des Materials GLINSKI - Rekristallisierungen der Art, daß zunächst im Bereich der Septensockel Kornvergrößerungen (aggrading neomorphism) mit der dunklen Mittellinie als Kristallisationskern einsetzten, bei gleichzeitiger Aufhellung des Karbonats (infolge Selbstreinigung). Hierbei spielten die Umbiegungszonen in der Kristallorientierung von den Septen zu den Wandkeilen eine gewisse Begrenzungsfunktion für die wachsenden Kristalle (Taf. 7, Fig. 3,4; vgl. Taf. 8, Fig. 1). Dieses Phänomen des Orientierungswechsels und seiner Begrenzungsfunktion ist immer wieder sowohl bei paläozoischen und mesozoischen als auch bei rezenten Korallen zu beobachten, damit nicht ungewöhnlich, jedoch ein wichtiger Faktor für Rekristallisationsvorgänge (vgl. Abb. 3).

Die dunkle Mittellinie der Septen fungierte in diesem Zusammenhang zusätzlich als resistente Einheit. – Auch dies ist ein Phänomen, das bei Diagenesevorgängen häufigst zu beobachten und in der zunächst statistischen Orientierung der Kristallite zu Beginn der Skelettbildung zu suchen ist, jedoch nicht immer zutrifft. Hier beispielsweise wurde die dunkle



Abb. 3.

Disphyllum wirbelauense Rozkowska & Fedorowski, 1972. Die periphere Spindelform der Septen wurde bewirkt durch den Faserrichtungswechsel und durch Diagenesevorgänge verstärkt. Oberstes Givet; Olkusz, Polen. Aus Rozkowska & Fedorowski (1972, Abb. 13a).

Mittellinie in den axialen Septenabschnitten gleichermaßen wie das gesamte Septum mikritisiert. -Die neu wachsenden Kristalle orientierten sich vertikal zum Kristallisationskern (hier dem peripheren Abschnitt der dunklen Mittellinie) bzw. wuchsen entlang der begünstigten c-Achse. Auf diese Weise bilden sich die keulenförmigen Verdickungen mit einer mehr oder weniger radialen Ausrichtung der Fasern (Taf. 7, Fig. 4,5; vgl. Taf. 8), wie dies im übrigen ähnlich bei permischen und pleistozänen Korallen vonstatten ging (OEKENTORP, 1972, 1980, 1989). Je nach dem Verhalten des peripheren Anteils der dunklen Mittellinie bildeten sich geschlossene keulenförmige Septen - wenn peripher die Mittellinie durchbrochen werden konnte - oder peripher offene, zweilobige, schraubenschlüsselartige Verdickungen (vgl. Abb. 2).

4) Dies ist im übrigen auch im Zusammenhang mit den Rekristallisationvorgängen der Wand bzw. der Wandkeile zu sehen. Auch diese unterlagen einer Veränderung, wobei unterschiedliche Vorgänge anzunehmen sind. Neben einer Kornvergröberung mit entsprechender Faserorientierung, "diktiert" durch die Begrenzungslinien und die wachsenden Kristalle der "Septenkeulen" finden sich Ausrichtungen vertikal zur Wand – soweit diese überhaupt noch rekonstruierbar sind – und zu den Septen. Besonders in wandnahen axialwärtigen Abschnitten dominieren die Orientierungen senkrecht zu den Septen, so daß hier eine wandparallele "Lamellierung" zustande kommt (s. Taf. 7, Fig. 5; Taf. 8, Fig. 2,3,4).

Im Bereich der Wandkeile können indessen auch eigenständige radial orientierte Rekristallisationsbereiche auftreten, wobei auch hier wieder Umbiegungsgrenzen eine Rolle spielen. Dies führte dazu, daß Kristalle in die Interseptalräume hineinwuchsen und somit septenähnliche Architektureinheiten hervorbrachten (Taf. 7, Fig. 2). Ohne Berücksichtigung diagenetischer Vorgänge könnten hierin dann Septen einer dritten Ordnung gesehen werden, würde nicht das sporadische Auftreten dieser Bildung gegen eine Septendeutung sprechen. - Derartige pseudoseptale Strukturen sind im übrigen nicht selten und konnten auch bei permischen Rugosa und pleistozänen Scleractinia beobachtet werden (OEKENTORP, 1989).

An den bei Dendrostella zu beobachtenden Wandverdickungen sind offensichtlich aber auch Zemente beteiligt und durch Rekristallisation in die Skelettmasse integriert. Hierfür fanden sich verschiedene Hinweise. So ist - wenn auch normalerweise auffällig - die Verdickungszone nicht immer einheitlich, wie dies mit Biodetritus verfüllte Interseptalräume verdeutlichen (Taf. 7, Fig. 5). Bei Dendrostella rhenana und praerhenana fanden sich dann in diesen Bereichen auch Zementsäume. Darüber hinaus konnten im sog. Wandbereich kleine, mit Fremdmaterial gefüllte Zwischenräume beobachtet werden (Taf. 8, Fig. 3), die gegen eine primäre Wandverdickung sprechen ebenso wie mehr oder weniger abgesetzte Bereiche einheitlicher Abmessung innerhalb der wandverdikkung, die mit den Ausmaßen der axialen, unverdickten Septen übereinstimmen (Taf. 8, Fig. 4; vgl. Taf. 7, Fig. 5). Diese stellen vermutlich die "Geisterstruktur" primärer Septen dar und zeugen für eine diagenetische Wandverdickung.

- 5) In einem weiteren, vielleicht auch gleichlaufenden Vorgang wurde das Skelettmaterial dann mikritisiert, so daß die Faserstruktur verloren ging.
- 6) Die karnischen Koralla unterlagen anschließend einer Sparitisierung, wobei die kennzeichnenden, oben geschilderten Strukturen ein weiteres Mal überprägt wurden und ebenso wie die Skelettarchitektur nurmehr schemenhaft als "Geisterstrukturen" überliefert sind, so u.a. der Schraubenschlüssel-Habitus der peripheren Septenenden.

Das karnische Material von Dendrostella gab somit den Anlaß zu einer eingehenderen Untersuchung von Material dieser Gattung unter Einbeziehung des im Senckenberg-Museum aufbewahrten Originalmaterials sowie vergleichbarer Formen wie Battersbyia u.a. Bedingt außer durch den speziellen Bau von Dendrostella glauben wir, daß auch fazielle Gegebenheiten, d.h. die Einbettung in riffnaher Backreef-Fazies, eine wesentliche Rolle bei der Ausprägung der so charakteristischen und weltweit zu beobachtenden Mikrostruktur spielten. Doch vor einer abschließenden Beantwortung dieser Fragestellung sind weiterführende Untersuchungen zur fazies- und taxonomisch gebundenen Diagenese erforderlich. Diese Problematik wurde bisher und wird leider immer noch viel zu wenig im Rahmen der Korallenforschung berücksichtigt.

5. Stratigraphische Verwertbarkeit der Rugosa sowie ein Vergleich mit Faunen anderer Devongebiete

Neben der systematischen Bestandsaufnahme der rugosen Korallenfauna bestand eine weitere Aufgabe des Forschungsvorhabens darin, mit Hilfe der Korallen das stratigraphische Alter der mächtigen Flachwasserkalke im Gipfelbereich des Kellerwand-Hohe-Warte-Zuges zu klären. Dies war vor allem deshalb von besonderer Bedeutung, da Conodontenanalysen der Kalke in diesem Bereich ohne Ergebnis blieben (mdl. Mitt. L. KREUTZER im Fühjahr 1987; vgl. auch KREUTZER, 1990: 289, 292).

Korallen besitzen, da sie in der Regel langlebige Gattungen und Arten hervorgebracht haben, nur in seltenen Fällen einen ähnlich guten stratigraphischen Leitwert wie z.B. Brachiopoden oder Trilobiten. Es hat sich allerdings gezeigt, daß bestimmte Korallen-Assoziationen durchaus recht genaue Aussagen über das Alter der betreffenden Ablagerungen zulassen (vgl. u.a. Lüt-TE & OEKENTORP, 1988; BIRENHEIDE, 1988). Vor allem dann, wenn es - wie im Rahmen dieses Forschungsprojektes - zunächst nicht auf eine stratigraphische Feingliederung ankommt, sondern die grundlegende Fragestellung "Givetium oder Frasnium?" lautet und darüber hinaus an bestimmbarer Fauna fast ausschließlich Riffbildner zur Verfügung stehen. So lieferte die bearbeitete Korallenfauna, auch wenn die einzelnen Formen aufgrund der schlechten Erhaltung oft nur bis zur Gattung bestimmt werden konnten, wertvolle Hinweise über das Alter der Flachwasserkalke im Gipfelbereich des Kellerwand-Hohe-Warte-Zuges.

Im folgenden wird die Verbreitung und stratigraphische Verwertbarkeit einiger wichtiger Gattungen und Arten diskutiert.

5.1. Spongophyllinae DYBOWSKI, 1873

Dendrostella GLINSKI, 1957

Die Gattung *Dendrostella* ist im Arbeitsgebiet mit *D. trigemme* (QUENSTEDT, 1879) in den Riffkalken der Hohen Warte und des Kellerwandzuges vertreten. Wie bereits erwähnt, handelt es sich bei dieser weltweit auf dem alten Nordkontinent verbreiteten Art um ein charakteristisches Faunenelement des Givetiums (vgl. Kap. 2.1). Hervorzuheben ist, daß *D. trigemme* zu den wenigen Korallen-Arten gehört, die für überregionale stratigraphische Korrelationen von Interesse sind (OLIVER & PED-DER, 1979: 247).

Ein weiteres Vorkommen von *D. trigemme* in den Karnischen Alpen beschreibt E. FLÜGEL (1958) aus einem Steinbruch östlich der Plöckenstraße an der Westflanke des Kleinen Pals. FERRARI (1968) kann die Art in givetischen Ablagerungen des östlich gelegenen Monte Zermula nachweisen.

Battersbyia MILNE-EDWARDS & HAIME, 1851

Battersbyia wurde mit der Typus-Art B. inaequalis von MILNE-EDWARDS & HAIME (1851) aus givetischen Ablagerungen Südenglands beschrieben. Weitere givetische Arten sind vor allem aus der Süd-Eifel, dem Sauerland und dem Harz bekannt (vgl. u.a. GLINSKI, 1957; BIREN-HEIDE, 1978).

Das aus dem Arbeitsgebiet vorliegende Material aus den Riffkalken der Hohen Warte und der Kellerwände ist schlecht erhalten, so daß eine genaue Artbestimmung nicht möglich ist. Gewisse Übereinstimmung besteht jedoch mit der im höheren Givetium des Harzes und der UdSSR vorkommenden *B. conglomerata* (vgl. Kap. 3).

FERRARI meldet mit *B. devonica* ein Vorkommen aus givetischen Ablagerungen des Monte Zermula. Die Gattungszuordnung dieser Art ist unseres Erachtens jedoch nicht gesichert. Der einzige vorliegende und zudem schlecht erhaltene Korallit besitzt einen 3-fach größeren Durchmesser als typische *Battersbyia*-Arten.

5.2. Ptenophyllinae WEDEKIND, 1923

Acanthophyllum DYBOWSKI, 1873

Die Gattung Acanthophyllum ist aus dem Unter- und Mittel-Devon weltweit mit zahlreichen Arten bekannt (vgl. BIRENHEIDE, 1961; 1978: 146–150). Das an allen Fundpunkten des Arbeitsgebietes nachgewiesene A. concavum (WALTHER, 1928) ist im gesamten Givetium Europas eine häufige Art und spielt vor allem in der karbonatischen Fazies eine Rolle (LÜTTE & OEKENTORP, 1988: 31).

Grypophyllum WEDEKIND, 1922

Ahnlich wie die verwandte Gattung Acanthophyllum ist auch die Gattung Grypophyllum weltweit in mitteldevonischen Ablagerungen vertreten. Interessant ist, daß in einer Probe vom Kollinkofel Grypophyllum zusammen mit dem Mikroproblematikum Renalcis turbitus WRAY, 1967 vorkommt. Nach Untersuchungen von KREUTZER (1990: 283, 287) ist diese ?Cyanophycee kennzeichnend für die Riffrandfazies des Frasniums.

5.3. Zaphrentinae MILNE-EDWARDS & HAIME, 1850

Alaiophyllum GORJANOV, 1961

Alaiophyllum wurde von GORJANOV (1961) aus givetischen Ablagerungen S-Ferganas (UdSSR) beschrieben. Die Typus-Art A. jarushevskyi GORJANOV, 1961 konnte im Arbeitsgebiet mit einem Exemplar in den Rindenkornkalken des Kellergrates nachgewiesen werden. Das Vorkommen von *Renalcis turbitus* WRAY, 1967 im Reststück dieser Probe legt nahe, daß sie schon frasnisches Alter besitzt (s.o. Bemerkungen zu *Grypophyllum*). Damit wäre A. jarushevskyi erstmals in stratigraphisch jüngeren Ablagerungen als im Typus-Gebiet nachgewiesen. Genauere Aussagen über die Reichweite der Art setzen allerdings weitere Untersuchungen an vermehrtem Material voraus.

Mit A. wirbelauense (PICKETT, 1967) kommt ein weiterer Vertreter der Gattung hinzu. Die Art wurde erstmals von PICKETT (1967) aus dem Iberger Kalk (Unter-Frasnium) beschrieben. ROZKOWSKA & FEDOROWSKI (1972) gelingt der Nachweis in oberdevonischen Ablagerungen des Heiligkreuzgebirges (Polen). Sie differenzieren zwischen den Unterarten wirbelauense bonae und wirbelauense regulare.

Temnophyllum WALTHER, 1928

Die Gattung Temnophyllum wurde von WALTHER (1928) mit etlichen Arten aus dem Schwelmer Kalk des Sauerlandes beschrieben. Wie sich später herausstellte, konnten von den zahlreichen Temnophyllum-"Arten" nur zwei als sicher voneinander unterscheidbar gelten, i.e. Temnophyllum latum WALTHER, 1928 und Temnophyllum majus WALTHER, 1928. Im Arbeitsgebiet ist Temnophyllum cf. latum in den Rindenkornkalken vor allem des Kollinkofels ein wesentlicher Bestandteil der rugosen Korallenfauna.

5.4. Phillipsastreidae ROEMER, 1883

Scruttonia ČEREPNINA, 1974

Die Gattung *Scruttonia* ist im Arbeitsgebiet mit der Art *S. julli* (PEDDER, 1986) in den Riffkalken (= "*Phillipsastrea*-Kalke"; vgl. dazu KÜSTER, 1987: 36) des Kollinkofels vertreten. Die bis dahin nur aus dem Frasnium Kanadas bekannte Art konnte damit im Rahmen dieses Forschungsprojektes erstmals auch in Europa nachgewiesen werden. ERRENST (mdl. Mitt. Frühjahr 1990) meldet ein Vorkommen aus obergivetischen debris flow-Sedimenten des nördlichen Sauerlandes und stellt den stratigraphischen Leitwert von *S. julli* im Frasnium Europas in Frage. Da Vertreter der Gattung *Scruttonia* bislang jedoch als gute Leitformen für das Frasnium galten (vgl.

Tafel 1

Fig. 1: Biomikrudit, Hinterriff-Fazies im Gipfelbereich der Hohen Warte. Die z.T. stark angelösten Riffbildner und Stylolithensäume zeu-

gen von starker tektonischer Beanspruchung des Gesteins. Balkenlänge = 2 cm.

Fig. 2: Biomikrudit, Hinterriff-Fazies im Gipfelbereich der Hohen Warte mit Dendrostella trigemme (QUENSTEDT). Die Koralliten sind stark ausgewalzt und die Skelettstrukturen fast vollständig zerstört. Balkenlänge = 2 cm. u.a. SCRUTTON, 1968; COEN-AUBERT, 1980; ROHART, 1982), wäre diese Aussage unseres Erachtens zunächst anhand vermehrten Materials zu prüfen.

Pexiphyllum WALTHER, 1928

Zwei Exemplare aus der am Fuß des Kollinkofels geborgenen Korallenfauna konnten der Gattung *Pexiphyllum* zugeordnet werden. Dieses Vorkommen ist deshalb von besonderem Interesse, weil Vertreter der Gattung ein Frasnium-Alter der entsprechenden Ablagerungen belegen (vgl. u.a. BIRENHEIDE, 1978: 112; 1989: 145).

Wie obige Ausführungen und die Auflistung in Tabelle 1 deutlich zeigen, lieferte die bearbeitete Korallenfauna sowohl Hinweise auf givetisches als auch auf frasnisches Alter der untersuchten Ablagerungen. So konnte im Gipfelbereich der Hohe Warte und der Kellerwände mit Dendrostella trigemme, Battersbyia sp. und Stringophyllum sp. A eine typische Faunenassoziation des Givetiums nachgewiesen werden. Am Kollinkofel sind Acanthophyllum concavum, Grypophyllum sp. sowie Vertreter des Formenkreises Alaiophyllum - Temnophyllum miteinander vergesellschaftet. Hinzu treten Pexiphyllum sp. und Scruttonia julli. Interessant ist in diesem Zusammenhang, daß BIRENHEIDE (1989) eine vergleichbare givetisch/ frasnische Mischfauna aus mittel-/oberdevonischen Grenzschichten des Rheinischen Schiefergebirges beschreibt.

Die im Arbeitsgebiet nachgewiesene Faunenassoziation zeigt enge Beziehungen zur "west- und mitteleuropäischen Faunenprovinz" (OLIVER & PEDDER, 1984), die vor allem das Rheinische Schiefergebirge (einschließlich Ardennen) sowie die englischen, französischen, polnischen und tschechischen Devongebiete umfaßt.

Dank

Frau Dipl.-Geol. S. HENKELMANN begleitete die Autorin im Sommer 1986 zu den Geländearbeiten. Für ihre freundschaftliche Unterstützung sei ihr an dieser Stelle herzlich gedankt.

Ergänzendes Probenmaterial verdanken wir Herrn Dr. L. KREUTZER, Wien, sowie Herrn Dr. B. MISTIAEN, Lille.

Herr Dr. R. BIRENHEIDE, Frankfurt/Main, ermöglichte es, Vergleichsmaterial vor allem des Rheinischen Schiefergebirges aus den umfangreichen Sammlungen des Senckenbergmuseums zu studieren. Für seine Hilfs- und Diskussionsbereitschaft sind wir ihm sehr verbunden. Des gleichen danken wir Herrn Dr. A. GALLE, Prag, der *Dendrostella*-Material aus dem Devon Mährens/ČSFR zur Verfügung stellte.

Herr E.W. DÖRSCHELN, Präparator am Geologisch-Paläontologischen Institut der Universität Münster, war uns freundlicherweise bei der Anfertigung der Dünnschliffe behilflich.

Diese Arbeit wurde von der Deutschen Forschungsgemeinschaft unter der Projekt-Nr. Oe 87/5-1 finanziell unterstützt.

- Fig. 3: **Battersbyia sp.** Querschliff, Exemplar Nr. B2.423/HW4, Riffkalke der Hohen Warte. Balkenlänge = 2 cm.
- Fig. 4: *Dendrostella trigemme* (QUENSTEDT, 1879). Querschliff, Exemplar Nr. B2.423/HW-S2, Riffkalke der Hohen Warte. Balkenlänge = 2 cm.



Tafel 2

Fig. 1: Acanthophyllum concavum (WALTHER, 1928).
a) Querschliff, Exemplar Nr. B2.423/CC54 (×3,75).
b) Längsschliff, Exemplar Nr. B2.423/CC3 (×3,75).
Rindenkornkalke des Kollinkofels.

Fig. 2: **Grypophyllum sp.** a) Querschliff, Exemplar Nr. B2.423/CC28. b) Längsschliff, Exemplar Nr. B2.423/CC86. Rindenkornkalke des Kollinkofels. Balkenlänge = 2 cm.



Tafel 3

- Fig. 1: Stringophyllum sp. A. Querschliff, Exemplar Nr. B2.423/KS13. Rindenkornkalke der Kellerspitzen. Balkenlänge = 2 cm.
- Fig. 2: Stringophyllum sp. A. Querschliff, Exemplar Nr. B2.423/KS2. Rindenkornkalke der Kellerspitzen. Vergrößerung wie Fig. 1.
- Fig. 3: Stringophyllum sp. A. Längsschnitt, Exemplar Nr. B2.423/KS7. Rindenkornkalke der Kellerspitzen. Balkenlänge = 2 cm.
- Fig. 4: *Alaiophyllum jarushevskyi* Gorjanov, 1961. a) Querschliff (×3,85). b) Längsschliff (×3,85). Exemplar Nr. B2.423/KG1, Kellergrat.



Rg. 2: Alaiostyllian witherasasa (Proxert, 1987) a) Guarschild (x3.78). b) i httpsschild (x3.76). Tafel 4

- Fig. 1: *Pexiphyllum* sp. a) Querschliff (×3,75). b) Längsschliff (×3,75). Exemplar Nr. B2.423/CC68, Kollinkofel.
- Fig. 2: Alaiophyllum wirbelauense (PICKETT, 1967).
 a) Querschliff (×3,75).
 b) Längsschliff (×3,75).
 Exemplar Nr. B2.423/CC19, Kollinkofel.

.



den a

251

Tafel 5

Dendrostella trigemme (QUENSTEDT, 1879). Ob. Eifelium – Unt. Givetium; Mähren/ČSFR.

Fig. 1: Querschnitt.

Wand des Korallums mit eingesenktem, diagenetisch keulenförmig verdicktem Septum. Relikthaft ist ein kurzer Abschnitt der dunklen Mittellinie erkennbar. Eine Faserung ist nurmehr schemenhaft im mikritisierten Skelettmaterial erkennbar. ×215.

Fig. 2: Längsschnitt.

Relikthafte Trabekelstruktur eines Septums. Die Trabekelfächer erscheinen nurmehr in Gestalt ihrer dunklen Zentren. Die sie aufbauenden Fasern sind nicht mehr erkennbar. Die Struktur wurde mikritisiert. ×215.

Fig. 3: Die Mikrostruktur der Wand.

(im Übergangsbereich zu den Septen, im oberen Bildabschnitt) ist gekennzeichnet durch eine Zickzack-Orientierung von "Fasern". Diese stellen indessen lediglich Scharen von Spaltrissen bzw. von durch Sammelkristallisation entstandenen Spaltrhomboedern dar, besonders deutlich im unteren Bildteil. ×85.

Fig. 4: Spaltrhomboeder-Bildung in der Wand.

(Detail der Fig. 3), eine zickzackartige "Mikrostruktur" hervorrufend. Innerhalb der Zickzack-Linien lassen sich schemenhaft schräg dazu orientierte, d.h. der primären Orientierung von Fasern vielleicht entsprechende Strukturierungen beobachten. ×85.


Alle Zeichnungen wurden auf der Basis von Dünnschliffen der hier untersuchten Korallen aus den Karnischen Alpen angefertigt.

Fig. 1: Zwei Septen von Pexiphyllum.

mit unregelmäßigen Verdickungen sowie beispielhaft einigen Spaltriß-/Spaltrhomboeder-Scharen.

Fig. 2: Wandverdickungen durch aggrading neomorphism bei Favosites sp.

Lediglich im mittleren Teil findet sich ein Wandabschnitt in primärer Dicke.

Fig. 3+4: Septenverdickungen durch aggrading neomorphism bei Battersbyia. sowie beispielhaft Spaltrhomboeder-Scharen.

Fig. 5: **Periphere Septenverdickungen bei Alaiophyllum.** Hier kann nicht definitiv zwischen primären und sekundären Verdickungen unterschieden werden.



Interseptalraum

wand

Battersbyia



Batterbyia

4



3

Alaiophyllum

5

Tafel 7

Mikrostrukturausbildung bei Dendrostella.

.

Fig. 1+2: Septenentwicklung bei juvenilen Exemplaren.

Wand und Septen sind noch unverdickt. Deutlich ist die dunkle Mittellinie, die sich auch in die Septen hinein erstreckt. In Fig. 2 findet sich ein rekristallisiertes (aggrading neomorphism) Septum mit groben Fasern.

Fig. 3: Abgeleiteter Primärzustand der Septen und Wand bei Dendrostella.

- A) In juvenilem Zustand.
- B) In adultem Zustand.

Zu beachten ist der Richtungswechsel der Faserorientierung. Dieser spielt eine wesentliche Rolle bei der Entstehung der diagenetischen keulenförmigen Septenanschwellung.

Fig. 4: Zusammenstellung verschiedener Stadien diagenetischer Mikrostrukturen bei Dendrostella. Zeichnungen nach Dünnschliffen.

Fig. 5: Unterschiedliche Wand-/Septenverdickungen bei Dendrostella praerhenana GLINSKI, 1957, zur Verdeutlichung der "Wandstruktur" einerseits und – wegen der unterschiedlichen Ausdehnung – zweifellos diagenetischen Entstehung der Verdickung. Zeichnung nach Dünnschliff SMF XXV 602b, Sammlung des Naturmuseums Senckenberg.

Die Zeichnungen 1, 2 und 5 basieren auf Dünnschliffen von Koralla aus dem rheinischen Devon (Bearbeitung durch GLINSKI, 1957); die Zeichnungen 3 und 4 sind schematische Darstellungen.

L



Tafel 8

Dendrostella trigemme (QUENSTEDT, 1879). Oberes Eifelium – Unteres Givetium; Mähren/ČSFR.

Fig. 1: Querschnitt.

Die axial dünnen Septen sind peripher verdickt. Infolge aggrading neomorphism und beeinflußt durch den Richtungswechsel der Fasern in der primären Orientierung entstanden im Verlaufe der Diagenese keulenförmige oder schraubenschlüsselähnliche Erscheinungsbilder. Durch eine spätdiagenetische Überprägung, Rhomboeder-Bildung, erfolgte die Ausbildung von Spaltrhomboedern. ×85

Fig. 2: Querschnitt.

Im Gegensatz zu Fig. 1 ist hier die Wand-/Septenverdickung breiter und regelmäßiger. Die "Fasern" orientieren sich mehr oder weniger parallel zur Korallum-Oberfläche. ×85.

Fig. 3: Querschnitt.

Wie in Fig. 2 ist der Bereich Wand/Septen sehr dick. In der rechten Bildhälfte finden sich offensichtlich mit skelettfremdem Material gefüllte Räume, die als Indiz für eine diagenetische Entstehung der Wand-/Septenverdickungen über Zemente bzw. aggrading neomorphism sprechen. Die Septenenden erscheinen lobiert, schmetterlingsartig. ×85.

Fig. 4: Querschnitt.

Innerhalb des verdickten Bereichs von Wand/Septen lassen sich relikthaft dünne Septenumrisse erkennen, die dafür sprechen, daß die Septen primär bis kurz vor der Wand unverdickt waren und erst diagenetisch die typische Verdikkungszone von Wand und Septen entstanden ist. ×85.



- BIRENHEIDE, R. (1978): Rugose Korallen des Devon. In: KRÖMMELBEIN, K. (Hrsg.): Leitfossilien, begründet von GEORG GÜRICH. – 2., völlig neu bearb. Aufl., 2: vi + 265 S., 119 Abb., 2 Tab., 21 Taf.; Berlin – Stuttgart (Borntraeger).
- BIRENHEIDE, R. (1988): Middle/Upper Devonian Boundary Rugose Coral Stratigraphy in the Rhenish Mountains of W. Germany. – In: McMILLAN, N.J., EMBRY, A.F. & GLASS, D.J. (Hrsg.): Devonian of the World, III: 141–145, 1 Abb., 1 Tab.; Calgary.
- BIRENHEIDE, R. & LIAO, WEI-HUA (1985): Rugose Korallen aus dem Givetium von Dushan, Provinz Guizhou, S-China. 3: Einzelkorallen und einige Koloniebildner. – Senckenbergiana lethaea, 66 (3/5): 217–267, 1 Tab., 7 Taf.; Frankfurt/ Main.
- COEN-AUBERT, M. (1980): Représentants du genre Scruttonia TCHEREPNINA, S.K. 1974 (Rugosa) en Belgique. – Bull. Inst. r. Sci. nat. Belg., **51** (4): 1–14, 1 Abb., 2 Taf.; Bruxelles.
- FERRARI, A. (1968): Tetracoralli delle Alpi Carniche La Fauna di Monte Zermula. – Ann. Mus. geol. Bologna, (2a) **36** (2): 531–594, 12 Abb., 1 Tab., 3 Taf.; Bologna.
- FLÜGEL, E. (1958): Eine mitteldevonische Korallen-Stromatoporen-Fauna vom Plöckenpaß (Kleiner Pal-Westflanke, Karnische Alpen). – Carinthia II. 68: 49–61; Klagenfurt.
- FLÜGEL, H. (1959): Zur Kenntnis der Typen von Favistella (Dendrostella) trigemme trigemme (QUENSTEDT, 1881) und Thamnophyllum trigeminum trigeminum PENECKE, 1894. – N. Jb. Geol. Paläont. (Mh.), 113–120; Stuttgart.
- GLINSKI, A. (1957): Taxionomie und Stratigraphie einiger Stauriidae (Pterocorallia) aus dem Devon des Rheinlandes. – Senckenbergiana lethaea, **38** (1/2): 83–108, 16 Abb., 1 Tab.; Frankfurt/Main.
- GORJANOV, V.B. (1961): Novyj rod rugoz iz Srednedevonskich otlozenij juznoj Fergany. – Akad. Nauk SSSR, paleont. Z. 1961 (1): 70-74, Taf. 7-8, 1 Tab.; Moskva.
- HILL, D. (1981): Rugosa and Tabulata. In: TEICHERT, C. (Hrsg.): Treatise on Invertebrate Paleontology, F, Coelenterata, Suppl. 1, 1–2: I-XL + 762 S., 462 Abb., 3 Tab.; Boulder/Col., Lawrence/Kan.
- KREUTZER, L.H. (1986): Geologische Detailkartierung des Gebietes zwischen Kellerwarte und Cellon im Karnischen Hauptkamm, Kärnten, Österreich. – Dipl.-Kartierung TH Aachen: 75 S., 28 Abb.; Aachen (unveröff.).
- KREUTZER, L.H. (1990): Mikrofazies, Stratigraphie und Paläogeographie des zentralkarnischen Hauptkammes zwischen Seewarte und Cellon, Kärnten, Österreich. – Jb. Geol. B.-A., 133: 275–343, 35 Abb., 9 Taf.; Wien.
- KÜSTER, P. (1987): Nachweis von Frasnium durch Scruttonia julli (PEDDER, 1986) in den Flachwasserkalken der zentralen Karnischen Alpen. – Münster. Forsch. Geol. Paläont., 66: 33–56, 1 Abb., 6 Taf.; Münster.
- LANG, W.D., SMITH, S. & THOMAS, H.D. (1940): Index of palaeozoic coral genera. – Brit. Mus. (natur. Hist.): VII + 1–231; London.
- LÜTTE, B.-P. & OEKENTORP, KI. (1988): Die stratigraphische Verteilung der solitären Rugosa im Givetium (Mittel-Devon) der Eifel (Rheinisches Schiefergebirge). – Newsl. Stratigr., 20 (1): 29–42, 1 Tab.; Berlin, Stuttgart.
- MILNE-EDWARDS, H. & HAIME, J. (1851): Monographie des polypiers fossiles des terrains palaeozoiques. – Arch. Mus. Hist. natur., 5: 1–502, 20 Taf.; Paris.

- OEKENTORP, Kl. (1972): Sekundärstrukturen bei paläozoischen Korallen. – Münster. Forsch. Geol. Paläont., 24: 35–108, 9 Abb., 1 Tab., 13 Taf.; Münster.
- OEKENTORP, KI. (1980): Aragonit und Diagenese bei jungpaläozoischen Korallen. – Münster. Forsch. Geol. Paläont., **52**: 119–239, 25 Abb., 15 Taf.; Münster.
- OEKENTORP, KI. (1989): Diagenesis in corals: Syntaxial cements as evidence for postmortem skeletal structures. – Mem. Ass. Australas. Palaeontols., 8: 169–177, 6 Abb.; Brisbane.
- OLIVER, W.A. jun. & PEDDER, A.E.H. (1979): Rugose corals in Devonian stratigraphical correlation. – Spec. Pap. Palaeont., 23: 233-248, 1 Tab.; London.
- OLIVER, W.A. jun. & PEDDER, A.E.H. (1984): Devonian rugose coral biostratigraphy with special reference to the Lower-Middle Devonian boundary. – Pap. geol. Surv. Can. 84-1A: 449-452.
- PEDDER, A.E.H. (1972): Species of the tetracoral genus *Temno-phyllum* from Givetian/Frasnian boundary beds of the district of Mackenzie, Canada. J. Paleont., **46** (5): 696–710, 5 Abb., 5 Taf.; Menasha/Wis.
- PEDDER, A.E.H. (1973): Description and biostratigraphical significance of the Devonian coral genera Alaiophyllum and Grypophyllum in western Canada. – Contr. canad. Paleont., Bull. 222: 93–127, Abb. 31–58, Taf. 11–15; Ottawa.
- PEDDER, A.E.H. (1986): The Devonian rugose coral genera *Haplothecia, Kuangxiastraea* and *Scruttonia.* Curr. Res., A, Geol. Surv. Canada, Paper **86–1A**: 649–661, Abb. 78.1–78.22; Calgary.
- PICKETT, J. (1967): Untersuchungen zur Familie Phillipsastreidae (*Zoantharia rugosa*). Senckenbergiana lethaea, 48 (1): 1–89, 19 Abb., 1 Tab., 7 Taf.; Frankfurt/Main.
- POHLER, S. (1982): Die Entwicklung der Flachwasserkarbonate im Mittel- und Oberdevon der Zentralen Karnischen Alpen (Seewartesockel zum S-Abfall der Hohen Warte). – Dipl.-Arb. Univ. Bonn: 134 S.; Bonn (unveröff.).
- QUENSTEDT, F.A. (1878–1881): Petrefactenkunde Deutschlands. 6): Die Röhren- und Sternkorallen. – 1093 S., 184 Taf. (Atlas); Leipzig (Fues).
- ROHART, J.-C. (1982): Phillipsastraeidae (Rugosa) du Dévonien de Ferques (Boulonnais, France). 2. – Scruttonia boloniensis (M.E. et H., 1851). – Ann. Soc. géol. Nord, 101: 105–115, 6 Abb., Taf. 9–10; Lille.
- Rozkowska, M. & FEDOROWSKI, J. (1972): Genus *Disphyllum* DE FROMENTEL (Rugosa) in the Devonian of Poland and its distribution. – Acta palaeont. polonica, **17** (3): 265–340, 28 Abb., 11 Taf., 5 Tab.; Warszawa.
- SCHLÜTER, C. (1889): Anthozoen des rheinischen Mitteldevon. – Abh. geol. spec.-Kt. Preußen thüring. Staaten, 8 (4): x + 1-207, 16 Taf.; Berlin.
- SCRUTTON, C.T. (1968): Colonial Phillipsastraeidae from the Devonian of south-east Devon, England. – Bull. brit. Mus. nat. Hist., Geol., 15 (5): 181–281, 21 Abb., 18 Taf.; London.
- WALTHER, C. (1928): Untersuchungen über die Mitteldevon-Oberdevongrenze. – Diss.: 1–58, 34 Abb.; Marburg.
- WEDEKIND, R. (1922): Zur Kenntnis der Stringophyllen des oberen Mitteldevon. – Sitz.-Ber. Ges. Beförderung ges. Naturwiss. Marburg, 1 [1921]: 1–16, 18 Abb.; Marburg.
- WEDEKIND, R. (1923): Die Gliederung des Mitteldevons auf Grund von Korallen. – Sitz.-Ber. Ges. Beförderung ges. Naturwiss. Marburg, 1992 (4): 24–35, 7 Abb., 1 Tab.; Marburg.
- WEDEKIND, R. (1925): Das Mitteldevon der Eifel. II. Materialien zur Kenntnis des mittleren Mitteldevon. – Schr. Ges. Beförderung ges. Naturwiss. Marburg, **14** (4): 1–85, 4 Tab., 17 Taf.; Marburg.

Neuergebnisse aus dem Paläozoikum der Ost- und Südalpen				Redaktion: Hans Peter Schönlaub & Albert Daurer			
Jb. Geol. BA.	ISSN 0016-7800	Band 135	Heft 1	S. 261–272	Wien, März 1992		

Palinspastische Entzerrung und Neugliederung des Devons in den Zentralkarnischen Alpen aufgrund von neuen Untersuchungen

Von LUTZ HERMANN KREUTZER*)

Mit 4 Abbildungen und 1 Tabelle

Österreichische Karte 1 : 50.000 Blatt 197

Inhalt

	Zusammenfassung	261
	Abstract	262
1.	Einleitung	262
2.	Mikrofazies-Typen	262
	2.1. MF-Typ 2 (KREUTZER, 1990): Rindenkorn-Grainstone	262
	2.2. MF-Typ 4b (KREUTZER, 1990): mikritischer Loferit	262
	2.3. MF-Typ 4c: Mikroklastischer Loferit	262
	2.4. MF-Typ 5c (KREUTZER, 1990): Bindstones	262
	2.5. MF-Typ 11: Amphiporen-Bafflestone	264
	2.6. MF-Typ 12: Quarzreicher Dolosparit	264
	2.7. MF-Typ 13: Ostracoden- und Parathuramminacea-Packstone	264
З.	Profilbeschreibungen	264
	3.1. Profil am Gamskofel	264
	3.2. Profile im Biegengebirge	264
	3.2.1. Austriascharte	265
	3.2.2. Seekopf	266
	3.3. Feldkogelzug (Polinik-Profil)	266
4.	Paläogeographie	266
5.	Palinspastik	268
	5.1. Ausglättung der Cellonfalte	268
	5.2. Deckenstirnfalte der Kellerwanddecke	269
	5.3. Der hochpelagische Ablagerungsraum	269
	5.4. Entfernungen der Faziesräume	269
6.	Vorschlag neuer Formationsnamen	269
	6.1. Faziesübergreifende Formationen	269
	6.1.1. Rauchkofel-Kalk	269
	6.1.2. Pal-Kalk	270
	6.1.3. Kronhof-Kalk	270
	6.1.4. Hochwipfel-Formation	270
	6.2. Formationen der Kellerwanddecke (südliches Flachwasser)	270
	6.3. Cellondecke (Übergangs-Fazies)	271
	6.4. Rauchkofel-Schuppendecke (Pelagische Karbonat-Fazies)	272
	6.5. Bischofalm-Schuppendecke (Stillwasser)	272
	6.6. Feldkogeldecke (Nördliches Flachwasser)	272
	Dank	272
	Literatur	272

Zusammenfassung

Vier neu bearbeitete Profile in den Flachwasserkalken des Devons des Zentralkarnischen Hauptkammes zeigen eindeutige Hinweise bezüglich ihrer Entstehungsbedingungen. Auf der Grundlage der Arbeit von KREUTZER (1990) lassen sich paläogeographische Rückschlüsse ziehen. Nach der nun vorliegenden erweiterten mikrofaziellen und stratigraphischen Bearbeitung der

Kärnten Karnische Alpen Devon Stratigraphie Mikrofazies Tektonik

Paläogeographie

Palinspastik

^{*)} Anschrift des Verfassers: Dipl.-Geol. Dr. rer. nat. LUTZ HERMANN KREUTZER, Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien.

devonischen Karbonate des Zentralkarnischen Hauptkammes müssen die Formationsnamen und deren stratigraphischer Umfang revidiert werden. Diese Revision wird hier in Form einer stratigraphischen Tabelle (Tab. 1) mit fazieller Unterteilung abgebildet.

Palinspastic Reconstruction and Revised Subdivision of the Devonian in the Central Carnic Alps According to New Investigations

Abstract

Four new sections from the shallow water facies of the Devonian of the central Carnic Alps are clearly referred to distinct facies types. On the basis of the paper from KREUTZER (1990) paleogeographical conclusions are drawn. In addition, a revised stratigraphic scheme is presented (Table 1) in which all existing Devonian formations are considered and briefly characterized.

1. Einleitung

Während der vergangenen Jahre wurden vom Autor mikrofazielle Beobachtungen am Cellon-/Kellerwandzug im Herzstück des Zentralkarnischen Hauptkammes ausgearbeitet, die es zuließen, in Kombination mit neuen stratigraphischen Daten tektonisch komplizierte Verhältnisse einer Entschlüsselung näherzubringen (KREUT-ZER, 1985, 1986, 1989a, 1990; KREUTZER & SCHÖNLAUB, 1984). In den benachbarten Gebieten des Cellon-/Kellerwandzuges, dem Biegengebirge im Westen, dem Gamskofelmassiv im Norden sowie dem Polinik im Nordosten (s. Abb. 1), wurden die Untersuchungen weitergeführt. Die Profilaufnahmen ließen sich oft nur unter Anwendung alpinistischer Methoden bewerkstelligen (s. KREUTZER, 1989b, 1990).

2. Mikrofazies-Typen

Am Gamskofel und im Biegengebirge sind Flachwasserkarbonate aufgeschlossen; sie stehen in engem Zusammenhang mit dem benachbarten Cellon-/Kellerwand-Zug, wo bisher 10 Mikrofazies-Haupttypen (KREUTZER, 1990) vom Intertidal bis zum pelagischen Bereich unterschieden wurden (die im Rahmen der vorliegenden Arbeit aufgestellten neuen Mikrofaziestypen werden aus diesem Grund bezüglich ihrer Numerierung an diese 10 Typen an- bzw. eingereiht:

2.1. MF-Typ 2 (KREUTZER, 1990): Rindenkorn-Grainstone

Matrix: Sparitisch.

Komponenten: Bioklasten, Peloide, Rindenkörner. Biogene: Echinodermenbruchstücke, Dasycladaceen. Gefüge: Meist stark tektonisiert.

Deutung: Unter hoher Wasserenergie innerhalb der photischen Zone entstandenes Hinterriff-Sediment.

2.2. MF-Typ 4b (KREUTZER, 1990): Mikritischer Loferit

Matrix: Mikrit.

Komponenten: Wenig Biogene.

Biogene: Parathuramminacea, selten Ostracoden.

- Gefüge: Hohlräume (LF-B-I-Gefüge), birdseyes und stromatactis mit Internsedimenten aus Dolomitkristallsilt, oft wolkige Strukturen, Feinschichtung, oft tektonisch beansprucht.
- Deutung: Diese Gesteine wechseln sich ab mit den unter 2.5. beschriebenen Amphiporen-bafflestones, den unter 2.3. beschriebenen mikroklastischen Loferiten und den unter 2.4. beschriebenen Algen-Bindstones. Aufgrund der mikritischen Matrix müssen sie unter ruhigen Bedingungen, jedoch in sehr flachem Wasser in Nähe des intertidalen Milieus entstanden sein, was im Schliffbereich hangende oder liegende Algen- und Dolomitkrusten zeigen. Der Sedimentationsraum lag im sehr flachen Wasser in der photischen Zone, allerdings von Welleneinwirkung weitgehend abgeschnürt.

2.3. MF-Typ 4c: Mikroklastischer Loferit

Matrix: Sparit, teilweise limonitisch, lagenweise Dolomit.

Komponenten: Gerundete Mikroklasten.

- Klasten: Oft aus aufgearbeitetem Echinodermenschutt oder Mikritklasten, andere Klasten durch sekundäre Mikritisierung nicht zu identifizieren.
- Gefüge: Hohlraumgefüge (L-F-B-II-Gefüge), komponentengestützt, Feinschichtung durch lagenweise Anreicherung von Limonit oder Dolomit.
- Deutung: Diese Gesteine sind Aufarbeitungslagen. Dafür spricht die vollkommene Rundung der Körner. Der ständige Wechsel mit Dolomitlagen und mikritischen Loferiten spricht für die Sedimentierung im Bereich des Intertidals.

2.4. MF-Typ 5c (KREUTZER, 1990): Bindstones

Matrix: Mikrit, primärer Dolomit.

Komponenten: Biogene.

- Biogene: Algenkrusten, sehr selten Ostracoden und Parathuramminacea.
- Gefüge: Feinschichtung durch Wechsel von Dolomit und Algenkrusten, Hohlraumgefüge mit birdseyes; Trockenrisse und scherbiger Bruch, Lithoklasten.

Abb. 1.
Lage des Arbeitsgebietes.
Übersichtskarte: B = Bregenz; E = Eisenstadt; G = Graz; 1 = Innsbruck; K = Klagenturt; S = Salzburg; W = Wien.
W = Wien.
Berge: A = Austriascharberge: A = Austriascharberge: A = Cellon; CP = Cima Plotta; F = Freikofel; GK = Gamskofel; HW = Hohe Warte; Kk = Kollinkofel; KP = Kleiner Pal; KS = Kellerspitzen; P = Polickenpaß; VT = valentintört; WT = Valentinalm; OV = Obere Wolayer-Alm; PH = Plök-kenhaus; PHü = Eulard
Phü = Rilugio Giovannie Olinbertendi, OV = Obere Wolayer-Alm; PH = Plök-kenhaus; NH = Plök-kenhaus; NH = Plök-kenhaus; NH = Plök-kenhaus; NH = Untere Wolayer-Alm; PH = Untere Valentinalm.



Deutung: Diese Gesteine entstehen im Intertidal; Trockenrisse oder durch Trocknung zerbrochene Algenkrusten machen dies deutlich.

2.5. MF-Typ 11: Amphiporen-Bafflestone

- Matrix: Mikrit oder Mikrosparit, Dolomit.
- Komponenten: Biogene, selten Peloide.
- Biogene: Sessile Amphiporen, selten Brachiopodenschalen und Dasycladaceen.
- Gefüge: Schlammgestützt, Amphiporen oft tektonisch ausgelängt, Mikrit zeigt tektonische Orientierungsmuster. Hohlraumgefüge sehr selten.
- Deutung: Die Amphiporen wuchsen im flachen Wasser auf Karbonatschlamm, der Sedimentationsraum muß sich vor Wellen geschützt befunden haben. Übergänge zu Rindenkorn-Grainstones (MF-Typ 2; KREUTZER, 1990) mit Dasycladaceen sind möglich.

2.6. MF-Typ 12: Quarzreicher Dolosparit

Matrix: Dolomit, Sparit.

- Komponenten: Authigener Quarz, primärer Dolomit, Algenstromatolithen.
- Gefüge: Feinschichtung durch Wechsel von dolomitischen und Quarzhorizonten, teilweise auch Algenstromatolithen.
- Deutung: Typische Gesteine des Intertidals. Authigene Quarzlagen deuten auf salinare Bedingungen hin. Algenstromatolithen sind die einzigen Lebenszeichen, die in diesen Gesteinen zu finden sind.

2.7. MF-Typ 13: Ostracoden- und Parathuramminacea-Packstone

Matrix: Mikrit/Sparit.

- Komponenten: Peloide, Biogene.
- Biogene: Ostracoden, Calcisphaeren, Parathuramminidae, wenige Algenkrusten.

Gefüge: Feinschichtung, Hohlraumgefüge.

Deutung: Randbereich des Intertidals, mäßige Wasserzirkulation.

3. Profilbeschreibungen

3.1. Profil am Gamskofel

Am Gamskofel wurde ein Profil durch die augenscheinlich gut gebankten Karbonate gelegt, welche die Gipfelregion des Massives aufbauen. Conodonten konnten aus diesen Gesteinen nicht isoliert werden. Liegend wurde von BANDEL (1972) ein kurzes Profil in der Gamskofel-Südwand aufgenommen. BANDEL fand keine stratigraphisch eindeutigen Hinweise.

Das hier beschriebene Profil befindet sich auf der Nordwestseite des Massives am sogenannten "Bösen Gangele" (Übergang vom Raimundatörl zum Wodner Törl) und wurde 1988 von M. ZOBEL beprobt. Das Profil beginnt in 2190 m NN in einer markanten Senke zwischen zwei Bergrippen und arbeitet sich nach Westen in Richtung Wodner Törl vor. Es umfaßt eine Mächtigkeit von insgesamt 45 Meter.

Am Gamskofel können vier der oben beschriebenen Mikrofaziestypen unterschieden werden: MF-Typ 4b, 4c, 5c und 11. Sie gehen vertikal mit mehr oder weniger scharfen Grenzen ineinander über. Die Übergänge von Laminiten oder Loferiten zu Amphiporenkalken sind in den meisten Fällen scharf, die von Amphiporenkalken zu Loferiten und die von Loferiten zu Laminiten kontinuierlich.

Milieu

Das Profil zeigt Flachwasserentwicklung im Hinterriff, das episodisch von Wasserspiegelschwankungen erfaßt wurde, sodaß sich Fauna und Flora diesen unterschiedlichen Bedingungen anpassen mußten. Während Amphiporen unter lagunären Bedingungen siedeln konnten, zogen sie sich zurück, sobald das Wasser flacher wurde, Loferite mit geringer Fauna und Flora entstanden im sehr flachen abgeschnürten Wasser, oft sank der Wasserspiegel soweit, daß sich Dolomit- und Algenkrusten bildeten. Sobald das Wasser wieder gestiegen war, breiteten sich rasch Amphiporen über dem ruhigen Meeresboden aus.

Bemerkungen

Im Gegensatz zu den Amphiporen-bafflestones am Gamskofel (MF-Typ 11) sind die ausgedehnten Amphiporenrasen in den Kellerwänden und an der Hohen Warte ohne mikritische Matrix. Hier hat eine größere Wasserenergie dafür gesorgt, daß die Rindenkorn-Sedimente (MF-Typ 2: KREUTZER, 1990) ausgewaschen worden sind. Während die Amphiporen-Gesteine des Kellerwandzuges mit Crinoiden, Korallen, Dasycladaceen, Muscheln, Ostracoden und Gastropoden eine diverse Plattformflora und -fauna bergen (mit Verzahnungen zum Riffkörper), beschreiben die Verhältnisse am Gamskofel eine spärliche Fauna, die außer Amphiporen selten andere Elemente hat. Das Wasser war ruhiger, zeigt aber vertikal rasche Übergänge zu intertidalen Sedimenten.

3.2. Profile im Biegengebirge

Das Biegengebirge besteht aus einem Ost-West gestreckten Zug (Seekopf, Monte Canale, Chianalettagrat) und einem anschließenden Süd-Nord-Zug (Sasso Nero, Austriascharte, Wolayer Kopf, Biegenköpfe, Giramondopaß). Zwischen Sasso Nero und Chianalettagrat zieht die bedeutendste Störung im Biegengebirge hindurch, erkennbar an einer tief eingeschnittenen Scharte, an der die Gesteine völlig zerrüttet sind.

Begeht man das Schuttfeld entlang dem Biegengebirge im Norden des Ost-West gestreckten Teils oberhalb der Wolayer Alm, lassen sich mehrere Karbonatgesteine unterscheiden, die aus den steilen Nordwänden stammen:

 Hinterriffschuttkalke mit Crinoidenschutt und Rindenkörnern (MF-Typ 2; MF-Typ 4b), wie sie in den Kellerwänden und der Hohen Warte vorkommen (s. KREUTZER, 1990),



Abb. 2.

Profilkorrelation.

Südliche Flachwasserfazies: I = Gamskofel; II = Austriascharte; III = Seekopf; IV = Hohe Warte – Obere Kellerwand (KREUTZER, 1990). Übergangsfazies: V = Untere Kellerwand – Cellon (KREUTZER, 1990). Pelagische Karbonatfazies: VI = Profil Oberbuchach II (SCHONLAUB, 1985), 1 = Kalk, 2 = Dolomit, 3 = Loferit, 4 = Laminit, 5 = Riffkalk, 6 = Stringocephalenkalk, 7

= Hercynellenkalk (Seewartekalk).

- gelblich-graue Laminite mit Zwischenlagen von sparitisch gebundenen Crinoidenschutt- und Rindenkornkalken, typisch für die Ausbildung der Hohen Warte und Seewarte im oberen Ems, und
- wenige dunkelgraue bis schwarze Schlammkalke mit großen Gastropoden, typisch f
 ür das untere Ems der Seewarte (Seewartekalk n. JHAVERI, 1969).

Auffällig ist die starke Zerrüttung im Ost-West-Zug des Biegengebirges. Vertikale Störungen und Ruschelzonen haben das Massiv zerstückelt und lassen die Schichtung (südliches Einfallen) nur noch erahnen. Hingegen ist der Bereich zwischen dem Sasso Nero und dem Giramondopaß kaum tektonisiert: Die horizontal angeschnittenen Schichtbänke sind schon von weitem sehr gut sichtbar und ziehen von Süden nach Norden ungestört durch. Die grauen und gelben Bänke erinnern an die Ausbildung des Nordgrates am Mooskofel (also im Gamskofelmassiv), den die Erstbegeher eben wegen dieser hellen und dunklen Streifen "Zebragrat" getauft haben.

Aufgrund der unterschiedlichen Gesteinsausbildung erschien es angebracht, durch beide Teile des Biegengebirges je ein Profil zu legen, um sie untereinander aber auch mit bereits bekannten Profilen vergleichen zu können. Dazu wurden der Seekopf-Nordostgrat und der Klettersteig durch die Austriascharte gewählt.

3.2.1. Austriascharte

Die Austriascharte ist eine markante Vertiefung im Kamm des Biegengebirges zwischen Sasso Nero und Wolayer Kopf. Das Profil wurde durch die Nordostwand bis zum Gipfel des Wolayer Kopfes (Profilhöhe ca. 470 m) verfolgt. Durch diese Nordostwand führt ein markierter Steig. Dieser Steig ist die leichteste Route senkrecht zur Schichtung im nördlichen Biegengebirge, obwohl in dessen oberem Drittel anhaltend senkrechte Wandpartien durchstiegen werden müssen, die mit Drahtseilen versichert sind.

Die Karbonate im Profil des Biegengebirges sind mikrofaziell denen des Gamskofelmassives ähnlich. Alle Proben zeigen starke Anzeichen von Tektonisierung.

Im unteren Teil der Austriascharte (1990 m bis 2070 m NN) stehen spätige Karbonate an, die bereichsweise vollkommen rekristallisiert sind. Einige Reliktgefügemerkmale beweisen jedoch, daß diese Gesteine primär sparitisch gebundene Bioklastkalke waren (etwa dem MF-Typ 2 entsprechend). Echinodermenbruchstücke und selten Dasycladaceen sind noch zu erkennen.

Diese Kalke werden von regelmäßig gebankten Karbonaten überlagert, in denen sich 0,5 bis 1 m mächtige ockerfarbene dolomitische Lagen (MF-Typ 4c) mit 5 bis 10 m mächtigen Kalken des MF-Typs 2 abwechseln. Zum Hangenden (ab 2090 m NN) werden die Abstände zwischen den gelben Bänken immer geringer, die karbonatischen Zwischenschichten werden vom MF-Typ 4b eingenommen.

In Höhe 2200 m NN erfolgt eine Traverse durch die Wand Richtung Nordwesten, die Wand wird steiler, die Kalke massiger. Ab hier folgen Amphiporenkalke des MF-Typs 11, wie am Gamskofel in Wechselfolge mit Loferiten und Algen-Laminiten. Diese Folge hält an bis zum Gipfel des Wolayer Kopfes (2472 m NN).

Das beschriebene Profil ist gültig für das gesamte Biegengebirge vom Sasso Nero bis zum Giramondopaß.

3.2.2. Seekopf

Der Seekopf bildet den östlichen Eckpfeiler des Biegengebirges, er liegt direkt südwestlich des Wolayer Sees. Seine Ostflanke und die Westwand der Seewarte formen das Wolayer Törl, den Grenzübergang zwischen Italien und Österreich. Das Profil (Wandhöhe ca. 450 m) wurde entlang der Ostwand des Seekopfes durch Abseilen aufgenommen, zuvor wurde der für den Aufstieg in Bezug auf Steinschlag sichere markante Ostgrat durchstiegen (meinem Seilpartner REINHARD RANNER möchte ich herzlich danken).

Das Profil beginnt am Einstieg der Ostflanke in 2190 m NN (dem untersten Punkt der Abseilpiste). Hier stehen helle Crinoidenschuttkalke des Prags an, in deren Dünnschliffe Korallenbruchstücke, vereinzelt Tentakuliten die markanten Biogene darstellen. Ab 2290 m wird der Kalk reicher an Gerüstbildnern: Hier beginnt der Riffkalk des Prags (s. BANDEL, 1969; KREUTZER, 1990).

In 2340 m NN zeigt der Seekopf eine markante morphologische Stufe, die Wand springt zurück. Hier beginnt die Entwicklung des unteremsischen Seewartekalkes (JHAVERI, 1969). Das Gestein ist dunkelgrau bis schwarz und mikritisch. Aus dieser Schicht wurden (am gegenüberliegenden Wandfuß des Seekopfes) von JHA-VERI (1969), PALLA (1967) und ERBEN et al. (1962) die Fauna und Flora an der Seewarte beschrieben.

In 2350 m NN beginnen die emsischen Laminite, die an der Seewarte von POHLER (1982) beschrieben wurden. Diese Gesteine bauen den letzten Aufschwung des Seekopfes bis zum Gipfel auf.

3.3. Feldkogelzug (Polinik-Profil)

Am Polinik wurde ein Profil am Gipfelgrat gelegt, das sich vom südlichsten (und höchsten) Punkt bis zum Gipfelkreuz erstreckt. Das Profil wurde bereits von BANDEL (1972) aufgenommen. Er erklärte sein Kurzprofil an der Gamskofel-Südwand und die Polinikabfolge für identisch. Dies wird schon aufgrund makroskopischer Vergleiche der hier und dort vorkommenden Karbonate vom Verfasser bezweifelt. Deshalb wurde das Polinik-Gipfelprofil zum mikrofaziellen Vergleich erneut aufgenommen.

Die Abfolge beschränkt sich auf Karbonate des Intertidals oder seiner Randbereiche. Vorherrschend sind die MF-Typen 5c, 12 und 13. Zusätzlich treten sekundär dolomitisierte Gesteine auf, über deren Ursprungsgefüge kaum etwas ausgesagt werden kann. Sehr wahrscheinlich handelt es sich um dolomitisierte feinlaminierte Karbonate (etwa Stromatolith-Kalke).

Die Algenstromatolithe (MF-Typ 5c) unterscheiden sich von denen des Gamskofels in der Farbe und der

Feinschichtung. Die Poliniklaminite sind dunkler und wesentlich feinlaminierter. Außerdem enthalten sie am Polinik mehr Ostracoden und Parathuramminacea. Hohlraumgefüge sind am Polinik eher selten, dagegen am Gamskofel häufig.

Bemerkenswert ist der MF-Typ 12 (Quarzreicher Dolosparit). Authigene Quarze treten so gehäuft auf, daß sie Gerüste bilden. Diese Lagen werden überdeckt von Dolomitkristallschichten, und diese oft von Stromatolith-Krusten. Diese quarzreichen Gesteine sind nur im Polinikprofil zu finden.

MF-Typ 13 ist ebenfalls nur am Polinik zu beobachten. Ostracoden und vor allem Parathuramminacea sind oft dicht gepackt. Sie können Algenkrusten enthalten, das Gestein zeigt aber nahezu keine Lamination.

Milieu

Das Profil zeigt eine streng an das Intertidal gebundene Entwicklung, unterscheidet sich jedoch bezüglich des Gesteinscharakters von der Intertidalentwicklung am Gamskofel erheblich. Es besteht nach Auffassung des Verfassers kein direkter Zusammenhang zwischen den beiden Entstehungsräumen. Polinik und Gamskofel gehörten zwei voneinander getrennt liegenden Flachwassergebieten an.

4. Paläogeographie

Die Karbonate in den Zentralkarnischen Alpen stehen in enger Beziehung zueinander. Früher wurde hier mit einem strengen Deckenmodell gearbeitet (v. GAERTNER, 1931; HERITSCH, 1936), das auch heute noch die grundlegenden Zusammenhänge der einzelnen Komplexe erklären kann. Allerdings gibt es bezüglich dieser strengen Einteilung einige Widersprüche (SCHÖNLAUB, 1979, 1985). So werden zwar die hochpelagischen Einheiten am Rauchkofel und an der Bischofsalm immer noch als Schuppendecken bezeichnet. Ihre paläogeographische Auflösung ist bis heute jedoch nicht gelungen. Die tektonischen Einflüsse auf das Gebiet sind so komplex und zahlreich, daß es schwierig wird, die einzelnen Phasen voneinander zu trennen, im Gegensatz zu anderen klassischen Forschungsgebieten des Paläozoikums (die variscische Tektonik ist in den Karnischen Alpen noch einmal von der alpidischen überprägt worden).

Das Massiv des Gamskofels, das Biegengebirge und das Massiv des Kellerwand-Hohe Warte-Zuges gehören zur Kellerwanddecke (s. KREUTZER; 1990). Die liegende Cellondecke zeigt Karbonate vom Silur bis zum Unterkarbon in Vorriff-Fazies, die der Kellerwanddecke in Riff- oder Hinterriff-Fazies (s. KREUTZER, 1990).

Das Profil des Seekopfes ist quasi identisch mit dem Seewarte-Profil, das in Teilabschnitten von ERBEN et al. (1962), VAI (1963), BANDEL (1969), JHAVERI (1969) und POHLER (1982) beschrieben wurde (eine Zusammenfassung findet sich bei KREUTZER, 1990). Die beiden Berge sind durch eine Blattverschiebung gegeneinander um ungefähr 250 bis 300 Meter versetzt. Die Störung ist linksdrehend, also gegensinnig zum älteren Zentralkarnischen Bogen (SCHÖNLAUB, 1979; KREUTZER, 1990) angelegt.

Der Ost-West-Zug des Biegengebirges vom Seekopf über den Chinalettagrat bis zum Sasso Nero bildet ge-



genüber dem Süd-Nord-Zug (Austriascharte - Wolaver Kopf - Biegenköpfe - Giramondeopaß) eine Hochscholle, die Störung zwischen Sasso Nero und Austriascharte ist eine Abschiebung mit steiler, nach Nordwesten einfallender Störungsfläche. Sind am Seekopf die Laminite des Oberems ("Lambertenghi-Laminit"; s.Tab. 1) nur am Gipfelaufbau zu finden (ab 2350 m NN), so beginnen sie im Profil der Austriascharte bereits ca. 30 Meter über dem Einstieg (ab 2040 m NN). Die Wände des Ost-West-Zuges werden demnach hauptsächlich aus den massigen Crinoiden- und Riffkalken des Prags ("Hohe Warte-Kalk"; s.Tab. 1) aufgebaut, die des Süd-Nord-Zuges aus den gut geschichteten Laminiten des Oberems.

Die Gipfelkalke am Gamskofel wurden bereits von KREUTZER (1990) aufgrund von Fossilfunden im Schutt ins Givet gestellt. Im oben beschriebenen Profil konnten diesmal anstehend, wenn auch nur schlecht erhalten, Bruchstücke von *Stringocephalus burtini* identifiziert werden.

Das von BANDEL (1972) aufgenommene Kurz-Profil am Gamskofel zeigt die gleiche Entwicklung, also ebenfalls Laminite und Amphiporenkalke. Es liegt nahe, das kurze BANDEL-Profil aufgrund dessen Geländelage (liegend zum hier beschriebenen Profil) ins Ems bis Eifel zu stellen. Das bedeutet: Am Gamskofel herrschten sowohl im Unter- als auch im Mitteldevon intertidale Verhältnisse. Während in der Kellerwand und an der Hohen Warte im Eifel und Givet Riff- und Plattformkalke entstanden ("Spinotti-Kalk", "Eiskar-Kalk", "Kellergrat-Riffkalk"; s.Tab. 1), lag der Gamskofel immer noch im Einflußbereich der Gezeiten. Da ein Becken im Nord-Nordosten dem Riff vorlagerte und das Hinterriff im Süd-Südwesten war (KREUTZER, 1990), muß der Sedimentationsraum des Gamskofels ("Gamskofel-Kalk"; s.Tab. 1) am weitesten südlich positioniert werden.

Am Polinik haben ebenfalls intertidale Bedingungen geherrscht. Allerdings sind die Sedimente ("Feldkogel-Kalk"; s.Tab. 1) denen der Kellerwanddecke unähnlich. Die tektonische Einheit des Feldkogelzuges kann den Flachwasserkalken der Kellerwanddecke nur nördlich vorgelegen haben. Es muß in den Karnischen Alpen mindestens zwei Flachwasserareale gegeben haben, die anscheinend durch das Stillwasser (Becken) der "Bischofalmschiefer" und "Zollner-Formation" (s. Tab. 1) getrennt waren.

5. Palinspastik

Aufgrund der Auflösung der Tektonik in Zusammenhang mit der mikrofaziellen und stratigraphischen Erfassung der Zentralkarnischen Kette zwischen Cellon und Seewarte (KREUTZER, 1990) wird eine Fazieszonierung von Südsüdwest nach Nordnordost vorausgesetzt.

5.1. Ausglättung der Cellonfalte

Im Norden des Cellons ist an der Theresienhöhe ein nordvergentes Faltensystem angeschnitten, das aus



Abb. 3. Faziesverzahnung in der Cellonfalte. einem Sattel und einer Mulde besteht (s. Abb. 3). Der Sattel ist die Fortsetzung des Pal-Zuges, die Mulde setzt sich aus dem Angerbachtal fort. Der Südschenkel des Sattels baut die steilen Flanken des Cellons auf. Der Sattelkern besteht aus oberordovizischen Schiefern. Den Hauptanteil des Süd-Schenkels stellen unterbis mitteldevonische Kalke in Übergangsfazies (Vorriff mit detritischen Lagen). Im Nordschenkel sind diese Karbonate überkippt gelagert und in der Mächtigkeit leicht reduziert.

Die sich nach Norden anschließende Mulde beinhaltet einen lateralen Fazieswechsel. Während der Südschenkel noch in reduzierter Übergangsfazies vorliegt, ist der Nordschenkel schon in pelagischer Fazies ausgebildet, also in Rauchkofelfazies (s. SCHÖNLAUB, 1985; KREUTZER, 1990).

Der Scheitel der Mulde wurde demnach an einer Schwächezone angelegt: dem Bereich der Verzahnung von pelagischer zur Übergangsfazies.

5.2. Deckenstirnfalte der Kellerwanddecke

Die hangende Kellerwanddecke wurde von Südwest nach Nordost (ca. 35°) auf die Cellondecke aufgeschoben, wobei die in der Nordwestwand der Kellerspitzen imposant aufgeschlossene Stirnfalte entstand. Eine Auflösung dieser tektonisch eindrucksvollen Struktur ist bei KREUTZER (1990) nachzulesen.

5.3. Der hochpelagische Ablagerungsraum

An die Rauchkofelfazies schließt sich im Norden die hochpelagische schiefrige Fazies der Bischofalm-Schuppenzone an. Sowohl Rauchkofel- als auch Bischofsalmeinheit sind so stark verschuppt, daß eine palinspastische Entzerrung nicht eindeutig durchführbar ist.

5.4. Entfernungen der Faziesräume

Für das Arbeitsgebiet lassen sich Entfernungen bestimmen, die über die paläogeographische Lage der einzelnen Faziesräume recht genaue Werte liefern (Abb. 4). Dies scheint gerade im Devon erstaunlich, das zweimal von einer Gebirgsbildung betroffen worden ist. Die relativ nahe Lage der einzelnen Faziesräume zueinander und die fazielle Stabilität des Riffkomplexes Karnische Alpen im Gesamtdevon machen dies möglich.

Die Entfernungen der verschiedenen Fazies zueinander sind für ein Riff sehr gering: Intertidal und die Zone der pelagischen Kalke waren nie weiter als 8 bis 9 km voneinander entfernt. Zwischen dem Riff und der pelagischen Zone blieb der Abstand immer zwischen 4,5 und 5,5 km. Welche Ausdehnung die Schwelle der pelagischen Kalke (Rauchkofelfazies) gehabt hat, ehe sie in das offene Becken mit Schiefern (Bischofalmfazies) überging, läßt sich aufgrund der starken Verschuppung nicht sagen.

6. Vorschlag neuer Formationsnamen

Nachdem hiermit die relevanten Profile im Zentralkarnischen Hauptkamm mikrofaziell und stratigraphisch als hinreichend ausführlich bearbeitet betrachtet werden können, müssen die alten Bezeichnungen (SCHÖN-LAUB, 1986) der einzelnen Kalke und ihr jeweiliger stratigraphischer Umfang auf den aktuellen Stand gebracht werden. Zum Teil werden Formationsnamen ergänzt oder neue vorgeschlagen, die jeweils nach Gemarkungen oder Örtlichkeiten benannt sind. Das Alter der Schichten in Tab. 1 reicht vom Unterdevon bis einschließlich Unterkarbon. Die im Text vorgenommenen Zuordnungen zu einer Fazies in der Kellerwand- und Cellondecke beziehen sich auf die Fazies-Einteilung von KREUTZER (1990).

6.1. Faziesübergreifende Formationen

6.1.1. Rauchkofel-Kalk

Der Name Rauchkofel-Kalk steht für alle Kalke des Lochkovs der Karnischen Alpen trotz fazieller Verschiedenheiten. An diesem Namen soll festgehalten



Palinspastisches Profil durch die Zentalkarnischen Alpen an der Devon/Karbon-Grenze.

werden, weil er sich in der Literatur mittlerweile durchgesetzt hat. Allerdings wird hier eine Differenzierung vorgeschlagen. Die pelagische Entwicklung der nördlichen Fazies innerhalb dieser Schichten soll hier den Namen pelagischer Rauchkofel-Kalk, und die Plattformkarbonate der südlichen Fazies den Namen neritischer Rauchkofel-Kalk erhalten.

Locus typicus

Wandfuß an der Südflanke des Rauchkofels, am Beginn des Hochtales zwischen Kellerwänden und Rauchkofel (SCHÖNLAUB, 1971).

6.1.2. Pal-Kalk

Der Pal-Kalk erstreckt sich im Oberdevon von der Übergangs-Fazies bis zur pelagischen Karbonat-Fazies. Es handelt sich um rötlich bis graue Cephalopoden-Flaserkalke mit einer Gesamtmächtigkeit zwischen 40 und 100 m.

Locus **typicus** Gipfel des Pal.

6.1.3. Kronhof-Kalk

Auf den Famenne-Kalken liegen noch einige nicht erodierte Inseln von geringmächtigem unterkarbonischem Cephalopodenkalk, der Kronhof-Kalk. Er beendet die karbonatische Faziesdifferenzierung des Devons.

Locus typicus

Hinterer Kronhofgraben südöstlich Würmlach.

6.1.4. Hochwipfel-Formation

Die Hochwipfel-Formation wird als karbonischer Flysch gedeutet. Es handelt sich um Wechselfolgen zwischen turbiditisch gradierten Quarzsandsteinen, Siltsteinen und Tonschiefern.

Locus typicus

Der Hochwipfel im östlichen Karnischen Hauptkamm.

6.2. Formationen der Kellerwanddecke (südliches Flachwasser)

 Das tiefste devonische Schichtglied der Riff-Fazies ist der neritische Rauchkofel-Kalk des Lochkovs (s. Kap. 6.1.1). Er wird an der Seewarte und Hohen Warte bis zu 180 m mächtig (BANDEL, 1969). Ausbildung

Graue Crinoidenschuttkalke (Peloid-Pack-/Grainstone mit Bioklasten).

Fazies

Crinoiden-Rindenkorn-Fazies (KREUTZER, 1990).

 Darüber lagern Crinoidenkalke des Prags, der Hohe Warte-Kalk (frühere Bezeichnung: Conjugu-/a- und Riffkalke). Insgesamt erreicht er eine Mächtigkeit von 350 m.

Locus typicus

Nordwand der Hohen Warte, KOBAN-PRUNNER-Route, unterer Teil.

Ausbildung

Crinoidenschuttkalk mit patch-reefs (Peloid-Grainstone mit Bioklasten). Fazies

Crinoiden-Rindenkorn- oder Riff-Fazies (KREUTZER, 1990).

Ab dem Ems läßt sich differenzieren. Paläogeographisch im Süden (s. Abb. 4) kommt es zur Ausbildung von Intertidalkalken vom Typ am Gamskofel, also Laminite im Wechsel mit Loferiten (s. Kap. 3.1.) und mikritisch gebundenen Amphiporenkalken. Sie sollen als südlichste Fazies zu den Gamskofel-Kalken (neue Formation) zusammengefaßt werden. Ihre Entwicklung hält an bis ins Givet. Ihre Untergrenze ist am Gamskofel tektonisch abgerissen, ihre Obergrenze erodiert. Ihre Mächtigkeit wird auf ca. 800 m geschätzt.

Locus typicus

Profil am Bösen Gangele zwischen Raimunda- und Wodner-Törl auf der Nordseite des Gamskofels. Ausbildung

Algenlaminit (Bindstones) im Wechsel mit Amphiporenkalk (Amphiporen-Bafflestones) und Loferiten, meist stark tektonisiert.

Fazies

Intertidale Fazies (KREUTZER, 1990).

 Paläogeographisch weiter nördlich an der Seewarte setzt spätestens an der Obergrenze Prag der 40 m mächtige Seewarte-Kalk (JHAVERI, 1969) ein. Locus typicus

Seewarte, im mittleren Wandbereich, Ausbiß in der Westflanke am Wandfuß.

Ausbildung

Tiefschwarzer bituminöser Kalk mit großen Gastropoden (Hercynellen) und Algen, Hinterriff. Fazies

Crinoiden-Rindenkorn-Fazies (KREUTZER, 1990).

Sie werden überlagert von 130 m mächtigem emsischem Lambertenghi-Kalk (frühere Bezeichnung: Consuelo-Laminit). Ihr lateraler Übergang zu den Gamskofel-Kalken verläuft fließend.

Locus typicus

Wände östlich und westlich der Rifugio Lambertenghi e Romanin (Wandfuß der Westflanke der Seewarte und Gipfelaufbau des Seekopfes). Ausbildung

Laminit mit großen Bereichen primärer Dolomitisierung im Wechsel mit Loferiten und Crinoidenschuttkalken.

Fazies

Intertidale und Crinoiden-Rindenkorn-Fazies (KREUT-ZER, 1990.

 Darüber lagert ca. 90 m mitteldevonischer Crinoidenkalk und 130 m birdseye-Kalk mit Amphiporen, wobei die Grenze zwischen Eifel und Givet unklar ist. Sie werden hier als Spinotti-Kalk zusammengefaßt.

Locus typicus

Steig zwischen Rifugio Lambertenghi e Romanin und Rifugio Giovanni e Olinto Marinelli namens "Sentiero Spinotti".

Ausbildung

Birdseye-Kalke (Loferite) im Wechsel mit Peloid-Grainstones mit Bioklasten und Amphiporen-Grainstones.

Fazies

Crinoiden-Rindenkorn-Fazies (KREUTZER, 1990).

 Noch weiter im Norden an den Kellerspitzen wird ab dem Ems der Eiskar-Kalk akkumuliert. Er reicht bis ins mittlere Givet und wird ca. 320 m mächtig. Locus typicus Nordwand der Oberen Kellerwand, am südlichen Gletscherrand des Eiskares beginnend. Ausbildung Birdseye-Kalke im Wechsel mit Dasycladaceen-reichen Grainstones. Fazies Crinoiden-Rindenkorn-Fazies (KREUTZER, 1990).

- O Der Eiskarkalk und der Lambertenghi-Kalk werden vom givetischen Kellergrat-Riffkalk (frühere Bezeichnung: Korallen-Stromatoporen-Kalk und Phillipsastrea-Kalk) überlagert, der mindestens 150 m mächtig ist. Der Riffkalk reicht bis in das Frasne mit zusätzlichen mindestens 30 m (untere gigas-Zone). Der alte Name Phillipsastrea-Kalk wird verworfen, da es sich bei den irrtümlich namengebenden Korallen tatsächlich um Scruttonia julli handelt.
 - Locus typicus

Der Kellergrat zwischen den Kellerspitzen im Westen und dem Kollinkofel im Osten.

Ausbildung

Kompakte massige Riffkalke (Frame- und Bafflestones) mit großen Stromatoporen und Korallen. Fazies

Riff-Fazies (KREUTZER, 1990.

- Als wichtiger Leithorizont zieht sich durch das gesamte Areal des südlichen Flachwassers kurz unterhalb der Riffkalke im Givet eine Lage mit S. burtini. Sie ist formationsübergreifend (s. KREUTZER, 1990).
- O Dem frasnischen Riff-Kalk liegt am Kollinkofel der Kollinkofel-Kalk (neue Formation) auf. Seine markanten Merkmale sind Anhäufungen von Rhynchonellen und Lithoklasten. Er reicht im Famenne bis in die untere *poslera*-Zone und wird mindestens 40 m mächtig (KREUTZER, 1990; s.a. FERRARI & VAI, 1973).
 - Locus typicus

Nord-Ost-Grat und Südflanke des Kollinkofels.

Ausbildung

Dunkle Rhynchonellenkalke (Brachiopoden-Pack-/ Floatstones) im Wechsel mit sparitisch gebundenen Lithoklasten-Breccien.

Fazies

Lithoklastische Fazies (KREUTZER, 1990.

Zeitgleich mit dem Kollinkofel-Kalk wird weiter südlich im Famenne der Marinelli-Kalk (neue Formation) gebildet. Er ist nur lokal auffindbar und bildet das Liefergebiet für den Biodetritus in den Kollinkofel-Kalken.

Locus typicus

Oberster aufgegebener Steinbruch "Cava di marmo", Südseite der Kellerspitzen, unterhalb der Rifugio Giovanni e Olinto Marinelli.

Ausbildung

Birdseye-Kalk (Loferit).

Fazies

Crinoiden-Rindenkorn-Fazies (KREUTZER, 1990).

 Über dem Marinelli-Kalk folgt der bis zu 10 m mächtige unterkarbonische Kronhof-Kalk (s. Kap. 6.1.3.) Ausbildung Grauer Cephalopodenkalk (wackestone mit Cephalopoden). Fazies

Pelagische Fazies (KREUTZER, 1990).

6.3. Cellondecke (Übergangs-Fazies)

 Im Lochkov wurde pelagischer Rauchkofel-Kalk mit Übergängen zu neritischem Rauchkofelkalk abgelagert (s. Kap. 6.1.1.).
 Ausbildung

Plattige, dunkelgraue bis schwarze Plattenkalke (Pelagische Mudstones oder Lamellierte Peloid-Grainstones mit Radiolarien). Fazies

Übergangs- bis Pelagische Fazies (KREUTZER, 1990).

 Darüber folgt 145 m Kellerwand-Kalk, der sich stratigraphisch über die Obergrenze Prag fortsetzt. Locus typicus

Untere Kellerwand im Bereich zwischen Oberer Valentinalm und Cellon.

Ausbildung

Gelber Tentakulitenkalk (Bioklastische Wackestones), stellenweise stark dolomitisiert im Wechsel mit organodetritischen Zwischenschichten (Peloid-Pack-/Grainstones mit Bioklasten). Fazies

Übergangs-Fazies (KREUTZER, 1990).

 Der plattige Vinz-Kalk (frühere Bezeichnung: dunkler Plattenkalk) des Ems umfaßt im Mittel 115 m (am Cellon ist er geringmächtiger als in der Unteren Kellerwand). Er reicht bis an die Grenze Ems/Eifel (KREUTZER, 1990).

Locus typicus

Vinz-Verschneidung östlich des Nordpfeilers der Grünen Nase, Untere Kellerwand.

Ausbildung

Dunkelgraue Plattenkalke (Bioklastische Wackestones) im Wechsel mit detritischen Peloid-Pack-/ Grainstones mit Pharathuramminacea oder Bioklasten.

Fazies

Übergangs-Fazies (KREUTZER, 1990).

 Die Sedimentation des Cellon-Kalkes beginnt erst an der Grenze Ems/Eifel und umfaßt das gesamte Mitteldevon des Cellons und der Unteren Kellerwände. Die Mächtigkeit beträgt im Mittel 210 m. Die bei SCHÖNLAUB (1986) angegebenen 400 m beziehen sich auf überholte Vorstellungen über die tektonische Einteilung.

Locus typicus

Felsflanke des Cellons ab dort, wo der Klettersteig in die markante Rinne führt (ca. 1890 m NN) bis zum Ausstieg.

Ausbildung

Graue Massenkalke (Bioklastischer Wackestone) im Wechsel mit Peloid-/Pack-/Grainstones. Fazies

Übergangs-Fazies (KREUTZER, 1990).

 Der Formationsname Kunzkopf-Kalk wird fallengelassen. Nach den faziellen Untersuchungen von KREUTZER (1990) können die Kalke an den Kunzköpfen den Cellonkalken eingegliedert werden. Faziell bestehen hier keine Unterschiede.

Über den Cellon-Kalken folgt der oberdevonische Pal-Kalk. Er umfaßt das Frasne und Famenne und wird insgesamt bis zu 100 m mächtig (mit seiner Fortsetzung im Unterkarbon, dem Kronhof-Kalk, s.Tab. 1, reicht das Profil am Cellon mit Unterbrechungen bis in die untere duplicala-Zone).

Ausbildung

Grau bis rosafarbene Flaserkalke (Pelagischer Mudstone).

Fazies

Pelagische Fazies (KREUTZER, 1990).

6.4. Rauchkofel-Schuppendecke (Pelagische Karbonat-Fazies)

O Die Namen Boden-, Findenig-, Freikofel-, Valentin-, Pal-Kalk und Hohe Trieb-Formation (SCHÖNLAUB, 1979, 1986) werden nicht verändert. Hinsichtlich ihrer Ausbildung wird im Rahmen dieser Arbeit weder die Mikrofazies noch die Stratigraphie revidiert.

6.5. Bischofalm-Schuppendecke (Stillwasser)

 An den Formationen Bischofalm-Schiefer und Zollner-Formation (SCHÖNLAUB, 1979, 1986) werden weder stratigraphisch noch faziell Veränderungen vorgenommen.

6.6. Feldkogeldecke (Nördliches Flachwasser)

O Zu den Karbonaten des Feldkogelzuges gehören die Gesteine des Polinikprofiles. Am Mooskofel konnte anhand von Palmatolepis sp. (KREUTZER, 1990) nachgewiesen werden, daß diese Flachwasserkalke bis in das Oberdevon reichen. Ob innerhalb der Feldkogeldecke mikrofazielle Differenzierungen sinnvoll sind, können weiterführende Untersuchungen zeigen. Hier sollen die Gesteine als Feldkogel-Kalk zusammengefaßt werden.

Locus typicus

Feldkogel südlich von Gundersheim.

Ausbildung

Algenstromatolithe im Wechsel mit Dolomiten. Fazies

Intertidale Fazies.

Dank

Für die Vergabe eines Feodor Lynen-Stipendiums möchte ich der Alexander von Humboldt-Stiftung in Bonn herzlich danken. Im Rahmen dieser Förderung konnte ich die vorliegende Arbeit verfassen. Der Geologischen Bundesanstalt und Herrn Dr. HANS PETER SCHÖNLAUB danke ich für ihre Unterstützung während meiner Zeit in Wien.

Literatur

BANDEL, K. (1969): Feinstratigraphische und biofazielle Untersuchungen unterdevonischer Kalke am Fuß der Seewarte (Wolayer See, Zentrale Karnische Alpen). – Jb. Geol. B.-A., 112, 197–234; Wien.

- BANDEL, K. (1972): Palökologie und Paläogeographie im Devon und Unterkarbon der Zentralen Karnischen Alpen. – Palaeontographica, **141**, Abt. A, 1–117; Stuttgart.
- ERBEN, H.K., FLÜGEL, H. & WALLISER, O.H. (1962): Zum Alter der Hercynellen führenden Gastropoden-Kalke der Zentralen Karnischen Alpen. – Symp. Silur/Devon-Grenze 1960, 71–79; Stuttgart.
- FERRARI, A. & VAI, G.B. (1973): Revision of the Famennian Rhynchionellid Genus *Plectorhynchella*. – Giorn. Geol. (2) **34**, fasc. I, 163–220; Bologna.
- GAERTNER, H.R.v. (1931): Geologie der Zentralkarnischen Alpen. – Denkschr. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., **102**, 113–199; Wien.
- HERITSCH, F. (1936): Die Karnischen Alpen. Monographie einer Gebirgsgruppe der Ostalpen mit variszischem und alpidischem Bau. – Geol. Inst. Univ. Graz, 205 S.; Graz.
- JHAVERI, R.B. (1969): Unterdevonische Gastropoden aus den Karnischen Alpen. – Palaeontographica Abt. A, **133**, 146–176; Stuttgart.
- KREUTZER, L. (1985): Bericht 1984 über geologische Aufnahmen in den zentralen Karnischen Alpen auf Blatt 197 Kötschach. – Jb. Geol. B.-A., **128**, 342–343; Wien.
- KREUTZER, L. (1986): Geologische Detailkartierung des Gebietes zwischen Kellerwarte und Cellon im Karnischen Hauptkamm, Kärnten, Österreich. – Unveröff. Dipl.-Kartierung der RWTH Aachen, 75 S., 28 Abb.; Aachen.
- KREUTZER, L. (1989a): Reef-basin distance in the Devonian of the Carnic Alps. – Ann. Soc. Geol. Belgique, **112**, 159–163, 3 fig.; Liège.
- KREUTZER, L. (1989b): Alpinismus und Geologie Fünf Jahre im Fels der Karnischen Alpen. – Alpenvereinsjahrbuch BERG '90, **114**, 99–110; München.
- KREUTZER, L. (1990): Mikrofazies, Stratigraphie und Paläogeographie des Zentralkarnischen Hauptkammes zwischen Seewarte und Cellon. – Jb. Geol. B.-A., **133**/2, 275–343; Wien.
- KREUTZER, L. & SCHÖNLAUB, H.P. (1984): Geologische Detailkarte des Gebietes zwischen Kellerwarte und Plöckenpaß. – Erläuterungen Blatt 197 Kötschach, Beilage 2, Wien (Geol. B.-A.).
- PALLA, P. (1967): New Lower Devonian Codeacean Algae from Carnic Alps. - Natura, **58**, 94-112, 3 Taf.; Milano.
- POHLER, S. (1982): Die Entwicklung der Flachwasserkarbonate im Mittel- und Oberdevon der Zentralen Karnischen Alpen (Seewartesockel zum Südabfall der Hohen Warte). – Unveröff. Dipl.-Arb., Rhein. Friedrich-Wilhelm-Univ. Bonn, 134 S., Bonn.
- SCHÖNLAUB, H.P. (1971): Die fazielle Entwicklung im Altpaläozoikum und Unterkarbon der Karnischen Alpen. – Z. Deutsch. Geol. Ges., 122, 97–111, 3 Abb.; Hannover.

SCHÖNLAUB, H.P. (1979): Das Paläozoikum in Österreich. – Abh. Geol. B.-A., 33, 3–124, 79 Abb., 4 Tab., 7 Taf.; Wien.

- Abh. Geol. B.-A., 33, 3-124, 79 Abb., 4 Tab., 7 Tal.; Wien.
 SCHÖNLAUB, H.P. (Ed.) (1980): Field Trip A: Carnic Alps. In: Second European Conodont Symposium (Ecos II), Guidebook Abstracts. – Abh. Geol. B.-A., 35, 5-57, 29 Abb., 10 Taf.; Wien.
- SCHÖNLAUB, H.P. (1985): Das Paläozoikum der Karnischen Alpen. – In: Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1985, 34–52, 6 Abb., Geol. B.-A.; Wien.
- SCHÖNLAUB, H.P. (1986): Significant Geological Events in the Paleozoic Record of the Southern Alps (Austrian Part). – In: WALLISER (ed.): Lecture Notes in Earth Sciences, Vol. 8: Global Bio-Events, 163–167; Berlin – Heidelberg – New York (Springer).
- VAI, G.B. (1963): Ricerche geologiche nel gruppo del M. Coglians e nella zona di Volaia (Alpi Carniche). – Giorn. Geol. (2), **30**, 137–198; Bologna.

Neuergebnisse aus dem Paläozoikum der Ost- und Südalpen				aktion: Hans Peter	Schönlaub & Albert Daurer
Jb. Geol. BA.	ISSN 0016-7800	Band 135	Heft 1	S. 273–285	Wien, März 1992

Fazies und Diagenese devonischer Riffkalke des Seeberger Aufbruches (Kärnten, Österreich)

Von GERD RANTITSCH*)

Mit 6 Abbildungen und 3 Tafeln (1 Farbbeilage)

		Usterreich
		Karawanken
		Seeberger Aufbruch
		Devon
		Piffkalko
<i>Ö</i> c	starraichische Karte 1 · 50 000	Fazion
03	sterietinsche Nate 7, 30.000	Fazies
DI	Idit 212	Diagenese
	Inhalt	
	innut	
	Zusammenfassung	
	Abstract	
1.	. Einleitung	
2.	2. Beschreibung der Mikrofazies-Typen	
З.	3. Struktur der Organismen	275
4.	. Vergleich mit den Karnischen Alben	276
5.	Diagenese	276
	5.1. Durchlichtbeobachtungen	276
	5.2. Kathodenlumineszenz-Untersuchungen	277
	5.3. Diagenesepfad	277
6.	Zusammenfassung und Diskussion	278
•••	Dank	280
	Literatur	280

Zusammenfassung

Die devonischen (Ems bis Frasne) Kalke des Seeberger Aufbruches im Bereich nördlich des Gehöftes "Haller" wurden in acht Mikrofazies-Typen gegliedert, die alle riffnahen Bildungsräumen zugeordnet werden konnten. Der Riffkern wird durch eine Stromatoporen-Renalcis-Fazies gebildet. Die Diagenese konnte zementstratigraphisch und mit Hilfe der Kathodenlumineszenz in fünf Phasen untergliedert werden.

Facies and Diagenesis of Devonian Reef Limestones from the "Seeberger Aufbruch" (Carinthia, Austria)

Abstract

Devonian limestones of the "Seeberger Aufbruch" (Karawanken) has been subdivided into eight microfacies types, all of them being related to near-reef-environments. A Stromatoporid-Renalcid-facies represents the reef-core-facies. The diagenetic succession has been subdivided in five phases by means of cementstratigraphy and the cathodoluminescence.

1. Einleitung

Die devonischen Karbonatgesteine des Seeberger Aufbruches der Ostkarawanken wurden zuletzt von TESSENSOHN (1974a,b) stratigraphisch und faziell gegliedert (s. Abb. 1). Von diesem großräumigen Modell ausgehend wurde versucht, die Fazies der Riff-Phase (Ems bis Frasne) detaillierter zu erfassen, sowie den Diageneseablauf zu rekonstruieren. Das Arbeitsgebiet befindet sich ca. sechs km südwestlich von Eisenkappel an der westlichen Talflanke des Vellach-Tales (s. Abb. 2).

Hier sind nach TESSENSOHN (1974a,b) Korallenkalke und massige, strukturlose Kalke bzw. Dolomite des Ems bis Oberdevon II, die in klastischen Sedimenten der karbonen Hochwipfelschichten tektonisch eingeschuppt sind, anstehend.

ä .

^{*)} Anschrift des Verfassers: Mag. Gerd RANTITSCH, Institut für Geologie und Paläontologie, Karl-Franzens-Universität Graz, Heinrichstraße 26, A-8010 Graz.

AUFARBEIT. PHASE	U. KARBON	BREKZIEN U. KONGLOMERATE	AUFARBEITUNG
	FAMENNE	SCHICHTLÜCKEN	TROCKENFALLEN
	FRASNE		ZENTRALER
FF-PHA SE	GIVET	RIFFKALKE • BECKENSEDIMENTE	RIFFGÜR TEL
	EIFEL		BENACH IBARE BECKENBERE ICHE
Т <u>а</u>	EMS		
F - PHASE	SIEGEN	ROTE FLASERKALKE	OXIDIERENDES MILIEU
RIF	GEDINNE	SCHWARZE PLATTENKALKE	WEITES, FLACHES, LEICHT EUXIN. NEBENMEER

Abb. 1.

Stratigraphie und Fazies im Devon des Seeberger Aufbruches. Nach TESSENSOHN (1974a,b).

Der Forstweg nordwestlich des Gehöftes "Haller" (s. Abb. 6) erlaubt den besten Einblick in die verschiedenen Faziesausbildungen. Das Gelände um diesen Forstweg wurde daher als engeres Untersuchungsgebiet gewählt.

Hier zeigt sich noch deutlicher, daß die quartäre Bergzerreißung den ursprünglichen Gesteinsverband in einzelne subanstehende Blöcke zerlegt hat, sodaß deren ursprüngliche Zusammenhänge nicht mehr erkennbar sind.

Es wurde bereits im Gelände versucht, Mikrofaziestypen zu erfassen, eine genauere Unterscheidung war jedoch nur an Dünnschliffen möglich.

Die einzelnen Mikrofazies-Typen stellen hiermit eine Gruppe von Dünnschliffen mit gleichen paläontologischen, strukturellen und diagenetischen Merkmalen dar ("Mikrofazieskonzept", cf. FLÜGEL, 1982).



Abb. 2.

Geographische Lage des Arbeitsgebietes.

E = Eisenkappel; B.V. = Bad Vellach; der Seeberger Aufbruch ist umrahmt.

2. Beschreibung der Mikrofazies-Typen (MF-Typen)

MF-Typ 1: Mudstone-Fazies

Die Hauptmasse der bearbeiteten Gesteine bilden hellgraue, strukturlose, grob gebankte Mudstones, in denen i. A. keine Fossilien erkennbar sind.

Sie werden hier als lagunäre Bildungen oder als Gesteine des Inter-Reef-Bereiches gedeutet.

MF-Typ 2: Algen-Laminit-Fazies

Dieser MF-Typ besteht aus fossilarmen (einige Echinodermenreste, Ostracodenschalen und tabulate Korallen) und deutlich lamellierten Bafflestones. An Hohlraumgefügen treten häufig "Birdseyes" und "stromatactis"-artigen Strukturen (ohne Internsediment) auf. An einigen Stellen sind "Teepee-Strukturen" erkennbar.

Diese Gesteine werden als Bildungen eines lagunären, inter-bis supratidalen Back-Reef-Bereiches gedeutet.

MF-Typ 3: Pelmikrit-Rudstone-Fazies

Mudstone- bzw. Pelmikrit-Klasten schwimmen in einer sparitischen Matrix und bilden dadurch einen Rudstone. In den Klasten sind Calcisphären-, Ostracoden-und Echinodermenreste erkennbar.

Durch die Fauna und das Gefüge läßt sich dieser MF-Typ als Produkt eines lokalen Überarbeitungs-und Erosionsereignisses lagunärer Back-Reef-Sedimente interpretieren (cf. KREBS, 1974; PLAYFORD, 1980; BUR-CHETTE, 1981; GALLI, 1985).

MF-Typ 4: Stromatoporen-Korallen-Fazies

(Taf. 1, Fig. 1)

Dieser MF-Typ ist ein fossilreicher Floatstone. An Organismen sind nodulare Stromatoporen, dendroide Stromatoporen (*Stachyodes-* und *Amphipora-*Typus), tabulate Korallen (*Thamnopora*), rugose Korallen (*Thamnophyllum*), Stromatolithenkrusten, Echinodermenreste, Calcisphären und vereinzelt Ostracoden-, Muschel- und Brachiopodenschalen vertreten, die i.a. randlich mikritisiert sind.

Diese Organismen sind nach KREBS (1974), PLAYFORD (1980) und BURCHETTE (1981) hauptsächlich Bewohner des eigentlichen Riffkernes. Faunenelemente des Back-Reef-Bereiches stellen die dendroiden Stromatoporen des *Amphipora*-Typus und die Calcisphären dar.

Es ergeben sich somit die Merkmale eines riffnahen, mäßig turbulenten und wasseroberflächennahen Bildungsraumes, der in Zusammenhang mit dem Back-Reef-Bereich steht. Dieser kann dann als mäßig energetisch beanspruchter Teil der Riff-Ebene (Reef-Flat) interpretiert werden (cf. VIAU, 1983; GALLI, 1985). Dort entstehen im Leebereich des Riffkernes geschützte Bereiche, die den riffogenen Detritus, der durch die ständige physikalische bzw. biophysikalische Beanspruchung des Riffes gebildet wird, aufnehmen.

MF-Typ 5: Korallen-Stromatoporen-Rudstone-Fazies (Taf. 1, Fig. 2)

Rudstones mit Stromatoporen (v.a. Actinostroma, aber auch Amphipora und Stachyodes), rugose Korallen (Thamnophyllum), tabulate Korallen (v.a. Thamnopora) und vereinzelten Ostracoden- und Brachiopodenschalen in einer sparitischen Matrix bilden diesen MF-Typ.

Der Fauneninhalt entspricht demjenigen des MF-Typs 4, jedoch sind hier aufgrund der intensiven Zementation hochenergetische Verhältnisse anzunehmen.

Als Bildungsraum ergibt sich ein hochenergetischer Teil der Riffebene, wo wechselnde hydrodynamische Bedingungen eine Mischung von Riffkern-Organismen und Back-Reef-Organismen bewirken.

MF-Typ 6: Schill-Fazies

(Taf. 1, Fig. 3) An einem Aufschluß (s. Abb. 6) ist ein linsenförmiges Einschneiden eines dichtgepackten Muschel- bzw. Brachiopoden-Schills (eine sichere Zuordnung wird durch die nicht erkennbare Schalenstruktur verhindert) in einem Floatstone des MF-Typs 4 zu erkennen.

Durch den engen Zusammenhang dieses MF-Typs mit dem MF-Typ 4 ist der Schill als Ablagerung in einer Erosionsrinne innerhalb der Riffebene ("spur and groove-System", FAGERSTROM, 1987) interpretierbar (cf. FLÜGEL, 1968; KREBS, 1974).

Nach STRAUCH (1990) ist hier ein Strömungsschill anzunehmen.

MF-Typ 7: Stromatoporen-Renalcis-Framestone-

Fazies (Taf. 1, Fig. 4,5,6; Taf. 2, Fig. 1,2) Dieser MF-Typ ist als Framestone ausgebildet. Massige Stromatoporen werden von *Renalcis* (= coccoide Blau-Grün-Alge) umkrustet. *Renalcis* wächst in die Hohlräume des Stromatoporen-Gerüstes, die gleichzeitig zementiert werden, hinein.

An diesen Algen sind gekammerte ("chambered"), klumpige ("clotted") und taschenförmige ("saccate") Wuchsformen (nach PRATT, 1984) mit allen Zwischenformen (z.T. in einem Cluster vorkommend) zu beobachten (s. Taf. 1, Fig. 5,6).

Die Hohlräume des Stromatoporen-Gerüstes sind durch zwei Zementgenerationen (Radiaxial Fibröser Zement und drusiger Zement), die teilweise von einem Internsediment überlagert werden, vollständig ausgefüllt (s. Taf. 1, Fig. 4; Taf. 2, Fig. 1). Mikritbereiche zwischen Renalcis-Cluster können als Mikritzement angesprochen werden (MOUNTJOY & RIDING, 1981). Hohlräume innerhalb und zwischen Renalcis-Cluster sind mit Mikrosparit gefüllt (s. Taf. 1, Fig. 5,6).

Massige Stromatoporen und *Renalcis* sind für den Riffkern devonischer Riffe charakteristisch (TSIEN, 1979; MOUNTJOY & RIDING, 1981, PLAYFORD, 1980). Durch die Inkrustierung von *Renalcis* um das Gerüst der massigen Stromatoporen wird ein wellen- und strömungsresistenter Framestone erzeugt.

Synsedimentäre Zementation verfestigt das biogene Gerüst zu einer rigiden Masse. Dieser MF-Typ ist eine Bildung des eigentlichen Riffkernes.

Durch diese Fazies ist für einen Teil des bearbeiteten Riffkomplexes ein Algen-Zement-Riff nachgewiesen. Ein solches Riff wird durch Algenkrusten und rasche synsedimentäre Zementation gebildet (FLÜGEL et al., 1984b). Dieser Rifftypus wurde aus dem Perm von Slowenien (FLÜGEL et al., 1984a) und aus Trias-Gesteinen Spaniens (FLÜGEL et al., 1984b) beschrieben.

MF-Typ 8: Detritische Rudstone-Fazies

(Taf. 2, Fig. 3)

Dieser MF-Typ erscheint als Rudstone. Stromatoporen, tabulate und rugose Korallen, Echinodermen, Brachiopoden, Ostracoden und vereinzelt *Girvanella* als Organismen und Aggregatkörner, Onkoide und Intraklasten als Allocheme, schwimmen in einer sparitischen Matrix.

Der Unterschied zum MF-Typ 5 ergibt sich durch den größeren Anteil sparitisch zementierter Hohlräume und das vermehrte Auftreten von Aggregatkörnern, Onkoiden und Intraklasten.

Die typische Fauna riffnaher Bereiche und die intensive Zementation lassen auf einen höheren, hochenergetischen Fore-Reef-Bereich schließen.

3. Struktur der Organismen

In Anlehnung an die Darstellung der strukturellen Zusammenhänge ("Gildenkonzept") von Rifforganismen in



FAGERSTROM (1987, 1988) läßt sich auch für die bearbeiteten Gesteine eine solche konstruieren (Abb. 3).

Die Funktion der riffbildenden Organismen ("Constructor") übernehmen hier vorwiegend massige Stromatoporen zusammen mit *Renalcis*. Untergeordnet gehören rugose und tabulate Korallen in diese Gilde.

Die Gilde der Binder ("Binder") ist durch *Renalcis*, lamellare Stromatoporen, Stromatolithen und vereinzelt *Girvanella* vertreten.

Die überlappende Funktion von *Renalcis* ist auch in der Sedimentfänger-Gilde ("Baffler") erkennbar, wo feinkörniger Mikrit zwischen den *Renalcis*-Aggregaten stabilisiert wird. Weiters gehören dendroide Stromatoporen (*Amphipora* und *Stachyodes*) in diese Gilde. Eine große Rolle spielen hier auch Crinoiden, deren Reste in allen MF-Typen zu finden sind.

In die Gilde der Zerstörer ("Destroyer") gehören endolithische Algen und andere Mikroorganismen.

Die Rolle der Riffbewohner ("Dweller") nehmen Muscheln, Brachiopoden, rugose und tabulate Korallen ein.

Das rigide organische Gerüst wird durch die ausgeprägte frühdiagenetische submarine Zementation verstärkt.

4. Vergleich mit den Karnischen Alpen

Die hier beschriebenen Mikrofazies-Typen (MF-Typen) können mit der Fazies zeitgleicher Riffe der Karnischen Alpen verglichen werden. Diesbezügliche Beschreibungen liegen von AUFERBAUER (1971), BANDEL (1969, 1972), SCHÖNLAUB & FLAJS (1975), GALLI (1985) und KREUTZER (1990) vor.

Folgende Parallelitäten ergeben sich:

MF-Typ 2

Algen-Laminite sind häufige und weitverbreitete Bildungen devonischer Riffkomplexe. Vergleichbare Gesteine findet man z.B. in KREUTZER (1990) mit "Pelsparit-Loferiten", die ähnlich wie im MF-Typ 2 ausgebildet sind und als tidale Ablagerungen gedeutet werden.

Dort sind auch "mikritische Loferite" als Algenbildung in niedrigenergetischen Back-Reef-Bereichen beschrieben, die ebenfalls im MF-Typ 2 auftreten.

MF-Typ 3

GALLI (1985) beschreibt eine "interclastic facies" die aus angularen, fossilarmen, mikritischen bis dolomikritischen Intraklasten in einer mikritischen und dolosparitischen Matrix besteht. Diese Fazies wird durch lokale Überarbeitung und Erosion von Lagunensedimenten erklärt.

MF-Typ 4

Dieser MF-Typ ist mit der "detritial *Thamnopora* facies" von GALLI (1985) vergleichbar. Verschiedene Biogenteile (*Thamnopora, Amphipora*, Crinoiden, Calcisphären und Brachiopoden) in einer biopelsparitischen Matrix lassen sich hier als riffnahe Back-Reef-Bildung interpretieren.

MF-Typ 5

Die "Rindenkorn-Grainstone-Fazies" von KREUTZER (1990) ist sowohl mit dem MF-Typ 4 als auch mit dem MF-Typ 5 zu parallelisieren. Sie besteht aus sparitisch gebundenen Rindenkörnern, Peloiden, Biogenteilen und seltenen Ooiden. Der Bildungsraum wird als hochenergetischer Back-Reef-Bereich interpretiert.

GALLI (1985) beschreibt eine "detritial crinoidal stromatoporid facies" als Bildung einer hochenergetischen Riffebene, die aus Bioklasten in einer biopelsparitischen Matrix besteht.

MF-Typ 7

Vergleichsmöglichkeiten für diese Riffkernfazies gibt es mit Framestones die von KREUTZER (1990) beschrieben wurden. Dort tritt *Renalcis turbitus* WRAY 1967 gesteinsbildend oder als stromatolithische Inkrustierung um Stromatoporen auf. Ausgeprägte sparitisch zementierte Hohlräume wie im MF-Typ 7 fehlen dort.

MF-Typ 8

Die "Riffschuttbreccie" in KREUTZER (1990) ist mit der hier beschriebenen direkt vergleichbar, sie zeigt jedoch nicht die im MF-Typ 8 beobachtete ausgeprägte Zementation der Komponenten.

AUFERBAUER (1971) beschreibt am Oisternig als mitteldevonische Riff-Flankenbildung einen "Klastkalk" mit verschiedenen Bioklasten in einer Matrix aus sparitisch zementierten Crinoiden.

Diese Vergleiche zeigen die erwarteten Parallelitäten zu den Riffkalken der Karnischen Alpen.

5. Diagenese

Die Untersuchung der diagenetischen Merkmale erfolgte im Durchlicht und mit Hilfe der Kathodenlumineszenz (KL).

5.1. Durchlichtbeobachtungen

Mikritisierung

Eine Mikritisierung der Biogene und Allocheme durch bohrende Mikroorganismen ist in allen MF-Typen nachzuweisen. Besonders ausgeprägt ist sie im MF-Typ 5 und 8.

Mikritzement und mikrokristalliner Zement

Mikritzement und mikrokristalliner Zement bilden im MF-Typ 7 die Matrix, die einzelne *Renalcis*-Aggregate verbinden (s. Taf. 1, Fig. 5,6; Taf. 2, Fig. 2).

Aus dem Nebeneinandervorkommen von Mikritzement und mikrokristallinem Zement mit den *Renalcis*-Aggregaten ist erkennbar, daß die Zementation gleichzeitig mit dem Wachstum der Kalkalgen erfolgte.

Radiaxial Fibröser Zement

(RFZ, s. Taf. 1, Fig. 4; Taf. 2, Fig. 4,5,6)

Dieser Zement charakterisiert den MF-Typ 7, in den MF-Typen 3, 5 und 8 tritt er untergeordnet auf. Es lassen sich alle charakteristischen Merkmale dieses Zementes beobachten (BATHURST, 1959; KENDALL & TUKKER, 1973).

Die isopachen Krusten (bis zu 3 cm mächtig) des RFZ werden i.a. von drusigem oder granularem Zement überlagert. In einigen Fällen ist er von einem Internsediment überlagert. Wo kein Mikritzement oder mikrokristalliner Zement auftritt, stellt er immer die erste Zementgeneration dar. Er wird meist als synsedimentäre, marin phreatische Fällung beschrieben (KREBS, 1969; KENDALL & TUCKER, 1973; SCHNEIDER, 1977; BURCHETTE, 1981; KENDALL, 1985; WALLS & BURROWES, 1985; KERANS, HURLEY & PLAYFORD, 1986; HURLEY & LOHMANN, 1989).

Syntaxialer Rindenzement

Dieser Zement entwickelt sich in allen MF-Typen.

Hundezahn-Zement

Hundezahn-Zement (Dog-Tooth Cement, Dentate Cement, Scalenohedric Calcite Cement) tritt sehr selten auf. Er besteht aus kleinen, klaren, ca. 1 mm langen Kristallen mit steilen, spitzen Enden. Innerhalb von Hohlräumen bildet er den Randzement und ist in einigen Fällen von drusigem Zement oder Internsediment überlagert.

Drusiger und granularer Zement

Sie treten in allen MF-Typen als einzige oder als zweite Zementgeneration auf.

Internsediment

(s. Taf. 2, Fig. 4,5,6)

Internsedimente kommen im Zentralbereich größerer Hohlräume, meist über RFZ vor. Die zentrale Position innerhalb von Zementbereichen unterscheidet dieses Sediment deutlich von den geopetalen Internsedimenten in den Hohlräumen von Biogenen.

Durch das Vorkommen überarbeiteter, abgebrochener Zementkristalle der vorherigen Zementgenerationen im Internsediment ist die zeitlich der Zementation nachfolgende Überarbeitung und Ablagerung ersichtlich.

Die Lamination des Internsedimentes belegt seine mechanische Ablagerung. In Hohlräumen, die in erster Generation von RFZ und in zweiter Generation von drusigem bzw. granularem Zement erfüllt sind, läßt sich eine Überarbeitung beider Generationen feststellen. Diese Merkmale erlauben eine Interpretation des Internsedimentes als vadoser Silt sensu DUNHAM (1969).

5.2. Kathodenlumineszenz-Untersuchungen

(Taf. 3)

Die Untersuchungen erfolgten mit einem Luminoscop der Nuclide Corp. (ELM-2B) mit einer "cold electron gun" bei einer Anregungsspannung von 10 kV und 0,6 mA.

Der granulare bzw. drusige Zement und der syntaxiale Rindenzement lumineszieren schwach bis überhaupt nicht (s. Taf. 3, Fig. 1), der Mikritzement und der mikrokristalline Zement zeigt dunkle, rötlich-orange Lumineszenzfarben.

Der RFZ zeigt in Schnittlagen parallel zu seiner c-Achse eine deutliche Wachstumszonierung. Die einzelnen Wachstumsstadien zeichnen die aciculäre Ausgangsform (BATHURST, 1959) dieser Kristalle deutlich nach (Taf. 3, Fig. 1,2).

Die Zementkristalle zeigen deutliche Überarbeitungserscheinungen. Abgebrochene Kalzitkristalle, die das Lumineszenzverhalten des RFZ zeigen, belegen eine mechanische Überarbeitung, die dann durch neomorphe Umwandlung für Durchlichtbeobachtungen unkenntlich gemacht werden (Taf. 3, Fig. 2,3).

Der vadose Silt, der im Durchlicht mehr oder weniger homogen mit einigen größeren Kristallen erscheint, ist mit Hilfe der KL als Gemenge kleiner und kleinster Kalzitkristalle (Größe im μ m-Bereich) mit einigen Bruchstücken des RFZ charakterisierbar (s. Taf. 3).

5.3. Diagenesepfad

Aus einer "Zementstratigraphie" (MEYERS, 1974) der diagenetischen Merkmale ist die folgende Reihenfolge der Ereignisse ersichtlich:



- 1) Mikritisierung.
- 2) Zementation des Mikritzementes und des mikrokristallinen Zementes (nur im MF-Typ 7).
- 3) Zementation des RFZ, Hundezahnzementes und syntaxialen Rindenzementes.
- 4) Zementation des granularen und des drusigen Zementes.
- 5) Überarbeitung.
- 6) Neomorphose.
- 7) Bildung des vadosen Silts.
- 8) Drucklösung und Kompaktion.

Daraus läßt sich folgender "Diagenesepfad" rekonstruieren (s. Abb. 4):

- Eogenetische (CHOQUETTE & PRAY, 1970), marinphreatische Diagenese. Mikritisierung, Zementation des Mikritzementes, mikrokristallinen Zementes, RFZ, Hundezahnzementes und syntaxialen Rindenzementes.
- 2) Flache Versenkungsdiagenese. Granularer und drusiger Zement.
- 3) Meteorisch-Phreatische Diagenese.
- Überarbeitung und darauf folgende Sammelkristallisation (nur mit Hilfe der KL nachweisbar).
- 4) Meteorisch-Vadose Diagenese. Bildung des vadosen Silts.
- 5) Versenkungsdiagenese. Drucklösung und Kompaktion.

An der Frasne/Famenne-Grenze bricht die Karbonatsedimentation ab (s. Abb. 1). Aufarbeitungserscheinungen wie Conodonten-Mischfaunen, Schichtlücken und Aufarbeitungskonglomerate sind die Folge einer Heraushebungsphase (TESSENSOHN, 1974a).

Daneben sind im höheren Oberdevon und tiefen Unterkarbon auch Bereiche mit einer kontinuierlichen Karbonatsedimentation gegeben (SCHÖNLAUB, 1971; TES-SENSOHN, 1974a).

Die hier erkannte Phase einer meteorischen Diagenese läßt sich nicht direkt in das Schema von TESSEN-SOHN (1974a,b, Abb. 1) einordnen. Es wird bei Annahme der Vorstellungen von TESSENSOHN diese Phase dem oberdevonischen bis unterkarbonen Aufarbeitungsereignis (als "interregional paleokarst" sensu CHOQUETTE & PRAY, 1988) zugeordnet.

Andererseits könnte es sich auch um ein lokales Ereignis ("local paleokarst"), das durch tektonische Vorgänge oder durch geringfügige Meeresspiegelschwankungen bewirkt wird (CHOQUETTE & PRAY, 1988), handeln. Hier werden nur Teile eines Karbonatschelfes herausgehoben.

In den Karnischen Alpen ist eine Heraushebungsphase mit weitverbreiteten Karsterscheinungen an der Tournais/Vise-Grenze des Unterkarbons nachgewiesen (SCHÖNLAUB et al., 1991).

Dabei sind ähnliche diagenetische Merkmale zu beobachten, die mit den hier beschriebenen direkt vergleichbar sind.

6. Zusammenfassung und Diskussion

0

Für die bearbeiteten Karbonatgesteine ergibt sich eine fazielle Gliederung in acht Mikrofazies-Typen, die durchwegs riffnahen Bildungsräumen zugeordnet werden (Abb. 5). Die beschriebenen MF-Typen zeigen einige Parallelitäten zur Fazies zeitgleicher Gesteine der Karnischen Alpen (cf. AUFERBAUER, 1971; BANDEL, 1969, 1972; SCHÖNLAUB & FLAJS, 1975; GALLI, 1985; KREUTZER, 1990). Sie können in das Standard-Mikrofazies-Typ-(SMF-Typ)-Modell von WILSON (1975) eingeordnet werden:

Dabei ist der Faziesbereich 5 (buildup, platform margin) und der Faziesbereich 4 (foreslope) vertreten.

Innerhalb des Faziesbereiches 5 kann mit dem MF-Typ 7 der SMF-Typ 7 (organic reef) und mit dem MF-Typ 6 der SMF-Typ 12 (bioclastic packstone) nachgewiesen werden.

Im Faziesbereich 4 kann mit dem MF-Typ 8 der SMF-Typ 6 (fore-reef-slope) und mit dem MF-Typ 4 und 5 der SMF-Typ 5 (reef-flank) erkannt werden.

0

Als Teil des Riffkernes konnte eine Algen-Zement-Assoziation erkannt werden. Kalkalgen vom *Renalcis*-Typ bilden mit massigen Stromatoporen ein wellenresistentes Gerüst, das durch synsedimentäre Zementation stabilisiert wird.

0

Mit Hilfe zementstratigraphischer Methoden und der Kathodenlumineszenz konnte ein fünfstufiger Diagenesepfad rekonstruiert werden, der von einer eogenetischen marin-phreatischen Diagenese über eine meteorisch-vadose Diagenese bis zu einer Versenkungsdiagenese verläuft.

Die bearbeiteten Gesteine gehören durchwegs zur Riffphase (nach TESSENSOHN, 1974a). Durch die variszische und alpidische tektonische Überprägung und die quartäre Bergzerreißung ist im Arbeitsgebiet eine ökologische Abfolge ("ecological succession") sensu ODUM (1969) nicht mehr rekonstruierbar. Das generelle Bild eines Klimaxstadiums der Riffentwicklung (COPPER, 1988) ist aufgrund der Ausbildung und der hierarchischen Struktur der Rifforganismen, der voll ausgebildeten dreidimensionalen Riffarchitektur, der internen Faziesdifferenzierung, der geringen terrigenen Beeinflußung (Karbonatgehalte von 95 bis 100 %) und der hochenergetischen Bildungsbedingungen erkenntlich.

Die Aufschlußverhältnisse verhindern eine genaue Rekonstruktion des Ablagerungsraumes, da die Zusammenhänge zwischen den einzelnen MF-Typen sowie laterale und vertikale Übergänge nicht beobachtet werden können.

Da die unterschiedenen Faziesbereiche im Kartenbild auf engstem Raum nebeneinander vorkommen (s. Abb. 6), kann man auf ein relativ kleinräumiges Riffsystem schließen.

TESSENSOHN (1974a) kommt in seiner Interpretation zu dem Bild eines "zentralen Riffgürtels" mit angrenzenden Beckenbereichen. Große Bereiche dieses Riffgürtels nehmen strukturlose Kalke ein. Im Arbeitsgebiet sind ebenfalls große Teile der bearbeiteten Gesteine als strukturlose Mudstones (MF-Typ 1) ausgebildet. Für diese Gesteine bietet sich die Interpretation einer Inter-Reef-Fazies (Bereiche zwischen den eigentlichen Riffsystemen) an.

ω	HÖHERER FORE-REEF-BER.	DETRITISCHE RUDSTONE FAZIES	RUDSTONE	SPARIT	STROPO,RUG,TAB ECH,OSTR	PEL,AK,ONK,INTRA	SRZ, RFZ, DRUS
۲	RIFFKERN	STRUMATOPOREN- RENALCIS- FRAMESTONE	FRAMESTONE	SPARIT	RENALCIS STROPO,ECH		MIZ,MZ.RFZ,DRUS
و	EROSIONS- RINNE	SCHILL	PACKSTONE	MIKRIT,SPARIT	LAM bzw. BRAP()		DRUS
'n	RIFFEBENE HOCH- ENERGETISCH	KORALLEN- STROMATOPOREN- RUDSTONE	RUDSTONE	PELSPARIT	STROPO,RUG,TAB ECH,OSTR	PEL.AK.INTRA	SRZ.RFZ.DRUS
4	RIFFEBENE NIEDRIG- ENERGETISCH	STROMATOPOREN- KORALLEN- FLOATSTONE	FLOATSTONE	PELSPARIT	STROPO,TAB,RUG STROLI,ECH	PEL	SRZ,GRAN
n	ÜBERARBEITUNG IM BACK-REEF-BER.	PELMIKRIT RUDSTONE	RUDSTONE	SPARIT	CALC,0STR,ECH	INTRA.EXTRA	RFZ
7	INTER-SUPRA- TIDALER BACK-REEF-BER.	ALGEN-LAMINIT	BINDSTONE	MIKRIT,SPARIT	ECH,OSTR	PELL, EXTRA, INTRA RK	GRAN
	INTERREEF. od. LAGUNE	MUDSTONE	MUDSTONE	MIKRIT	BIODETRITUS		
MF - TYP	 INTERPRETATION	FAZIES	KLASSIFIKATION	GRUNDMASSE	BIOGENE	ALLOCHEME	ZEMENTE

Abb. 5. Zusammenfassung der Mikrofazies-Typen mit ihren wichtigsten diagnostischen Merkmalen.



Abb. 6.

Faziesverteilung im Arbeitsgebiet.

Die devonischen Karbonatgesteine sind in den karbonen Hochwipfelschichten tektonisch eingeschuppt und entlang des Forstweges nordwestlich des Gehöftes "Haller" durch guartäre Bergzerreißung in einzelne Blöcke zerlegt.

Somit läßt sich die "zentrale Riffzone" (TESSENSOHN, 1974a) in mehrere individuelle Riffkörper, die möglicherweise als Atolle ausgebildet sind, auflösen.

Diese Bild würde auch mit dem Faziesmodell von KREUTZER (1990) übereinstimmen, der für die devonischen Riffe der zentralen Karnischen Alpen ein Barrier-Riff-Modell beschreibt.

Dabei trennen einzelne Riffkörper, die in Ost-West-Richtung angeordnet sind, eine nördliche pelagische Entwicklung (Rauchkofelfazies) von einer südlichen Back-Reef-Entwicklung.

Dank

Die vorliegende Arbeit stellt die Ergebnisse einer Diplomarbeit an der Universität Graz vor (RANTITSCH, 1990). Für die Betreuung dieser Arbeit möchte ich Herrn Univ. Prof. Dr. A. FEN-NINGER meinen herzlichen Dank aussprechen.

Literatur

- AUFERBAUER, H.: 1. Fazielle und stratigraphische Untersuchungen im Devon des Osternig (Karnische Alpen). 2. Zur Kenntnis der Silur-Devon-Folge von Pessendellach (Kärnten). – Unveröff. Diss. Univ. Graz, 152 S., Graz 1971.
- BANDEL, K.: Feinstratigraphische und biofazielle Untersuchungen unterdevonischer Kalke am Fuß der Seewarte (Wolayer See: zentrale Karnische Alpen). – Jb. Geol. B.-A., 112, 197–234, 1 Abb., 1 Tab., 8 Taf., Wien 1969.
- BANDEL, K.: Palökologie und Paläogeographie im Devon und Unterkarbon der Zentralen Karnischen Alpen. – Palaeontographica (A), 141, 1–117, 82 Abb., 10 Taf., Stuttgart 1972.
- BATHURST, G.C.: The cavernous structure of some Mississippian Stromatactis reefs in Lancashire, England. – J. Geol., **67**, 506–521, 2 Abb., 2 Taf., Chicago 1959.
- BURCHETTE, T.P.: European Devonian reefs: A review of current concepts and models. – In: TOOMEY, D.F. (Ed.): European fossil reef models. – Soc. Econom. Paleont. Mineral., Spec. Publ., **30**, 85–142, Tulsa 1981.

- CHOQUETTE, P.W. & JAMES, N.P.: Introduction. In: JAMES, N.P. & CHOQUETTE, P.W. (Eds.): Paleokarst. – 1–21, 7 Abb., New York – Tokyo (Springer Verlag) 1988.
- CHOQUETTE, P.W. & PRAY, L.G.: Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. – Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., **54**, 207–250, 13 Abb., 3 Taf., Tulsa 1970.
- COPPER, P.: Ecological succession in phanerozoic reef environments: is it real? - Palaios, **3**, 136-152, 4 Abb., 3 Taf., Tulsa 1988.
- DUNHAM, R.J.: Early vadose silt in Townsend mound (reef), New Mexico. – In: FRIEDMANN, G.M. (Ed.): Depositional environment in carbonate rocks. – Soc. Econom. Paleont. Mineral., Spec. Public., **14**, 139–181, 22 Abb., Tulsa 1969.
- FAGERSTROM, J.A.: The evolution of reef comunities. ~ 600 S., 51 Taf., New York - Chichester - Brisbane - Toronto - Singapore (John Wiley & Sons) 1987.
- FAGERSTROM, J. A.: A structural model for reef communities. Palaios, **3**, 228–232, 2 Abb., Tulsa 1988.
- FLÜGEL, E.: Bericht über fazielle und stratigraphische Untersuchungen im Perm der Karnischen Alpen. – Carinthia II, 158, 38–65, 1 Abb., 5 Tab., Klagenfurt 1968.
- FLÜGEL, E.: Microfacies analysis of limestones. 633 S., 78 Abb., 58 Tab., 53 Taf., Berlin - Heidelberg - New York (Springer Verlag) 1982.
- FLÜGEL, E., KOCHANSKY-DEVIDE, V. & RAMOVS, A.: A Middle Permian calcisponge/algal/cement Reef: Straza near Bled, Slovenia. – Facies, 10, 179–256, 7 Abb., 19 Taf., Erlangen 1984a.
- FLÜGEL, E., FLÜGEL-KAHLER, E., MARTIN, J.M. & MARTIN-ALGAR-RA, J.: Middle Triassic Reefs from Southern Spain. – Facies, 11, 173–218, 7 Abb., 2 Tab., 10 Taf., Erlangen 1984b.
- GALLI, G.: Depositional environment in the devonian limestone succession of the Cima Ombladet (Carnic Alps, Italy). - Facies, **12**, 97-112, 5 Abb., 2 Taf., Erlangen 1985.
- HURLEY, N.F. & LOHMANN, K.C.: Diagenesis of devonian reefal carbonates in the Oscar Range, Canning Basin, Western Australia. – J. Sed. Petrol., **59**, 127–146, 19 Abb., 2 Taf., Tulsa 1989.
- KENDALL, A.C.: Radiaxial Fibrous Calcite: A reappraisal. In: SCHNEIDERMANN, N. & HARRIS, P.M. (Eds.): Carbonate cements. – Soc. Econom. Paleont. Mineral., Spec. Public., 36, 59–77, 14 Abb., Tulsa 1985.
- KENDALL, A.C. & TUCKER, M.E.: Radiaxial Fibrous Calcite: A replacement after accicular carbonate. – Sedimentology, 20, 365–389, 9 Abb., Amsterdam 1973.
- KERANS, C., HURLEY, N.F. & PLAYFORD, P.E.: Marine diagenesis in devonian reef complexes of the Canning Basin, Western Australia. – In: SCHROEDER, J.H. & PURSER, B.H. (Eds.): Reef diagenesis. – 357–380, 13 Abb., Berlin-Heidelberg (Springer Verlag) 1986.
- KREBS, W.: Early void filling cementation in devonian fore-reef limestones (Germany). - Sedimentology, 12, 279-299, 8 Abb., 1 Taf., Amsterdam 1969.
- KREBS, W.: Devonian carbonate complexes of Central Europe.
 In: LAPORTE, L.F. (Ed.): Reefs in time and space. Selected examples from the recent and ancient. Soc. Econom. Paleont. Mineral., Spec. Public., 18, 155–209, 25 Abb., 10 Taf., Tulsa 1974.
- KREUTZER, L.H.: Mikrofazies, Stratigraphie und Paläogeographie des Zentralkarnischen Hauptkammes zwischen Seewarte und Cellon. – Jb. Geol. B.-A., **133**, 275–343, 35 Abb., 3 Tab., 9 Taf., Wien 1990.

- MEYERS, W.J.: Carbonate cement stratigraphy of the Lake Valley formation (Mississippian), Sacramento Mountains, New Mexico. – J. Sed. Petrol., 44, 837–861, 19 Abb., Tulsa 1974.
- MOUNTJOY, E.W. & RIDING, R.: Foreslope Stromatoporid-Renalcid bioherm with evidence of early cementation, devonian Ancient Wall reef complex, Rocky Mountains. – Sedimentology, **28**, 299–319, 15 Abb., 1 Taf., Amsterdam 1981.
- ODUM, E.P.: The strategy of ecosystem development. -Science, 164, 262-270, Washington 1969.
- PLAYFORD, P.E.: Devonian "Great Barrier Reef" of Canning Basin, Western Australia. – Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 64, 814–840, 27 Abb., Tulsa 1980.
- PRATT, B.R.: Epiphyton and *Renalcis* Diagenetic microfossils from calcification of coccoid blue-green algae. – J. Sed. Petrol., 54, 948–971, 14 Abb., 2 Taf., Tulsa 1984.
- RANTITSCH, G.: Fazies und Diagenese devonischer Riffkalke des Seeberger Aufbruches (Kärnten, Österreich). – Unveröff. Dipl. Arbeit Univ. Graz, 120 S., 37 Abb., 5 Beil., 34 Taf., Graz 1990.
- SCHNEIDER, W.: Diagenese devonischer Karbonatkomplexe Mitteleuropas. – Geol. Jb. (D), 21, 3–107, 11 Abb., 7 Tab., 8 Taf., Hannover 1977.
- SCHÖNLAUB, H.P.: Stratigraphische und lithologische Untersuchungen im Devon der Karawanken (Jugoslawischer Anteil).
 N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 138, 157–168, 3 Abb., 1 Tab., 1 Beil., Stuttgart 1971.
- SCHÖNLAUB, H.P. & FLAJS, G.: Die Schichtfolge der Nordwand der Hohen Warte (Mt. Coglians) in den Karnischen Alpen (Österreich). – Carinthia II, 165, 83–96, 7 Abb., Klagenfurt 1975.
- SCHÖNLAUB, H.P., KLEIN, P., MORDECKAI, M., RANTITSCH, G. & SCHARBERT, S.: Lower Carboniferous paleokarst in the Carnic Alps (Austria, Italy). – Facies, 25, 91–118, 7 Abb., 4 Tab., 9 Taf., Erlangen 1991.
- STRAUCH, F.: Zur Gliederung einiger känozoischer Schill-Typen. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **181**, 417–430, 1 Abb., 2 Tab., Stuttgart 1990.
- TESSENSOHN, F.: Zur Fazies paläozoischer Kalke in den Karawanken (Karawankenkalke II). – Verh. Geol. B.-A., **1974**, 89–130, 6 Abb., 3 Phototaf., 1 Taf., Wien 1974a.
- TESSENSOHN, F.: Schichtlücken und Mischfaunen in paläozoischen Kalken der Karawanken. – Carinthia II, 164, 137–160, 7 Abb., 5 Tab., 1 Karte, Klagenfurt 1974b.
- TSIEN, H.H.: Paläoecology of algal-bearing facies in the Devonian (Couvinian to Frasnian) reef complexes of Belgium. – Palaeogeo., Palaeoclim., Palaeoecol., 27, 103–127, 33 Abb., 1 Taf., Amsterdam 1979.
- VIAU, Ch.: Depositional sequences, facies and evolution of the Upper Devonian Swan Hills reef buildup, Central Alberta, Canada. – Soc. Econom. Paleont. Mineral., Core Workshop No. 4, 112–143, 12 Abb., Dallas 1983.
- WALLS, R.A. & BURROWES, G.: The role of cementation in the diagenetic history of devonian reefs, Western Canada. – In: SCHNEIDERMANN, N. & HARRIS, P.M. (Eds.): Carbonate cements. – Soc. Econom. Paleont. Mineral., Spec. Public., 36, 185–220, 23 Abb., 3 Tab., Tulsa 1985.
- WILSON, J.L.: Carbonat facies in the geological history. 471 S., Berlin – Heidelberg – New York (Springer Verlag) 1975.

Tafel 1

Fia.	1:	MF-Tvp	4.

Tabulate Korallen und Echinodermenreste in einer pelsparitischen Matrix. Bildlänge = 3 cm.

Fig. 2: MF-Typ 5.

Dendroide Stromatoporen in sparitischer bis pelsparitischer Matrix. Bildlänge = 3 cm.

Fig. 3: MF-Typ 6.

Schill mit orientierungslosen Geopetalgefügen in mikritischer Matrix. Bildlänge = 3 cm.

Fig. 4: MF-Typ 7. Renalcis-Krusten um Stromatoporen; die Hohlräume sind mit Radaxial fibrösem und drusigem Zement gefüllt; beide Zementgenerationen werden von einem Internsediment überlagert. Bildlänge = 3 cm.

Fig. 5: MF-Typ 7. Renalcis-Cluster vollständig von Radiaxial fibrösem Zement umgeben. Bildlänge = 6 mm.

Fig. 6: Detail aus Fig. 5.

Renalcis mit gekammerten und klumpigen Wuchsformen (nach PRATT, 1984). Bildlänge = 1 mm.







Tafel 2

Fig.	1:	MF-Typ 7	
		Stromotopo	

Stromatoporen-*Renalcis*-Framestone. Die Hohlräume innerhalb des Gerüstes sind durch zwei Zementgenerationen (Radiaxial fibröser Zement und drusiger Zement) verfüllt. Ein Internsediment überlagert beide Zementgenerationen. Bildlänge = 3 cm.

Fig. 2: **MF-Typ 7.** *Renalcis*-Krusten um Stromatoporen. In den Algenkrusten ist eine Ostracodenschale eingeschlossen. Bildlänge = 6 mm.

Fig. 3: MF-Typ 8.

Rugose Koralle (durch *Girvanella* inkrustiert) und Stromatoporen in sparitischer Matrix. Bildlänge = 3 cm.

Fig. 4,5,6: Hohlraum in einem Rudstone des MF-Typ 8.

Ein lamelliertes Internsediment mit abgebrochenen Kristallspitzen korrodiert den RFZ (untere Bildhälfte) und den granularen Zement (obere Bildhälfte). Bildlänge = 3 mm.













Anschrift der Autoren: Co versität Graz: Heinrichst • . .

Neuergebnisse aus dem Paläozoikum der Ost- und Südalpen				aktion: Hans Peter	Schönlaub & Albert Daurer
Jb. Geol. BA.	ISSN 0016-7800	Band 135	Heft 1	S. 287–297	Wien, März 1992

Niedriggradige Metamorphose im Grazer Paläozoikum

Von Christian Hasenhüttl & Barbara Russegger*)

Mit 5 Abbildungen, 1 Tabelle und 1 Tafel

Steiermark Grazer Paläozoikum Metamorphose Vitrinitreflexion Illitkristallinität

Österreichische Karte 1 : 50.000 Blätter 133, 134, 162, 163, 164

Inhalt

;	Zusammenfassung	287
	Abstract	287
1. /	Einleitung	288
2. /	Geologie	288
3. /	Methodik	288
:	3.1. Reflexionsmessung	288
;	3.2. Illitkristallinitätsmessung	288
4. '	Charakterisierung der Phytoklasten	288
5. /	Inkohlungsbild	290
6. '	Illitkristallinität (IK)	290
7. /	Chloritkristallinität (CK)	293
8. /	Conodont-Alteration-Index (CAI)	293
9. /	Diskussion	293
ļ	Dank	295
	Literatur	295

Zusammenfassung

Das Grazer Paläozoikum wird erstmals mit verschiedenen Methoden (Vitrinitreflexion, Illitkristallinität, CAI) zur Erfassung der Wärmegeschichte untersucht. Die Inkohlung und die Illitkristallinität zeigen den Metamorphosebereich von später Diagenese bis beginnender Epizone.

Aufgrund erster Ergebnisse, basierend auf 220 Oberflächenproben, zeichnet sich eine unterschiedliche Metamorphoseentwicklung der verschiedenen Decken ab. Diese Temperaturprägung war größer als die Erwärmung durch den Aufstieg des umgebenden Kristallins im Santon.

Low-Grade Metamorphism in the Graz Paleozoic

Abstract

Metamorphic conditions of the Paleozoic of Graz have been investigated with different methods (vitrinite reflectance, illite crystallinity, conodont alteration index). Coalification and illite crystallinity indicate late diagenetic to epimetamorphic conditions.

First results point to a distinct thermal evolution of various tectonic units. Uprising of an adjoining metamorphic dome, during the Santonian, could not alter the disconformally underlying preheated Paleozoic.

^{*)} Anschrift der Autoren: CHRISTIAN HASENHÜTTL, BARBARA RUSSEGGER; Institut für Geologie und Paläontologie; Karl-Franzens-Universität Graz; Heinrichstraße 26, A-8010 Graz.

1. Einleitung

Das Grazer Paläozoikum wurde in den letzten Jahren in großen Teilen neubearbeitet, wodurch ein sehr differenziertes Bild der faziellen und tektonischen Gliederung entstand (FLÜGEL & NEUBAUER, 1984; FRITZ, 1991, cum lit.). Eine kleinräumige Abschätzung der niedrigstgradigen Metamorphose mit Hilfe von Illitkristallinität, Conodont Colour Alteration Index (CAI) und Mineralparagenesen im nördlichsten Grazer Paläozoikum unternahm THALHAMMER (1982). Er konnte Sedimente nördlich der Breitenau in den Bereich der Epizone und in den Grenzbereich Anchi-/Epizone stellen.

Erstmals wird nun versucht, mit Vitrinitreflexions-, Illitkristallinitätsmessungen, CAI und Mineralparagenesen die Wärmegeschichte aller Einheiten des Grazer Paläozoikums zu rekonstruieren. Erste Untersuchungsergebnisse werden hier vorgestellt.

2. Geologie

Der oberostalpine Deckenstapel des Grazer Paläozoikums wird im Westen, Norden und Osten von mittelund unterostalpinem Kristallin unterlagert. Im Südwesten liegen Sedimente der Gosau diskordant über unterschiedlichen paläozoischen Decken.

Tertiäre Sedimente des steirischen Beckens bilden die südliche Begrenzung des Paläozoikums. FLÜGEL et al. (1990) und FRITZ & NEUBAUER (1990) gliedern das Grazer Paläozoikum in 3 Deckengruppen:

- 1) Tiefe Deckengruppe: Angerkristallin, Schöckldecke s.l..
- 2) Mittlere Deckengruppe: Laufnitzdorfdecke, Kalkschieferdecken.
- 3) Hohe Deckengruppe: Rannachdecke, Hochlantschdecke.

In der hohen Deckengruppe ist ab dem Devon eine weitgehend flachmarine Plattform entwickelt (FLÜGEL & NEUBAUER, 1984).

In der mittleren Deckengruppe stellt die Laufnitzdorfgruppe (GOLLNER et al., 1982) eine durchgehend pelagische Entwicklung, die Kalkschieferfolge einen karbonatisch-klastischen Schelf dar (TSCHELAUT, 1984).

In der tiefen Deckengruppe (s.s. – ohne Aibl-Formation und Hochschlagkalk) entwickelt sich aus einem Becken ab dem Mitteldevon eine Karbonatplattform.

3. Methodik

Von 220 untersuchten Proben, vor allem feinkörnige Siliziklastika, waren 90 Präparate für Vitrinitreflexionsmessungen geeignet. An allen Proben wurde die Illitkristallinität bestimmt.

3.1. Reflexionsmessung

Die Vitrinitreflexion wurde an dispers verteilten organischen Teilchen gemessen. Dazu wurden Ganzgesteinsklötzchen normal zur Schichtung oder Schieferung geschnitten, in Epoxidharz eingebettet und poliert. Diese Präparationsart wurde Körnerpräparaten oder Konzentraten aus mehreren Gründen vorgezogen: Die Identifikation organischer Partikel im Sedimentverband ist einfacher oder überhaupt nur dadurch möglich. Zudem kann nur so die bei hohem Inkohlungsgrad erforderliche Messung der Reflexionsanisotropie durchgeführt werden.

Die Messung erfolgte mit dem Photometer – Mikroskop Leitz – MPV3, im polarisierten, monochromatischen Licht (546 nm), mit Hilfe eines 125/1.3 Ölimmersionsobjektivs. Mit dieser Vergrößerung (ca. 1625-fach) war es möglich, Phytoklasten bis zu einer Größe von 2 μ m zu messen. Zur Eichung diente ein SiC-Standard (7,47 % R/Öl). Das arithmetische Mittel der % R_{max}-Werte repräsentiert den Inkohlungsgrad einer Probe.

3.2. Illitkristallinitätsmessung

Die Proben wurden händisch im Porzellanmörser zerkleinert, mit 20-prozentiger HCOOH behandelt und anschließend neutralisiert. Aus dem Rückstand wurde mittels Atterbergverfahren die Fraktion <2 μ m gewonnen. Davon wurden nach ca. 20 Sekunden Ultraschallbehandlung (Microson-Stab) Sedimentationspräparate mit kontrollierter Belegdichte von 1 mg/cm² hergestellt (Trocknung auf Heizplatte <50°).

Jede Probe wurde mindestens 5 mal von 5° bis 11°2 Θ unter folgenden Bedingungen gemessen: Siemens D500 Röntgendiffraktometer (CuK α), Ni-Filter, 30 kV/20 mA, 0,01 stepsize, 0,6°/min, counttime: 1, Aperturblende: ¹/4°, Detektorblende: 0,2°. Vor und nach jeweils 5 Messungen wurde mit dem Standard (MF 1046-1 von M. FREY) geeicht. Die Messung der Halbwertsbreite des 10 Å-Peaks erfolgte durch einen angeschlossenen Computer (MicroVax; Programm DIFF500).

4. Charakterisierung der Phytoklasten

Vitrinit ist das häufigste Maceral in Kohlen und sollte somit auch das häufigste in Sedimenten gefundene kohlige Partikel sein. In den Gesteinen des Grazer Paläozoikums ist dies jedoch nicht der Fall. Der Großteil der Phytoklasten ist zur Gruppe der Inertinite zu zählen.

Inertinite können eine Größe von über 10 μ m erreichen. Sie zeigen teilweise noch die Zellstrukturen des Ausgangsmaterials. Ihre Oberfläche erscheint homogen, glänzend und lackiert (glasscherbenartig). Die Reflexion liegt immer zwischen 4,5 %-5,5 % R_{max} (Taf. 1, Fig. 1).

Vitrinite s.s. sind meist lanzettförmige, parallel zur s-Fläche eingeregelte Partikel von einigen Mikrometern Länge. Die Oberfläche ist mattweiß und homogen. Trockenrisse treten häufig auf (Taf. 1, Fig. 2).

Manchmal zeigen Vitrinite eine undulöse Auslöschung, die eine Orientierung gegen ein Graphitgitter anzeigt (DIESSEL & OFFLER, 1975). Charakeristisch ist für Vitrinite auch ihre Reflexionsanisotropie.

Neben Vitriniten s.s. kommen auch lange, dünne Phytoklasten vor, die als graphitisierte Vitrinite und Liptinite interpretiert werden. Diese graphitoiden Partikel findet man häufig in Proben, in denen ansonsten nur noch Inertinite vorhanden sind (Taf. 1, Fig. 3). Graphitoide Partikel, die ab etwa 5 % R_{max} auftreten und ab 7 %-8 % R_{max} den Vitrinit vollständig er-


Sammelhistogramme der Vitrinitreflexion und Illitkristallinität für die einzelnen Decken. Y-Achse: relative Häufigkeit. setzen, können als lange Banden Sedimentstrukturen und Mikrofalten nachzeichnen (Taf. 1, Fig. 4).

Die bei geringer Inkohlung gut unterscheidbaren Maceralgruppen werden einander gegen Ende des eigentlichen Inkohlungsprozesses (Anthrazitisierung und Semigraphitisierung) zunehmend ähnlicher. Dadurch ist eine eindeutige Zuordnung oft erheblich erschwert.

Charakteristisch für das Anthrazitstadium ist ein rascher Anstieg der maximalen Reflexion und der Bireflexion ($\%R_{max} - \%R_{min}$) mit Inkohlungszunahme (TEICH-MÜLLER, 1987). Ab ca. 6 % R_{max} setzt eine große Streuung der Daten ein. Zum gleichen Zeitpunkt steigt $\%R_{min}$ nicht mehr kontinuierlich mit $\%R_{max}$ an, sondern sinkt rapid ab. Dies charakterisiert auch die Prägraphitisierung (RAGOT, 1977). Gründe für die Metaanthrazitisierung und Semigraphitisierung sind hohe Temperatur und vor allem hoher Druck (Scherstreß, BUSTIN, 1983).

Weiters findet man die von DIESSEL et al. (1978) beschriebenen "Übergangspartikel". Die unregelmäßig gerundeten Teilchen sind mit zahlreichen Bläschen besetzt und wirken koksartig (körniges Aussehen). Bei vielen Phytoklasten beginnt die Umwandlung zu Graphit mit der Ausbildung von koksartigen Strukturen. Hoher Druck, der die Inkohlung behindert, fördert die Graphitisierung. Die Phytoklasten können unter hohem Auflastdruck lange einen niedrigen Inkohlungsgrad beibehalten, bevor Graphitisierung möglich ist. Die unter diesen Bedingungen eingeschlossenen flüchtigen Bestandteile bewirken die Bildung der koksartigen Übergangspartikel (Bläschenbildung durch spätere Entgasung, DIESSEL & OFFLER, 1975).

In phytoklastenreichen Proben tritt immer Pyrit auf (Taf. 1, Fig. 5).

5. Inkohlungsbild

Der Inkohlungsbereich der untersuchten Proben in der Rannachdecke (hohe Deckengruppe) reicht von 2,6 % bis 8,8 % R_{max} (Abb. 1,2; Tab. 1). Das entspricht einer Maturität zwischen Semianthrazit- und Metaanthrazitstadium (ASTM). Eine Zunahme der Inkohlung von S nach N läßt sich feststellen.

Die Inkohlung der Proben aus der Hochlantschdecke reicht von 6,1 % bis 8,4 % $R_{\rm max}$ (Metaanthrazitstadium), wobei die Inkohlung von S nach N abnimmt.

Die mittlere Deckengruppe weist eine deutliche Differenzierung der beiden Teildeckengruppen (Laufnitzdorfdecke, Kalkschieferdecken) auf. Die Inkohlungswerte der Laufnitzdorfdecke reichen von 4,4 % bis 7,2 % R_{max} (Metaanthrazitstadium). Eine geringfügige Zunahme der Inkohlung nach NE deutet sich an. Die Gesteine der Kalkschieferdecken (sehr geringe Probenzahl!) weisen dagegen mit 9,3 % bis 10,3 % R_{max} eine deutlich höhere Inkohlung auf (Metaanthrazitbis beginnendes Graphitstadium). In der tiefen Deckengruppe (Schöckldecke s.l.) zeigen die untersuchten Proben Inkohlungswerte von 7,3 % bis 10,6 % R_{max} , wobei die niedrigsten Werte im S, die höchsten im N der Deckengruppe gemessen wurden.

TEICHMÜLLER et al. (1979) setzen die Grenze Diagenese/Anchimetamorphose bei 4 % R_{max} (entsprechend einer maximalen Inkohlungstemperatur von ca. 200°), die Grenze Anchi-/Epizone bei 5 %-10 % R_{max} und <2 % R_{min} (ca. 300° T_{max}).

KÜBLER (1979) hingegen läßt die Anchizone bereits bei 2,8 % R_{max} beginnen (Abb. 3).

Die Inkohlung des Grazer Paläozoikum liegt somit, gleich welchem der obgenannten Autoren man folgt, im Bereich der späten Diagenese bis Epizone, wobei die einzigen diagenetischen Proben aus der Rannachdecke stammen.

In der Laufnitzdorfdecke lassen sich zahlreiche Proben der unteren Anchizone zuordnen. Die organische Metamorphose der anderen Decken liegt im Bereich der oberen Anchi- und Epizone (>6 % R_{max}). Eine primäre Altersabhängigkeit der Inkohlung (Beprobung von Profilen) ist durch einen regionalen Trend überprägt.

6. Illitkristallinität (IK)

KÜBLER (1967a, 1968) erkannte einen Zusammenhang zwischen der Halbwertsbreite des ersten Basalpeaks von Illit/Muskowit bei 10Å und dem Grad der beginnenden Metamorphose. Der von HARRASSOWITZ (1927) eingeführte Begriff "Anchimetamorphose" wurde in seiner Bedeutung verändert und für den durch Illitkristallinitätsdaten definierten niedrigstgradigen Metamorphosebereich übernommen. KÜBLER (1979) setzt die Grenze Diagenese/Anchizone bei 0,42° Δ 2 Θ , die Grenze Anchi-/Epizone bei 0,25° Δ 2 Θ . Das entspricht nach FREY (1986) einer maximalen Temperatur von ca. 200°C für die Grenze Diagenese/Anchizone und ca. 300°C für den Übergang Anchi-/Epizone (Abb. 3).

Die Illit-Halbwertsbreiten des Grazer Paläozoikums zeigen ähnlich den Inkohlungsdaten den Metamorphosebereich von später Diagenese bis Epizone (Tab. 1; Abb. 1,4). Auch die IK-Daten belegen somit diagenetische Bedingungen ausschließlich für Teile der Rannachdecke. Für die Kalkschieferdecken sind ausschließlich epizonale Bedingungen belegt. In allen Dekkengruppen läßt sich eine Metamorphosezunahme von W nach E erkennen.

Abb. 2. Räumliche	Darstellung der Inkohlungsdaten auf eine	er tektonischen	Karte des Grazer Paläozoikums.		→
	TERTIÄR UND QUARTÄR		LAUFNITZDORF- UND KALKSCHIEFER-DECKEN		STÖRUNG, SCHERZONE
	GOSAU		SCHÖCKL-DECKE S.L.	<u></u>	ÜBERSCHIEBUNG Flache Abschiebung
	RANNACH- UND HOCHLANTSCH-DECKE	XX	KRISTALLIN		



Tabelle 1.

Arithmetische Mittel von Vitrinitreflexion (% R_{max}), Illitkristallinität (°Δ2Θ) und Conodont Colour Alteration Index (CAI) in den untersuchten Proben. Die Streuung der Werte zeigt die thermale Überprägung einer ursprünglichen Versenkungsmetamorphose. Man beachte, daß die niedrigste CAI-Werte in der mittleren Deckengruppe und nicht wie zu erwarten wäre in der höchsten auftreten.

EINHEIT	VITRINITREFLEXION	ILLITKRISTALLINITÄT	CAI
	%Rmax	°Δ2ϑ	
RANNACHDECKE			
SCHICHTEN DER DULT	2,6 - 7,2 (5,6)	0,37 - 0,15 (0,26)	
SANZENKOGELSCHICHTEN		0,22 - 0,20 (0,21)	6
STEINBERGKALK		0,28 - 0,26 (0,27)	6,5 - 7
KANZELKALK		0,28	5
BARRANDEI-SCHICHTEN	2,6 - 7,7 (4,7)	0,56 - 0,13 (0,28)	5 - 5,5
DOLOMITSANDSTEIN- FORMATION			6 - 6,5
CRINOIDENSCHICHTEN	3,7 - 8,8 (6,4)	0,28 - 0,20 (0,25)	5,5
SCHICHTEN VON KHER	4,9 - 8,0 (5,9)	0,32*	7 - 7,5
HOCHLANTSCHDECKE			
MIXNITZER-FORMATION		0,29*	
TYRNAUERALM-FORMATION	6,14 - 7,3 (6,7)	0,24 - 0,19 (0,22)	5 - 5,5
OSSER KALK	8,4*	0,30 - 0,16 (0,23)	
BARRANDEI-SCHICHTEN	6,2 - 7,3 (6,8)	0,32 - 0,21 (0,25)	5
SCHWARZKOGEL-SANDSTEIN	10,3*	0,21*	
LAUFNITZDORFDECKE			
DORNERKOGEL-FORMATION	5,7 - 8,5 (7,4)	-	
SCHATTLEITNER-FORMATION	4,8 - 6,6 (5,8)	0,26 - 0,19 (0,23)	4,5-6,5
HARRBERGER-FORMATION	5,8 - 6,8 (6,2)	0,27 - 0,21 (0,24)	4 - 5
HACKENSTEINER-FORMATION	5,5 - 7,2 (6,5)	0,33 - 0,21 (0,26)	4 - 4,5
KALKSCHIEFERDECKEN	9,3 - 10,3 (9,9)	0,18 - 0,15 (0,17)	5 - 6,5
SCHÖCKLDECKE S,L,			
AIBL-FORMATION	7,6 - 10,6 (9,4)	0,33 - 0,15 (0,24)	5 - 6,5
HOCHSCHLAGKALK	9,34*	0,26 - 0,18 (0,22)	
ARZBERGER SCHICHTEN	7,4 - 9,8 (8,6)	0,27 - 0,18 (0,22)	

* EINZELPROBE



7. Chloritkristallinität (CK)

An 18 Proben wurde neben der IK zusätzlich die CK durch Messung der Halbwertsbreite des 14Å-Peaks bestimmt. LUDWIG (1973), der als erster die beiden Methoden (IK und CK) gegenüberstellte, fand eine lineare Korrelation beider in anchi- bis epizonalen ordovizischen Schiefern. Er führt die Änderung der Halbwertsbreite von Chloriten auf eine Änderung des Chemismus und des Polytyps dieser Chlorite zurück. Während der Diagenese und beginnenden Metamorphose reichert sich Chlorit auf Kosten von Kaolinit, Smektit und Vermiculit an (KISCH, 1983). Für LENGAUER & SCHRAMM (1989) ist die Methode der CK-Bestimmung daher besonders für epizonale Gesteine geeignet.

Die Korrelation von IK und CK von Proben aus dem Untersuchungsgebiet ist mit r = 0.88 gut (Abb. 5). Somit ist es möglich, bei illit/muskowitfreien, chlorithältigen Gesteinen Datenlücken zu füllen.

8. Conodont Alteration Index (CAI)

Auflichtuntersuchungen an Conodonten des Grazer Paläozoikums ergaben CAI-Werte von 5 bis 8 (Tab. 1). Die untersuchten Conodonten stammen vorwiegend aus Sammlungen des Instituts für Geologie und Paläontologie der Universität Graz (Dissertationen, Hausarbeiten). CAI-Werte von über 5 werden durch Verlust von organischem Kohlenstoff und Kristallwasser erklärt. Für die Bildung von CAI 51/2-8 sind Temperaturen von über 300°C verantwortlich (REJEBIAN et al. 1987). KOVACS & ARKAI (1989) stellen CAI-Werte von 5-7 in den Grenzbereich Anchi-/Epizone und vergleichen sie mit einer Vitrinitreflexion von 3,4 % bis über 6 % R_{max} . In der tiefen und mittleren Deckengruppe mit CAI-Werten von 5–7 zeichnet sich eine CAI-Zunahme von W nach E ab. In der hohen Deckengruppe konnte mit den bisher untersuchten Proben (CAI-Werte von 5–8) kein Trend festgestellt werden.

9. Diskussion

Sowohl die Illitkristallinität als auch die Inkohlungsuntersuchungen des Grazer Paläozoikums zeigen den Metamorphosebereich von später Diagenese bis zur Epizone, wobei die südliche Decke der hohen Deckengruppe (Rannachdecke) als einzige Decke diagenetische Anteile aufweist.

Aufgrund der vorliegenden Daten ist eine unterschiedliche Metamorphoseentwicklung der einzelnen Decken anzunehmen. So ist die Hochlantschdecke höher metamorph als die tektonisch tiefer liegende Laufnitzdorfdecke.

Das heißt, die prägende Metamorphose fand vor oder während der altalpidischen Deckenstapelung statt. Auch FRANK in FLÜGEL et al. (1980) mißt für die hohen Decken des Grazer Paläozoikum einer variszischen Metamorphose größere Bedeutung zu als der schwächer temperierten alpidischen (Erwärmung <250°C). Inwieweit eine Störung der Metamorphoseprofile durch Abschiebungen nach dem Metamorphosehöhepunkt erfolgte (NEUBAUER, 1989) wird noch untersucht.

Der Aufstieg der Kristallindome ab dem Obersanton (Glein-, Kor-, Stubalpe; NEUBAUER, 1988) bewirkte keine thermische Überprägung des Grazer Paläozoikums



Abb. 4. Räumliche Darstellung der Illitkristallinität auf einer tektonischen Karte des Grazer Paläozoikums. Legende siehe Abb. 2.



CHORITKRISTALLINITÄT°20

Abb. 5.

Korrelation zwischen Illitkristallinität und Chloritkristallinität (00-Peak). Durchgezogene Linie: eigene Korrelationsgerade mit einem Koeffizient von r = 0,88; strichlierte Linie: Korrelationsgerade nach LENGAUER & SCHRAMM (1989, r= 0,74).

(besonders niedrige Werte – 4,4 % bis 5,7 % R_{max} – im Grenzbereich zum Kristallin), wohl aber die Aufheizung der Gosau. Die höchsten Inkohlungswerte der Kainacher Gosau reichen von 0,9 % Rr (Zufallsmessung im nichtpolarisierten Licht; TEICHMÜLLER, 1980) bis 2,5 % Rr (mündl. Mitt. R. SACHSENHOFER).

Dank

Die Arbeit stellt erste Ergebnisse zweier Dissertationen vor. Für die Anregung zu dieser Arbeit und das rege Interesse an ihrem Fortschritt möchten wir Herrn Univ.-Prof. Dr. Alois FEN-NINGER danken. Bei Univ.-Doz. Dr. Franz NEUBAUER bedanken wir uns für die kritische Durchsicht des Manuskripts.

Literatur

- BUSTIN, R.M.: Heating during thrust faulting in the Rocky Mountains: friction or fiction? – Tectonophysics, **95**, 307–328, Amsterdam 1983.
- DIESSEL, C.F.K. & OFFLER, R.: Change in physical properties of coalified and graphitised phytoclasts with grade of metamorphism. – N. Jb. Miner. Mh., 1, 11–26, Stuttgart 1975.
- DIESSEL, C.F.K., BROTHERS, R.N. & BLACK, P.N.: Coalification and graphitisation in high-pressure schists in New Caledonia. - Contrib. Mineral. Petrol., 68, 63-78, Berlin - Heidelberg - New York 1978.
- FLÜGEL, H.W., MAURITSCH, H.J., HEINZ, H. & FRANK, W.: Paläomagnetische und radiometrische Daten aus dem Grazer Paläozoikum. – Mitt. österr. geol. Ges., 71/72, 201–211, Wien 1980.
- FLÜGEL, H. W. & NEUBAUER, F.: Steiermark. Erläuterungen zur Geologischen Karte der Steiermark, 1: 200.000. – 127 S., Wien (Geol. B.-A.) 1984.
- FLÜGEL, H.W., HÖTZL, H. & NEUBAUER, F.: Geologische Karte der Republik Österreich 1: 50.000, Blatt 134 Passail. – Wien (Geol. B.-A.) 1990.

- FREY, M.: Very low-grade metamorphism of the Alps an introduction. – Schweizer. mineral. petrol. Mitt., **66**, 13–27, Zürich 1986.
- FRITZ,H.: Stratigraphie, Fazies und Tektonik im nordwestlichen Grazer Paläozoikum (Ostalpen). – Jb. Geol. B.-A., 134/2, Wien 1991 (im Druck).
- FRITZ, H. & NEUBAUER, F.: Exkursionsführer "Grazer Paläozoikum." – 3. Symposium für Tektonik, Strukturgeologie, Kristallingeologie TSK III, 24 S., Graz 1990.
- GOLLNER, H., THALHAMMER, O., TSCHELAUT, W. & ZIER, Ch.: Die Laufnitzdorf-Gruppe – eine pelagische Fazies im Grazer Paläozoikum. – Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, **112**, 63–73, Graz 1982.
- HARRASSOWITZ, H.: Anchimetamorphose, das Gebiet zwischen Oberflächen- und Tiefenumwandlung der Erdrinde. – Ber. Oberhess. Ges. Nat. Heilk. Giessen, Naturw. Abt., **12**, 9–15, Giessen 1927.
- KISCH, H.J.: Mineralogy and petrology of burial diagenesis (burial metamorphism) and incipient metamorphism in clastic rocks. – In: LARSEN, G. & CHILINGAR, G.V. (Eds.): Diagenesis in sediments and sedimentary rocks, 2B, 289–493, Amsterdam (Elsevier) 1983.
- KOVACS, S. & ARKAI, P.: Significance of conodont and limestone – texture alteration in recognition of the boundary between diagenesis and regional dynamothermal metamorphism based on examples from the Aggtelek-Rudabanya Mts. (NE Hungary). – Institutum Geologicum Publicum Hungaricum, 215–235, Budapest 1989.
- KÜBLER, B.: La cristallinité de l'illite et les zones tout à fait supérieures du métamorphisme. – Étages Tectoniques, Colloque de Neuchâtel 1966, A la Baconnière, 105–121, Neuchâtel 1967.
- KÜBLER, B.: Evaluation quantitative du métamorphisme par la cristallinité de l'illite. – Bull. Centre Rech. Pau-SNPA 2, 385-397, Pau 1968.
- KÜBLER, B., PITTION, J.L., HEROUX, Y., CHAROLLAIS, J. & WEID-MANN, M.: Sur le pouvoir réflecteur de la vitrinite dans quelches roches du Jura, de la Molasse et de Nappes préalpines, helvétiques et penniniques. – Eclogae geol. Helv., 72, 347–373, Zürich 1979.
- LENGAUER, C.L. & SCHRAMM, J.M.: Metamorphoseuntersuchungen am Nordrand der westlichen Grauwackenzone (Salzburg). – Jb. Geol. B.-A., **132**, 425–441, Wien 1989.
- LUDWIG, V.: Zum Übergang eines Tonschiefers in die Metamorphose: "Griffelschiefer" im Ordovizium von NE-Bayern. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **144**, 50–103, Stuttgart 1973.
- NEUBAUER, F.: Bau- und Entwicklungsgeschichte des Rennfeld- Mugel- und des Gleinalm-Kristallins (Ostalpen). – Abh. Geol. B.-A., **42**, 1–137, Wien 1988.
- NEUBAUER, F.: Lithostratigraphie und Strukturen an der Basis der Rannachdecke im zentralen Grazer Paläozoikum (Ostalpen). – Jb. Geol. B.-A., **132**, 459–474, Wien 1989.
- RAGOT, J.P.: Contribution à l'étude de l'évolution des substances carbonées dans les formations géologiques. – Diss. Univ. P. Sabatier, Toulouse, 150 S., Toulouse 1977. – fide TEICHMÜLLER, M. & R. in: STACH et al. 1982: S. 46.
- REJEBIAN, V.A., HARRIS, A.G. & HUEBNER, J.S.: Conodont color and textural alteration: An index to regional metamorphism, contact metamorphism and hydrothermal alteration. – Geol. Soc. Amer. Bull., **99**, 471–479, Boulder 1987.
- STACH, E., MACKOWSKY, M.T., TEICHMÜLLER, M., TAYLOR, G.H., CHANDRA, D. & TEICHMÜLLER, R.: Stach's Textbook of Coal Petrology, third revised and enlarged edition. – 535 S, Berlin, Stuttgart (Gebrüder Bornträger) 1982.

- TEICHMÜLLER, M., TEICHMÜLLER, R. & WEBER, K.: Inkohlung und Illit-Kristallinität. Vergleichende Untersuchungen im Mesozoikum und Paläozoikum von Westfalen. – Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 27, 201–276, Krefeld 1979.
- TEICHMÜLLER, M.: Inkohlungsgradbestimmung an Kohlen- und Mergelsteinproben aus der Kainacher Gosau (Obersanton – Untercampan) des Grazer Berglandes, Österreich. – Jber. 1979, Hochschulschwerpunkt S 15, 1, 102–104, Leoben 1980.
- TEICHMÜLLER, M.: Organic material and very low-grade metamorphism. – In: FREY, M. (Ed.): Low temperature metamorphism. – 351 p., Glasgow – London (Blackie) 1987.
- THALHAMMER, O.: Das Paläozoikum nördlich der Breitenau (Grazer Paläozoikum, Steiermark). – Unveröff. Diss. Univ. Graz, 251 S., Graz 1982.
- TSCHELAUT, W.: Die "Frohnleitner Falte" (Grazer Paläozoikum, Steiermark). – Jb. Geol. B.-A., **127**, 507–511, Wien 1984.

Tafel 1

Fig. 1: Ine	rtinit.
-------------	---------

- Polarisiertes Licht; Bildlänge: 50 μm, Partikellänge: 20 μm. Probe I42, Barrandei-Schichten, Rannachdecke.
- Fig. 2: Vitrinit mit typischen Trockenrissen. Polarisiertes Licht, Inkohlungsgrad der Probe: 3,0 %R_{max}; Bildlänge: 70 μm, Partikellänge: 20 μm. Probe 148, Barrandei-Schichten, Rannachdecke.
- Fig. 3: "Graphitoides Partikel" mit starkem Pleochroismus. Polarisiertes Licht, Inkohlungsgrad der Probe: 7,1 %R_{max}, 1,2 %R_{min}; Bildlänge: 70 μm, Partikellänge: 26 μm, Partikeldurchmesser: 1,5 μm. Probe TY8, Barrandei-Schichten, Hochlantschdecke.
- Fig. 4: "Gefaltetes graphitoides Partikel" mit starkem Pleochroismus. Polarisiertes Licht, Inkohlungsgrad der Probe nicht bestimmbar; Bildlänge: 50 μm. Probe ThSchd2, Schattleitner-Formation, Laufnitzdorfdecke (unmittelbar an Störung).
- Fig. 5: Inertinit, assoziert mit Pyrit. Polarisiertes Licht, Bildlänge: 50 μm, Partikellänge: 19 μm. Probe I42, Barrandei-Schichten, Rannachdecke.



Neuergebnisse au	s dem Paläozoikum der	Ost- und Südalpe	en Red	aktion: Hans Peter	Schönlaub & Albert Daurer
Jb. Geol. BA.	ISSN 0016-7800	Band 135	Heft 1	S. 299–316	Wien, März 1992

Reflexionsmessungen an Graptolithen im Silur und Unterdevon der Karnischen Alpen (Österreich)

Von GERD RANTITSCH*)

Mit 12 Abbildungen, 2 Tabellen und 2 Tafeln

Österreich Karnische Alpen Metamorphose Graptolithen-Reflexion Illit-Kristallinität

Österreichische Karte 1 : 50.000 Blätter 197, 198

Inhalt

	Zusammenfassung	299
	Abstract	299
1.	Einleitung	299
2.	Methodik	300
	2.1. Proben	301
	2.2. Reflexionsmessung	301
	2.3. Illit-Kristallinität	301
3.	Beschreibung der Graptolithen-Fragmente	301
4.	Reflexion der Graptolithen-Fragmente	305
5.	Vergleichende Untersuchungen	306
6.	Profile	307
7.	Schlußfolgerungen	307
	Dank	307
	Literatur	316

Zusammenfassung

Durch Reflexionsmessungen an Graptolithen und die Bestimmung der Illit-Kristallinität konnte der Metamorphosegrad silurischer bis unterdevonischer Gesteine der Karnischen Alpen südlich von Gundersheim ermittelt werden. Die Maturität der Graptolithen entspricht dem Anthrazit- bis Meta-Anthrazit-Stadium, die Illit-Kristallinität ergibt anchizonale Bedingungen. Der Inkohlungspfad der Graptolithen entspricht dem des Vitrinit.

Reflectance Measurements of Silurian and Lower Devonian Graptolites in the Carnic Alps (Austria)

Abstract

The metamorphic grade of Silurian to Lower Devonian rocks of the Carnic Alps (Austria) has been determinied by means of graptolite reflectance and illite crystallinity. Maturity of graptolite fragments correspondends with the anthracitic to metaanthracitic stage. Illite crystallinity shows anchizonal conditions. Coalification paths of graptolites and vitrinite are similiar.

1. Einleitung

Die Metamorphosegeschichte der paläozoischen Gesteine der Karnischen Alpen ist noch weitgehend ungeklärt. In der vorliegenden Arbeit werden die Ergebnisse von Metamorphoseuntersuchungen an silurischen bis unterdevonischen Schieferfolgen (GraptolithenschieferFazies und Findenig-Mischfazies) der östlichen Karnischen Alpen südlich von Gundersheim (s. Abb. 1) vorgestellt.

Die untersuchten Profile befinden sich in der Rauchkofel-Schuppen-Decke (SCHÖNLAUB, 1985, 1987), die zur oberen schwach metämorphen Deckengruppe der Karnischen Alpen gezählt wird. Einzelne Schuppen der

^{*)} Anschrift des Verfassers: Mag. GERD RANTITSCH, Institut für Geologie und Paläontologie, Karl-Franzens-Universitäz Graz, Heinrichstraße 26, A-8010 Graz.

Nölbling-Formation (= Findenig-Mischfazies, Llandovery bis Lochkov), der Bischofalm-Formation (= Graptolithenschiefer-Fazies, Llandovery bis Lochkov) und verschiedener Devonkalke (Palkalk, Findenigkalk, Rauchkofelkalk) sind hier in den karbonen Flyschfolgen der Hochwipfelschichten tektonisch eingeschuppt (s. Abb. 1).

In prädevonischen Gesteinen ist die Erfassung der organischen Metamorphose aufgrund des Fehlens von organischem Material der Vitrinit-Gruppe auf Reflexionsmessungen an Zooklasten (Graptolithen, Chitinozoen, Scolecodonten) und auf Auflichtuntersuchungen an Conodonten und Palynomorpha beschränkt.

Seit den späten 70er Jahren werden Reflexionsmessungen am Graptolithen-Periderm zur Bestimmung des Metamorphosegrades feinklastischer und karbonatischer Sedimente herangezogen (TEICHMÜLLER, 1978; CLAUSEN & TEICHMÜLLER, 1982; GOODARZI, 1984, 1985a; GOODARZI & NORFORD, 1985; BERTRAND & HEROUX, 1987; OLIVER, 1988; GOODARZI & GENTZIS, 1990; MALINCONICO, 1990).

Abb. 1.

Die Zunahme des Reflexionsvermögens mit steigendem Diagenese- bzw. Metamorphosegrad gilt als gesichert, der Inkohlungspfad (im Vergleich zum Vitrinit) ist noch nicht genau bekannt.

Ziel dieser Studie war es, die Anwendbarkeit dieser Methode in den Karnischen Alpen zu überprüfen, den Metamorphosegrad silurischer Schiefer zu erfassen, Daten für die Festlegung des Inkohlungspfades der Graptolithen zu liefern und diese mit der Inkohlung des Vitrinits zu vergleichen.

2. Methodik

An 47 Oberflächenproben (vier Profile und 16 Einzelproben aus den Karnischen Alpen, ein Vergleichsprofil aus dem Barrandium) wurde das Reflexionsvermögen der Graptolithenfragmente sowie die Illit-Kristallinität bestimmt.



An Conodonten eines Profiles ("Oberbuchach 1") wurde der CAI (Conodont Alteration Index) erfaßt.

2.1. Proben

Folgende Profile südlich von Gundersheim wurden beprobt (s. Abb. 1, 9-12):

- Profil "Oberbuchach 1" (JAEGER & SCHÖNLAUB, 1980) mit Gesteinen der Findenig-Mischfazies (Llandovery bis Ludlow; OB 1-9).
- Profil "Oberbuchach 2" (JAEGER & SCHÖNLAUB, 1980) mit Gesteinen der Findenig-Mischfazies (Lochkov; OB 23-29).
- Profil "Oberbuchach 3" (JAEGER & SCHÖNLAUB, 1980) mit Gesteinen der Graptolithenschiefer-Fazies (Oberordovic bis Devon, OB 30-35).
- Profil "Nölblinggraben" (JAEGER & SCHÖNLAUB, 1977) mit Gesteinen der Graptolithenschiefer-Fazies (Llandovery bis Wenlock; N 5-9).

15 Einzelproben (Findenig-Fazies) stammen von Aufschlüssen zwischen diesen Profilen (OB 20-22, OB 40-46, N 3, 4, 10, 11, 12).

Eine Probe stammt von der Egger Alm südlich von Hermagor (Tonschiefer der Graptolithenschiefer-Fazies aus der höhermetamorphen Eder-Decke, E 8).

Ein Vergleichsprofil aus der Umgebung von Karlstein bei Klucice im Barrandium durchschneidet den Kontakthof eines Diabas-Lagerganges in einer Graptolithenschiefer-Folge des Silur (Liten Group, Llandovery bis Wenlock).

2.2. Reflexionsmessungen

Die Proben wurden parallel und senkrecht zur Schichtung geschnitten und in einem siebenstufigen Vorgang poliert. Die Reflexionsmessungen erfolgten mit einem Leitz M.P.V.3 Auflichtmikroskop im monochromatischen (546 nm), polarisierten Licht und einem 125/1.30 Ölimmersions-Objektiv.

Die Inkohlungsstufen wurden nach der ASTM-Klassifikation festgelegt (cf. TEICHMÜLLER & TEICHMÜLLER, 1982).

2.3. Illit-Kristallinität

80 bis 100 g zerkleinerte Probenmenge wurden mit 20 % HCOOH entkarbonatisiert. Daraus wurde (mit dem Atterberg-Verfahren) die Fraktion <2 μ m gewonnen. Nach 20 sec. Ultraschallbehandlung wurde die Suspension mit einer Belegdichte von 1 mg/cm² auf ein Glasplättchen aufgebracht und luftgetrocknet.

Die Halbwertsbreite des 10 Å Illit/Muskowit-Peaks (in $^{\circ}2\Theta$) wurde mit einem Siemens-Röntgendiffraktometer D 500 mindestens fünf mal unter folgenden Aufnahmebedingungen gemessen: CuK α -Strahlung, Ni-Filter, 30 kV, 20 mA, Aufnahmegeschwindigkeit 0,6°/min, step size 0.010, count time 1, Aperturblende 1/4°, Detektorblende 0,2°.

Daraus wurde das, mit dem Standard MF 1046-1 . korrigierte, arithmetische Mittel berechnet.

Die Grenzen der Anchizone wurden nach FREY (1986) festgelegt.

3. Beschreibung der Graptolithen-Fragmente

Die meisten Graptolithenfragmente zeigen die typische Feinlamellierung der Cortex, wie sie von TEICH-OBLATES ELLIPSOID PROLATES ELLIPSOID



Abb. 2.

Darstellung der "Vitrinite Reflectance Indicating Surface" nach KILBY (1988).

h

MÜLLER (1978) und CLAUSEN & TEICHMÜLLER (1982) beschrieben wurde (s. Taf. 1,2). Häufig ist diese Lamellierung nur andeutungsweise beim Drehen des Mikroskoptisches zu erkennen.

GOODARZI (1984) beschrieb neben der typischen lamellierten auch eine granulare Internstruktur des Graptolithen-Periderm. Diese Struktur konnte ebenfalls beobachtet werden (Taf. 1, Fig. 1), ihr Reflexionsverhalten wurde nicht gemessen.

Das Graptolithen-Rhabdosom ist meist vollständig fragmentiert, größere zusammenhängende Teile sind nur selten zu beobachten (Taf. 1, Fig. 6).

Protheken, gekennzeichnet durch den "gemeinsamen Kanal" (common canal), sind seltener als Metatheken erhalten. Die Abzweigung einer Metatheke aus der Protheke ist in Taf. 1, Fig. 6 und in Taf 2, Fig. 1 zu erkennen. Der "gemeinsame Kanal" ist meist mit feinkörnigem Pyrit gefüllt (Taf. 2, Fig. 3,4).

Die Fragmente sind vereinzelt randlich oxidiert. In karbonatreichen Proben sind gegenüber karbonatarmen deutlich weniger Fragmente zu erkennen.

Charakteristisch ist die große Bireflexion, sowohl parallel als auch senkrecht zur Schichtung.

In einigen Proben sind in Schnittlagen senkrecht zur Schichtung kreisförmige Querschnitte mit einem Durchmesser von 10 bis 20 μ m und einer Dicke von 1 bis 2 μ m zu beobachten, die eine deutliche Bireflexion zeigen. Die Reflexion dieser Komponenten ist infolge ihrer geringen Größe nicht zu messen. Es könnte sich hier um Querschnitte durch Graptolithen oder um Chitinozoenreste handeln, wie sie von GOODARZI (1985b) beschrieben wurden.



Winkelverhältnisse der Auslöschungs- und Aufhellungsrichtungen an der Probe OB 26.

Т

١.

i		Tabe Grap	lle 1. tolithe	n-Refl	exions	daten	III pun	it-Krist	allinität	der t	Intersuch	ten Probe	Ė										
		paral	lel ss				senk	recht ss						par	allel ss				senkr	echt ss			
NR	R _{max} '	s	R _{min}	s	z	R	s	R _{min} '	s	z	IK	NR	`R _{ma}	s -	R	s s	z	R	s	R _{min} .	s	z	IK
OB I:												ż								r.			
OB I	4,60	0,91	4,05	0,76	71	5,12	1,08	2,37	0,81	148	0,37	8 N	7,0	3 0,8	7 6,04	10,1	100	6,29	0,81	3,42	0,97	150	0,27
OB 2											0,35	L N	6,4	5 0,6.	2 5,6:	0.5(52	6,38	0,74	4,25	0,98	36	
OB 3	6,05	0,55	4,63	0,65	141	6,83	0,72	4,34	0,99	48		9 N	5,8,	5 0,3	7 5,27	, 0,50	8	5,94	0,49	- 4,82	0,66	78	0,32
OB 4											0,35	N 5	5,95	5 0,6	4 5,37	0,62	50	5,96	0,63	4,49	06'0	70	0,22
OB 5	6,25	0,53	5,29	0,63	77	6,12	0,57	4,89	0,77	- 19	0,34	ä											
OB 6	6,46	0,54	5,36	0,58	116	6,39	0,75	4,80	0,92	8	0,33	B 19	4 2,9(0,1	7 2,69	0,17	55	2,79	0,25	2,10	0,24	45	0,66
OB 7	6,83	1,01	4,42	1,53	108	6,77	0,74	4,21	66'0	52	0,29	B 19.	2 3,1(0,2	3 2,51	0,27	7 53	2,88	0,30	2,17	0,35	32	
OB 8	7,56	1,30	5,83	1,07	12	5,98	0,56	3,24	1,02	49	0,29	B 19	1 3,70	0,3.	2,82	0,38	3 23	3,41	0,25	1,58	0,20	27	
OB 9	8,15	0,65	6,97	1,16	35	7,76	0,80	3,47	0,66	19	0,33	B 19	3 4,15	3 0,3(3,31	0,54	1 43	4,22	0,31	1,57	0,34	6	0,49
0B 2:																							
OB 29	5,03	0,56	4,15	0,61	82	4,45	0,84	3,35	0,69	8	0,38	OB 2	0										0,29
OB 23	5,72	0,43	5,03	0,58	72	5,80	0,66	4,17	0,93	89	0,30	OB 2	1										0,56
OB 25	5,51	0,27	5,02	0,41	6	5,36	0,55	4,43	0,64	3	0,23	OB 2	2 7,54	1 0,7() 6,11	1,02	48	7,30	0,65	3,47	0,72	137	0,35
OB 24	5,57	0,32	5,02	0,33	26	5,75	0,62	4,11	0,95	52	0.26	OB 4	0 5,74	1 0,6(4,88	0,63	62	5,09	0.61	3.56	0,71	82	0,47
OB 26	6,18	0,61	5,33	0,56	42	5,95	0,69	3,87	1,01	65	0,24	OB 4	1 5,87	0,45	5,32	0,50	8	5,57	0,53	4,00	0,72	1 8.	0,42
OB 27	5,61	0,46	4,67	0,66	34	5,30	0,69	3.37	0,96	48	0,26	OB 4	2 5,87	0,56	5,14	0,61	75	5,31	0,56	3,20	0,68	154	0,48
OB 28	5,95	0,51	5,14	0,46	83	5,60	0,34	4,90	0,47	80		OB 4	3 5,60	0,46	6,4,63	0,53	80	5,36	0,38	4,07	0,62	. <u>8</u>	0,32
OB 3:				1								OB 4	4 6,31	0,82	4,99	0,81	36	6,19	0,68	3,50	1,12	80	0,24
OB 30											0,39	OB 4	(5 6,25	0,54	1 5,22	0,51	74	6,27	0,71	4,93	0,89	100	0,31
OB 31											0,48	OB 4	6 6,86	0,84	1 5,55	0,81	57	6,17	0,79	3,65	1,08	62	0,33
OB 32											0,38	N 3	6,95	1,05	5,19	1,10	19	5,76	0,49	4,61	0,63	80	0,43
OB 33						4,99	0,33	4,18	0,51	13	0,43	N 4	5,90	0,45	4,92	0,58	46	5,88	0,60	4,55	0,74	29	
OB 34	5,40	0,31	4,65	0,55	38	5,41	0,41	4,11	.0,77	41	0.37	01 N	6,81	0,72	6,00	0,81	100	6,44	0,82	3.41	1,03	136	0,39
OB 35											0,35	II N	6,18	0,58	5,36	0,60	48	5,93	0,49	4,06	0,74	63	0,32
ż												N 12	7,79	0,71	6,87	0,79	70	7,16	0,72	3,82	0,78	80	0,36
6 N						6,52	0.72	3,71	0,84	44	0.42	ш Ш	10,0	12 0,56	6,95	2,84	43	7,72	1,71	2,05	0,57	6	0,18
			X X X X IIII	_	Probel maxim minim	nnummer ale Refle ale Refle	xion in xion in 9	2° 2'							sz X		Standa Anzah Illit-Ki	rdabweichu I der Meßw istallinität i	ng епе in°2 ө				

		Achsat	schnitte,	Bireflexic	n und Ac	hsenverh	ialtnisse (der optisc	hen Ir	Idikatrix	(aus T
NR	Rmax	Rini	R _{min}	R _{mean}	BIREFL	IND	•	8		NR.	R
									r	∞ Z	7,0
OB 1	5,1	4.0	2.4	3,8	2,7	Ъ.	1,28	1,67	r	N 10	6,8
OB 5	6,3	5,3	4,9	5.5	1.4	B+		 	<u>لے ۔</u>	Ξz	6,2
OB 6	6,5	5,4	4,8	5.6	1.7	B+				N 12	7.8
OB 7	6.8	4,4	4.2	5.1	2,6	B+			I T	B 191	3,7
OB 8	7.6	5,9	3.2	5.6	4,4	B-			1	B 192	3,1
OB 9	8,2	7,0	3,5	6,2	4,7	B			1	B 193	4,2
OB 22	7,5	6,1	3.5	5.7	4.0	B+			۱ ۰۰۰۰۰	B 194	2,9
OB 23	5,8	5.0	4,2	5.0	1.6	B-	1,16	1,19		E 8	10,0
OB 24	5,6	5,0	4,4	5.0	1,2	ė	1,12	1,14		Ř	Probenn
OB 25	5,5	5,0	4,4	5.0	1,1	щ	1,10	1,14	<u> </u>	م م	maxima intermet
OB 26	6,2	5.3	3,9	5.1	2.3	B			ææ	S HOW	minimal (Rmax -
OB 27	5,6	4,7	3,4	4,6	2,2	њ	1,19	1.38	<u> </u>	ND	Bireflex Optische
OB 28	6,0	5,1	4,9	5,3	1.1	B+	1,18	1.04	<u> </u>		Biaxial Biaxial
OB 29	5.0	4,2	3,4	4.2	1.6	å	1,19	1,24		~ ~	Biaxial Rmax/R
OB 34	5.4	4,7	4,1	4,7	1,3	в	1,15	1,15	<u> </u>	~	Rin/Rr
OB 40	5.7	4.9	3.6	4.7	2,1	В	1,16	1,36			
OB 41	5,9	5.3	4.0	5.1	6.1	B-	1.11	1,33			
OB 42	5,9	5.1	3,2	4.7	2.7	B-	1,16	1,59			
OB 43	5,6	4,6	4,1	4,8	1,5	B+	1,22	1,12			
OB 44	6,3	5.0	3.5	4.9	1,8	B-					
OB 45	6,3	5,2	4.9	5.5	1,4	B+					
OB 46	6,9	5,6	3.7	5,4	3.2	à					
e N N N	7,0	5,2	4,6	5.6	2,4	B+					
N 4	5.9	4,9	4.6	5.1	1,3	B+	1,20	1,07			
N 5	6.0	5,4	4.5	5.3	1.5	ġ	1,11	1,20			
N 6	5.9	5.3	4.8	5.3		B+	1.11	1.10			
N 7	6.5	5.6		5.5	2.2	æ					

	l interpretiert).
	rab.
	aus .
	Indikatrix
	optischen
	der
	Achsenverhältnisse
	pun
	Bireflexion
Tabelle 2.	Achsabschnitte,

NR.	Rmax	R	R _{ain}	Rmean	BIREFL	QNI	¥	8
8 X	7.0	6.0	3,4	5,5	3,6	в.		
N 10	6,8	6,0	3,4	5,4	3,4	ġ		
Ξz	6,2	5,4	4,1	5.2	2.1	в-		
N 12	7.8	6,9	3,8	6.2	4,()	B.		
B 191	3,7	2,8	1.6	2.7	2,1	B-	1,32	1,75
B 192	3,1	2,5	2,2	2,6	6,0	B+	1,24	1,14
B 193	4,2	3,3	1,6	3,0	2,6	В-	1,27	2,06
B 194	2,9	2.7	2,1	2.6	0,8	B-	1,07	1.29
E 8	10,0	7,0	2,0	6,3	8,0	÷		
				-				
NR NR	Probennum	mer						

VR Probennummer maximale Reflexion in % maximale Reflexion in % minimale Reflexion in % minimale Reflexion in % max. Rimax + Rint + Rmin)/3 SIREFL Bireflexion (Rmax - Rmin)/3 SIREFL Bireflexion (Rmax - Rmin)/3 SIREFL Bireflexion (Rmax - Rmin)/3 Pireflexion (Rmax - Rmin)/3 Pireflexion (Rmax - Rmin)/3 Rmax/Rint neural Rmax/Rint Rmax/Rint Rint/Rmin

4. Reflexion der Graptolithen-Fragmente

An jedem Fragment wurde an einer möglichst homogenen Stelle die maximale und die minimale Reflexion gemessen.

Das Reflexionsvermögen der Graptolithen-Fragmente wurde für jede Probe parallel und senkrecht zur Schichtung ermittelt. Für jeden Schnitt ergibt sich aus dem arithmetischen Mittel der einzelnen Reflexionswerte eine "scheinbare maximale Reflexion" (R_{max} ') und eine "scheinbare minimale Reflexion" (R_{min} ') (Tab. 1).

An einigen Proben wurden zusätzlich die Auslöschungs- und Aufhellungs-Richtungen gemessen.

Das Reflexionsverhalten der Graptolithen wird im folgenden mit dem des Vitrinit verglichen:

Vitrinit besitzt im Allgemeinen eine optisch uniaxial negative Indikatrix ("Vitrinite Reflectance Indicating Surface"). Bei einer starken tektonischen Beeinflussung des Inkohlungsprozesses kann sich eine biaxiale oder uniaxial positive Indikatrix entwickeln (STONE & COOK, 1979; LEVINE & DAVIS, 1984, 1989a,b; KILBY, 1988). Hier ergeben sich für Schnittlagen parallel und senkrecht zur Schichtung unterschiedliche Möglichkeiten, die jeweils gemessenen Reflexionswerte (R_{max}' und R_{min}) als Achsabschnitte einer optischen Indikatrix zu interpretieren (s. Abb. 2).

Um das biaxiale Reflexionsverhalten der Graptolithenfragmente, das sich aus der Überlagerung einer primären Biaxialität mit einer tektonisch bedingten Biaxialität ergibt, besser zu beschreiben, wurde versucht, auch für diese eine derartige Indikatrix zu konstruieren:

Aus den Messungen der Aufhellungs- und Auslöschungsrichtungen ergibt sich für die Graptolithenfragmente in Schnitten senkrecht zur Schichtung eine durchwegs vertikale Position der R_{min} '-Achsen, die R_{max} '-Achsen liegen parallel zur Schichtfläche.

Parallel zur Schichtung zeigen hingegen die Richtungen der optischen Achsen eine große Streuung (Abb. 3 zeigt ein typisches Beispiel).

Das Reflexionsmodell des Vitrinit läßt sich nun auf diese Verhältnisse übertragen:

Aus Abb. 2 ergibt sich für den biaxialen Fall, daß die "wahre maximale Reflexion" (R_{max}) in Schnitten parallel zur Schichtung ermittelt werden kann, die "wahre minimale Reflexion" (R_{min}) in Schnitten senkrecht zur Schichtung. Der dritte Achsabschnitt der Indikatrix, die "intermediäre Reflexion" (R_{int}) ist in Schnitten parallel zur Schichtung anzutreffen.

Von diesem Modell ausgehend wurden aus den Reflexionswerten der beiden Schnittlagen die "wahren Achsabschnitte" R_{max} , R_{int} , R_{min} der optischen Indikatrix interpretiert (Tab. 2).

Für die 37 Proben, bei denen R_{max} ' und R_{min} ' in beiden Schnittlagen meßbar waren, ergibt sich für 24 Proben eine optisch biaxial negative Indikatrix (R_{int} näher bei R_{max}), 11 Proben wurden als optisch biaxial positiv (R_{int} näher bei R_{min}) interpretiert, eine Probe (OB 34) liegt biaxial neutral vor (R_{int} genau zwischen R_{max} und R_{min}). Eine Probe (OB 3) kann mit diesem Modell nicht erklärt werden (s. Tab 2).

In den untersuchten Proben wurde die "wahre maximale Reflexion" (R_{max}) im Allgemeinen parallel zur Schichtung angetroffen. Durch die teilweise große Streuung der Meßwerte wurde bei einigen Proben der höchste Wert (R_{max}) senkrecht zur Schichtung gemessen, die Differenzen zum R_{max} '-Wert parallel zur



 R_{max}/R_{min} -Beziehung für die gemessenen Proben (Kreise), für Vitrinit (strichliert, nach TEICHMÜLLER & TEICHMÜLLER, 1982) und für Graptolithen (strichpunktiert) nach GOODARZI & NORFORD (1985).

Schichtung liegen dabei aber immer innerhalb der jeweiligen Standardabweichung. Die "wahre minimale Reflexion" (R_{min}) wurde in allen Fällen senkrecht zur Schichtung gemessen (Tab. 1,2).

Der Inkohlungsprozeß des Vitrinits wird in einem $R_{\text{max}}/R_{\text{min}}$ -Diagramm dargestellt:

Bis zu einer Reflexion von 6 % VR_{max} steigen die VR_{min}-Werte kontinuierlich an. Nach einem Streubereich der Reflexionswerte im Meta-Anthrazit-Stadium fallen die VR_{min}-Werte bei fortschreitender Inkohlung durch die beginnende Graphitisierung stark ab (TEICH-MÜLLER & TEICHMÜLLER, 1982, s. Abb. 4).

GOODARZI & NORFORD (1985) zeichnen für die Graptolithen-Inkohlung eine linear ansteigende R_{min} - R_{max} -Beziehung (s. Abb. 4), wobei hier aber nur Messungen in der Schichtfläche berücksichtigt wurden.

BERTRAND & HEROUX (1987) fanden im Bereich von 1–2 % R_0 (Zufallsmessungen im nichtpolarisierten Licht an Körnerpräparaten) einen subparallelen, 0,4 bis 0,8 % höheren Verlauf der R_{min} - R_{max} -Kurve für Graptolithen im Vergleich zum Vitrinit.

Die R_{max} - R_{min} -Beziehung der hier gemessenen Graptolithen-Fragmente zeigt einen ähnlichen Verlauf wie der des Vitrinits. Der Rückgang der R_{min} -Werte ab einem R_{max} -Wert von 6 % ist dabei besonders auffällig (s. Abb. 4).

Dies wird auch deutlich, wenn man die einzelnen Reflexionswerte gegen die mittlere Reflexion ($R_{mean} = (R_{max} + R_{int} + R_{min})/3$) aufträgt (s. Abb. 5), oder die Beziehung R_{max} – Bireflexion (R_{max} – R_{min}) betrachtet (s. Abb. 6).



Darstellung der Reflexionswerte (R_{max}, R_{int}, R_{min}) in Beziehung zu der mittleren Reflexion (R_{mean} = (R_{max} + R_{int} + R_{min})/3). Der Korrelationskoeffizient der Korrelationsgerade der R_{max}-Werte beträgt

0,90, für die Rint-Werte 0,96.

Aus diesen Beobachtungen ergibt sich, daß die Inkohlung der Graptolithen mit der Inkohlung des Vitrinits parallelisiert werden kann.

Betrag und Richtung der Indikatrix-Hauptachsen optisch biaxialer Vitrinite können zur Klärung tektonischer Fragestellungen herangezogen werden (STONE & COOK, 1979; LEVINE & DAVIS, 1984; SALIH & LISLE, 1988; KILBY, 1988, LEVINE & DAVIS, 1989a,b).

Dabei erweist sich die Darstellung der Achsabschnitte in Form eines "Axial Ratio Diagram" (Achsenverhält-





Achsenverhältnis-Diagramm der untersuchten Proben. Die Proben aus dem Barrandium sind als volle Kreise dargestellt. Die Proben mit R_{max}>6 % wurden für diese Darstellung vernachlässigt, da R_{min} ab 6 % R_{max} wieder abnimmt.

nis-Diagramm), welches ähnlich wie ein Flinn-Diagramm (cf. RAMSEY & HUBER, 1983) aufgebaut ist, als besonders brauchbar.

Die meisten hier gemessenen Achsenverhältnisse plotten im oblaten Feld (s. Abb. 7). Dadurch kann auf eine Inkohlung bei nur geringer tektonischer Beeinflussung des Inkohlungsprozesses geschlossen werden.

Mit zunehmender Inkohlung vergrößert sich die Distanz zum Ursprung des "Achsenverhältnis-Diagrammes", d.h. die Gestalt der optischen Indikatrix ändert sich kontinuierlich mit zunehmendem Inkohlungsgrad. Dies ist an den Werten für die Proben aus dem Barrandium (ausgefüllte Kreise in Abb. 7) gut ablesbar: Je größer die maximale Reflexion, desto größer ist die Entfernung des Punktes zum Ursprung des Diagrammes. Da die meisten Proben der Karnischen Alpen im Streubereich am Übergang Anthrazit-Metaanthrazit liegen, ist diese Beziehung hier nur als genereller Trend gültig.

5. Vergleichende Untersuchungen

Die Illit-Kristallinität ergibt für die untersuchten Gesteine im Bereich Gundersheim durchwegs anchizonale Bedingungen. Die Proben aus dem Barrandium ergeben diagenetische Bedingungen (s. Tab. 1, Abb. 7).

Die direkte Korrelation zwischen Illit-Kristallinität und maximaler Reflexion der Graptolithen ist nur bedingt möglich.

Der Vergleich zeigt, daß die Illit-Kristallinität einen Metamorphosegrad anzeigt der gegenüber der Graptolithen-Reflexion zurückliegt (bei einem Korrelationskoeffizienten von 0,59). Im Bereich der oberen Anchizone streuen die Werte erheblich (s. Abb. 8).

Mit beiden Methoden sind jedoch anchizonale Bedingungen erkennbar (s. Abb. 8).

Innerhalb der Profile zeichnen sich bei beiden Methoden die gleichen Metamorphose-Trends ab.

Die Conodonten des Profiles "Oberbuchach 1" ergeben einen CAI (Conodont Alteration Index) von 5 (nach EPSTEIN et al., 1975; REJEBIAN et al., 1987).

KOVACS & ARKAI (1989) korrelieren den CAI 5 mit Vitrinit-R_{max}-Werten von 3,4 % bis 6,0 % (Anthrazit-Sta∆° 2Θ



Beziehung Illit-Kristallinität – maximale Graptolithen-Reflexion. Der Korrelationskoeffizient der Korrelationsgerade beträgt 0,59.

dium) und stellen ihn in die mittlere Anchizone bei einer Temperatur von ca. 350°C (und ca. 2,5 kbar).

³⁹Ar/⁴⁰Ar-Datierungen detritischer Muskowite der ordovizischen Bischofalm-Quarzite aus dem Gebiet des Zollner-Sees (1 km südlich des Arbeitsgebietes) ergeben cadomische Alter (600 bis 620 Ma), die zu variszischer Zeit geringfügig thermal beeinflußt wurden (DALL-MEYER & NEUBAUER, in Vorb.). Demnach kann die maximale Temperatur der variszischen Metamorphose in diesem Gebiet 300°C bis 350°C nicht überschritten haben.

6. Profile

Aus den Profilen "Oberbuchach 1" und "Oberbuchach 2" (Abb. 9,10) ist eine Zunahme von R_{max} in das Hangende festzustellen, im Profil "Nölblinggraben" ist kein sicherer Trend zu erkennen (Abb. 11). Im Profil "Oberbuchach 3" ist aufgrund fehlender Werte kein Trend ablesbar.

Eine Probe aus der höhermetamorphen Deckengruppe (E 8) zeigt die Reflexionswerte des beginnenden Graphit-Stadiums (s. Tab. 1,2).

Graptolithenschieferprofil bei Klucice im Barrandium

(Liten Group, Llandovery bis Wenlock)

Die Auswirkung einer Erwärmung auf die Graptolithen-Reflexion ist im Profil des Kontakthofes eines Diabas-Lagerganges in silurischen Graptolithenschiefern deutlich erkennbar. Hier springt R_{max} innerhalb von 1,40 m von 2,9 % auf 4,2 % direkt am Kontakt (Abb. 12).

Im Kontaktbereich vulkanischer Gesteine entspricht eine Vitrinitreflexion von 4 % VR_{max} einer Temperatur von ca. 500°C (BOSTICK, 1973; HORVATH et al., 1986). Da gezeigt werden konnte, daß das Reflexionsverhalten der Graptolithen dem des Vitrinits entspricht, läßt sich die Temperatur im Liegenden des Diabas-Ganges mit ca. 500°C abschätzen.

7. Schlußfolgerungen

Die Messung der Graptolithen-Reflexion kann zur Bestimmung des Metamorphosegrades in den altpaläozoischen Schiefern der Karnischen Alpen herangezogen werden, wobei das Inkohlungsverhalten der Graptolithen dem der Vitrinite entspricht.

Um das Reflexionsverhalten der Graptolithen-Fragmente vollständig zu beschreiben sind zwei Schnittlagen (normal und parallel zur Schichtung) erforderlich, wobei die maximale Reflexion in der Schichtfläche und die minimale Reflexion senkrecht dazu meßbar ist.

In den silurischen bis unterdevonischen, anchimetamorphen Schiefern (Findenig-Mischfazies und Graptolithenschiefer-Fazies) der Profile "Oberbuchach 1 bis 3" und "Nölblinggraben" konnten Graptolithen im Anthrazit- bis Meta-Anthrazit-Stadium aufgefunden werden.

Die Inkohlung der Graptolithen-Fragmente erfolgte unter geringer tektonischer Beeinflußung, bei einer Temperatur, die 300°C bis 350°C nicht überschritt.

Aus der räumlichen Verteilung der Reflexionswerte und der Illit-Kristallinität ist im untersuchten Gebiet ein regionaler Trend ersichtlich:

Die maximale Graptolithen-Reflexion nimmt von ca. 7 % (Probe OB 46 an der Grenze Feldkogeldecke/ Rauchkofel-Schuppen-Decke) auf 5,4 % (Probe OB 34 auf der Gundersheimer Alm) von Norden nach Süden ab. Die Illit-Kristallinität zeichnet diesen Trend ebenfalls nach.

Neben diesem regionalen Trend konnte bei zwei Profilen (Oberbuchach 1 und 2) eine Zunahme des Metamorphosegrades in das Hangende festgestellt werden.

Diese Arbeit stellt erste Ergebnisse einer großräumigen Untersuchung über die Metamorphose der Karnischen Alpen vor. Anhand weiterer Profile soll die Metamorphosegeschichte der Karnischen Alpen genauer untersucht werden.

Dank

Für wertvolle Ratschläge und Hilfe bei der Gelände- und Laborarbeit danke ich Herrn Univ.-Prof. Dr. A. FENNINGER, Herrn Doz. Dr. H.P. SCHÖNLAUB, Frau B. RUSSEGGER und Herrn Ch. HASENHÜTTL. Der Geologischen Bundesanstalt, Wien danke ich für die finanzielle Unterstützung der Geländearbeit.







.



Profil durch den Kontakthof eines Diabas-Lagerganges in silurischen Graptolithenschiefern des Barrandiums. Die Zahlen über den Boxplots geben die Anzahl der Meßwerte an. Tafel 1

Probe N7; Bildlänge 15 μm.
Fig. 2,3: Graptolithenfragment, assoziiert mit framboidalem Pyrit. Abb. 4, Probe OB7; Abb. 5, Probe N7; Bildlänge 15 μm.
Fig. 4: Längliches Graptolithenfragment senkrecht zur Schichtung in der Dunkelstellung. Probe OB7; Bildlänge 120 μm.

Granulare Internstruktur eines Graptolithen-Fragmentes.

- Fig. 5: Graptolithenfragment. Probe B191; Bildlänge 120 µm.
- Fig. 6: Fragment eines Graptolithen-Rhabdosoms. Die Abzweigung einer Metatheke aus der Protheke ist deutlich zu erkennen. Probe B192; Bildlänge 120 μm.

Fig. 1:







Tafel 2

Fig. 1: Graptolithen-Fragment mit einer abzweigenden Metatheke. Die Lamellierung des Cortex ist deutlich erkennbar. Probe B192; Bildlänge 120 μm.

Fig. 2: Detail aus Fig. 1. Bildlänge 15 µm.

- Fig. 3: Graptolithen-Fragment mit deutlich erkennbarer Feinlamellierung.
 Dieses Fragment stellt einen Querschnitt durch eine Protheke dar, der "gemeinsame Kanal" ist mit feinkörnigem Pyrit gefüllt.
 Probe B191; Bildlänge 15 μm.
- Fig. 4: **Detail aus Fig. 3.** Bildlänge 6 μm.
- Fig. 5: Graptolithen-Fragment mit deutlich erkennbarer Lamellierung. Probe B193; Bildlänge 15 $\mu m.$



ALLMEYER, R.D. & NEUBAUER, F., "AR^MRAR age of detrinat muggowite, Carrio Alps: Egnce for Cadoman basement In the Eastern Alps, - Gergy, 5 Abb., Boulder in Vorb.

Peteri A.G., Epstein, J.B. & Hamis, L.A.: Conodont Color Alteration – An index to organic metamorphism. - U.S. Geological Survey Open-file Report, 75–379, 54 S., 20



Arctic Archipelago, - Seventh Annual Meeting of the Socieey for Organic Petrology, Abresots and Program, 56, Calgary 1990

Soborez, E., & Moredeb, B. S. Dilaptolites as indicators of the "Temperature histories of racks. - J. past. Soc. London, 142, "1089-1098-10 Abb., 2 Tab., London, 1955

> Pokostny, F., Oovenni, P. & L. , fragmatism add its contributithatter in sedimentary basins. , AA, L., Paleogeothermics. - 1 (Springer Verlag) 1986.



5



Evine, J.R. & Davis, A.: Reflectations anisotropy of Upper Carboniferous coate in the Appendition foreland basin. Pennsylvania, U.S.A. - Infern, Journ. of Coal Gabl., 13, 34-373, 17 Abb., 5 Tab., Amsterdam 1989b.

3

2.5 Dér Cellonetti Lawme tedt-brasietististis is Bohdektis II.540 zejst/fortus2.gad1-(pro brasitrigedak 01h;607-38-986-5.1, Marine Zemente

erostaton, P.P., Cas Paláczoikum in Österélivéo hákből Sereiz-B.-A., 38 milék Saríð/Abbarebűabarð afatarákien 1979. erosa ara, H.F., Geologische Karle der Remainliko Öfferfein

n (Baok/18 mA)n3985312 -2.5 Karta dati Atapabijkr/Dagazalah ian (Daok, B.-A.) 1987, Ana ia Judicence of, somethestonic sotance. – Journ, of Geol., 87, Chicago 1979.

n Graptolithen Periderm in ge fe kohlenpetrologischer Metho . Mr., 1978, 450–447, 7 Abb.

Anachritt des Verfascers: Prof. Dr. Work Criston de D det Christian-Albrechts-Universität zu Kiel, Worment

- BERTRAND, R. & HEROUX, Y.: Chitinozoan, Graptolite, and Scolecodont Reflectance as an alternative to Vitrinite and Pyrobitumen Reflectance in Ordovician and Silurian Strata, Anticosti Island, Quebec, Canada. - American. Assoc. of Petrol. Geol. Bull., 71, 95-957, 6 Abb., 3 Tab., Tulsa 1987.
- BOSTICK, N. H.: Time as factor in thermal metamorphism of phytoclasts (coaly particles). - C. r. 7. Congr. internat. Strat. Geol. Carbonifere, , 183-193, 8 Abb., 1 Tab., Krefeld 1973.
- CLAUSEN, C.-D. & TEICHMÜLLER, M .: Die Bedeutung der Graptolithenfragmente im Paläozoikum von Soest-Erwitte für Stratigraphie und Inkohlung. - Fortschr. Geol. Rheinld. u. Westf., 30, 145-167, 2 Abb., 2 Tab., 4 Taf., Krefeld 1982.
- DALLMEYER, R.D. & NEUBAUER, F.: 40AR/39AR age of detritial muscovite, Carnic Alps: Evidence for Cadomian basement in the Eastern Alps. - Geology, 5 Abb., Boulder in Vorb.
- EPSTEIN, A.G., EPSTEIN, J.B. & HARRIS, L.A.: Conodont Color Alteration - An index to organic metamorphism. - U.S. Geological Survey Open-file Report, 75-379, 54 S., 20 Abb., 1975.
- FREY, M.: Very low-grade metamorphism of the Alps an introduction. - Schweizer mineral. petrol. Mitt., 66, 13-27, 7 Abb., 2 Tab., 1 Taf., Zürich 1986.
- GOODARZI, F.: Organic petrography of graptolite fragments from Turkey. - Marine and Petroleum Geology, 1984, 202-210, 11 Abb., 1 Tab., London 1984.
- GOODARZI, F.: Dispersion of optical properties of graptolite epiderms with increased maturity in early Paleozoic organic sediments. - Fuel, 64, 1735-1740, 6 Abb., 3 Tab., London 1985a.
- GOODARZI, F.: Reflected light microscopy of chitinozoan fragments. - Marine and Petroleum Geology, 1985, 72-78, 7 Abb., 1 Tab., London 1985b.
- GOODARZI, F. & GENTZIS, Th.: Graptolite Reflectance as an indicator of thermal maturity of sedimentary rocks of Ordovician to Devonian age from the Queen Elizabeth Islands, Arctic Archipelago. - Seventh Annual Meeting of the Society for Organic Petrology, Abstracts and Program, 56, Calgary 1990.
- GOODARZI, F. & NORFORD, B.S.: Graptolites as indicators of the temperature histories of rocks. - J. geol. Soc. London, 142, 1089-1099, 10 Abb., 2 Tab., London 1985.
- HORVATH, F., DÖVENYI, P. & LACZO, I.: Geothermal effect of magmatism and its contribution to the maturation of organic matter in sedimentary basins. - In: BUNTEBARTH, G. & STEGE-NA, L.: Paleogeothermics. - 173-183, 7 Abb., 1 Tab., Berlin (Springer Verlag) 1986.
- JAEGER, H. & SCHÖNLAUB, H.P.: Das Ordovic/Silur-Profil im Nölblinggraben (Karnische Alpen, Österreich). - Verh. Geol. B.-A., 1977, 349-359, 2 Abb., 1 Taf., Wien 1977.
- JAEGER, H. & SCHÖNLAUB, H.P.: Silur und Devon nördlich der Gundersheimer Alm in den Karnischen Alpen (Österreich). -Carinthia II. 170, 403-444, 3 Abb., 5 Taf., Klagenfurt 1980.
- KILBY, W.E.: Recognition of vitrinite with non-uniaxial negative reflectance characteristics. - Intern. Journ. of Coal Geol., 9, 267-285, 11 Abb., Amsterdam 1988.

- KOVACS, S. & ARKAI, P.: Significance of conodont and limestone-texture alteration in recognition of the boundary between diagenesis and regional dinamothermal metamorphism based on examples from the Aggtelek-Rudabanya Mts. (NE Hungary). - Institutum Geologicum Publicum Hungaricum, 215-235, 2 Tab., 4 Taf., Budapest 1989.
- LEVINE, J.R. & DAVIS, A.: Optical anisotropy of coals as an indicator of tectonic deformation, Broad Top Coal Field, Pennsylvania. - Geol. Soc. of America Bull., 95, 100-108, 10 Abb., 1 Tab., Boulder 1984.
- LEVINE, J.R. & DAVIS, A .: The relationship of coal optical fabrics to Alleghian tectonics deformation in the central Appalachian fold-and thrust belt, Pennsylvania. - Geol. Soc. of America Bull., 101, 1333-1347, 16 Abb., 1 Tab., Boulder 1989a.
- LEVINE, J.R. & DAVIS, A.: Reflectance anisotropy of Upper Carboniferous coals in the Appalachian foreland basin, Pennsylvania, U.S.A. - Intern. Journ. of Coal Geol., 13, 34-373, 17 Abb., 5 Tab., Amsterdam 1989b.
- MALINCONICO, M.L.: Graptolite Reflectance in the Prehnite-Pumpellyite and Chlorite Zones of Northern Maine, U.S.A. -Seventh Annual Meeting of the Society for Organic Petrology, Abstracts and Program, 23-24, 1 Abb., Calgary 1990.
- OLIVER, G.J.H.: Arenig to Wenlock regional metamorphism in the paratectonic Caledonides of the British Isle: a review. -In: HARRIS, A.L. & FETTES, D.J. (Eds.): The Caledonian-Appalachian orogen. - Geol. Soc. Spec. Publ., 38, 347-363, 8 Abb., 4 Tab., Oxford - London - Edingburgh (Blackwell Scientific Publications) 1988.
- RAMSEY, J.G. & HUBER, M.I.: The techniques of modern structural geology. 1. Strain analyses. - 307 S., London (Academic Press) 1983.
- REJEBIAN., V.A., HARRIS, A.G. & HUEBNER, J.St.: Conodont color and textural alteration: An index to regional metamorphism, and hydrothermal alteration. – Geol. Soc. of America Bull., 99, 471–479, 4 Abb., 2 Tab., Boulder 1987.
- SALIH, M.R. & LISLE, R.J.: Optical fabrics of vitrinite and their relation to tectonic deformation at Ffos, South Wales Coalfield. - Annales Tectonicae, 1988, 98-106, 10 Abb., Milano 1988.
- SCHÖNLAUB, H.P.: Das Paläozoikum in Österreich. Abh. Ge-
- ol. B.-A., **33**, 124 S, 79 Abb., 4 Tab., 7 Taf., Wien 1979. SCHÖNLAUB, H.P.: Geologische Karte der Republik Österreich. Blatt 197 Kötschach. - Wien (Geol. B.-A.) 1985.
- SCHÖNLAUB, H.P.: Geologische Karte der Republik Österreich. Blatt 198 Weissbriach. - Wien (Geol. B.-A.) 1987. STONE, I.J. & COOK, A.C.: The influence of some tectonic
- structures upon vitrinite reflectance. Journ. of Geol., 87, 497-508, 10 Abb., 2 Tab., Chicago 1979.
- TEICHMÜLLER, M.: Nachweis von Graptolithen-Periderm in geschieferten Gesteinen mit Hilfe kohlenpetrologischer Methoden. - N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1978, 430-447, 7 Abb., Stuttgart 1978.
- TEICHMÜLLER, M. & TEICHMÜLLER, R.: The geological basis of coal formation. - In: STACH, E., MACKOWSKY, M.-Th., TEICH-MÜLLER, M., TAYLOR, G.H., CHANDRA, D. & TEICHMÜLLER, R.: Stach's Textbook of Coal Petrology. - 5-86, Berlin - Stuttgart (Gebrüder Bornträger) 1982.

Neuergebnisse au	s dem Paläozoikum der	Ost- und Südalp	en Red	aktion: Hans Peter	Schönlaub & Albert Daurer
Jb. Geol. BA.	ISSN 0016-7800	Band 135	Heft 1	S. 317–333	Wien, März 1992

Mikrofazies und Diagenese der oberordovizischen Cystoideen-Kalke (Wolayerkalk) und ihrer Schuttfazies (Uggwakalk) in den Karnischen Alpen

Von WOLF-CHRISTIAN DULLO*)

Mit 4 Abbildungen und 4 Tafeln (1 Farbbeilage)

Österreich Italien Karnische Alpen Ordovizium Cystoideen-Kalk Wolayerkalk Uggwakalk Mikrofazies Diagenese Kathodolumineszenz

Österreichische Karte 1 : 50.000 Blatt 197

Inhalt

	Zusammenfassung	317
	Abstract	318
1.	Einleitung	318
2.	Darstellung der untersuchten Geländepunkte	319
	2.1. Der Seekopfsockel	319
	2.2. Der Rauchkofelboden	319
	2.3. Das Valentintörl	320
	2.4. Die Basis der Hohen Warte	320
	2.5. Der Cellonetta-Lawinenriß am Plöckenpaß	320
З.	Die mikrofazielle Entwicklung der Wolayer- und Uggwakalke	320
4.	Korngrößenbestimmungen an Echinodermen	321
5.	Diagenese und Zementstratigraphie	324
	5.1. Marine Zemente	325
	5.2. Vadose Zemente	325
	5.3. Syntaxialer Echinodermen-Zement und Blockzement I	325
	5.4. Blockzement II	325
	5.5. Blockzement III	326
6.	Ablagerungsmodell	326
•	Dank	326
	literatur	327
		027

Zusammenfassung

Im Oberordovizium der Karnischen Alpen treten massige, ungeschichtete, echinodermenreiche Kalke auf, die als Wolayerkalk bezeichnet werden. Es handelt sich um den parautochthonen Schutt von Pelmatozoen-Mounds, in denen Cystoideen zusammen mit Bryozoen die Baffler-Gemeinschaft darstellen. Zeitgleich zu diesen Mounds sind tiefere Beckenkalke entwickelt, die Uggwakalke, in denen Echinodermen als transportierte Bioklasten auftreten. Korngrößenuntersuchungen an den Echinodermenklasten belegen diese Unterschiede. Die weltweit gegen Ende des Ashgill einsetzende Regression zeigt sich in einer erhöhten Aufarbeitung der Moundkalke, begleitet von Auftauchphasen, die sich in erhaltenen Hundezahnzementen der Wolayerkalke dokumentieren. Das Ablagerungsmilieu der Wolayerkalke wird einer gemäßigten bis kühlen Klimazone zugeschrieben, vergleichbar dem rezenten Karbonatanalogon auf dem südaustralischen Schelf.

^{*)} Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. WOLF-CHRISTIAN DULLO, GEOMAR, Forschungszentrum für marine Geowissenschaften an der Christian-Albrechts-Universität zu Kiel, Wischhofstraße 1-3, D-2300 Kiel 14.

Microfacies and Diagenesis of Upper Ordovician Cystoidean Limestones (Wolayer Limestone) and their Detrital Facies (Uggwa Limestone) in the Carnic Alps

Abstract

Massive limestones occur within the Upper Ordovician strata of the Carnic Alps, known as Wolayer limestone. They are composed of parautochthonous bioclasts derived from pelmatozoan mounds in which cystoideans together with bryozoans comprise the baffling community. Coeval, well bedded limestones, named Uggwa limestone, represent the corresponding basinal deposits. Echinoderms occur there as transported bioclasts, which is shown by grain size analysis of the cystoidean fragments. The global regression at the end of Ashgillian time is documented by erosion of the mounds and recorded vadose dog tooth cements within the upper Wolayer limestones. The depositional environment was located within a boreal or even cool climatic zone, comparable to the modern carbonate environment of the southern shelf of Australia.

1. Einleitung

Die ältesten sedimentären Schichtglieder in den Karnischen Alpen werden seit STACHE (1874) in das Caradoc eingestuft. Diese klassische stratigraphische Einteilung wurde durch die neueren Fossilaufsammlungen (SCHÖNLAUB, 1979; PRIEWALDER, 1987) immer wieder bestätigt. Bereits in diesen ältesten Sedimenten ist eine fazielle Differenzierung in einen tieferen beckenähnlichen Ablagerungsraum im E und einen seichteren und damit auch höher energetischen Bereich im W zu beobachten. Dieser Unterschied bleibt in den Sedimenten des darüberfolgenden Ashgill noch bestehen. Die siliziklastischen Sedimente des Caradoc werden durch dickbankige Kalke mit tonig mergeligen Zwischenlagen im E abgelöst, die als Uggwakalke bezeichnet werden. Demgegenüber ist im Westen zeitgleich als Flachwasserfazies der Wolaverkalk entwickelt (SCHÖNLAUB, 1971, 1988; VAI, 1971).

Die bisherigen Kenntnisse über die fazielle Entwicklung der ordovizischen Kalke ist nur gering. Die stets im dm-Bereich gebankten Uggwakalke im Cellonetta-Lawinenriß wurden durch v. GAERTNER (1931) als hellgraue, braun anwitternde, reine Kalke und Tonflaserkalke beschrieben. Mikrofazielle Untersuchungen durch H.W. FLÜGEL (1965) ergaben eine Karbonatklassifizierung als Biomikrite bis Dismikrite. Im Übergang zur überlagernden Plöckenformation, die nach SCHÖNLAUB (1985) dem höchsten Ashgill entspricht, werden die Kalke zunächst deutlich toniger, und reine Kalke sind auf linsen- bis bankartige Vorkommen begrenzt. Erst die Plöckenformation sensu strictu ist wieder karbonatisch entwickelt und ist faziell den unteren und mittleren Uggwakalken ähnlich, doch finden sich neben Biomikriten auch bereits ausgewaschene Bereiche mit Biospariten; die Häufigkeit der Echinodermen nimmt zu (H.W. FLÜGEL, I.c.). Insgesamt ist jedoch ein stärkerer siliziklastischer Einfluß erkennbar (SCHÖNLAUB, 1985).

Der Wolayerkalk dagegen ist fast immer massig bis dickbankig ausgebildet und zeigt makroskopisch nur wenige Strukturen. Gelegentlich lassen sich vereinzelte Cystoideenfragmente (Thekenquerschnitte, Stielglieder) darauf erkennen; sie sind aber nicht so häufig im Gelände sichtbar wie in den überlagernden Schichten des Silur und Devon, obwohl sie mengenmäßig im Wolayerkalk an erster Stelle der Biogenhäufigkeit stehen. Eine Karbonatklassifizierung im Handstück ist, durch die starke Diagenese bedingt, sehr schwierig. Es überwiegen feine und grobe Schuttkalke (grain- bis rudstones, untergeordnet auch packstones).



Abb. 1. Lage der untersuchten Profile.



Abb. 2.

Ansichtsskizze des Seekopfsockels mit Ausbiß der Wolayerkalke und Lage der beprobten Profile. Sicht vom Rauchkofelboden aus (vgl. Taf. 1/1).

2. Darstellung der untersuchten Geländepunkte

2.1. Der Seekopfsockel

(Abb. 1, Profil A,G,H)

Der hier aufgeschlossene Wolayerkalk erhebt sich aus der unmittelbar über dem See beginnenden Schutthalde des Seekopfes über einer im Alter umstrittenen, klastischen Gesteinsserie. Die Lithologie der Halde besteht zum größten Teil aus devonischen Kalken, sowohl roten Beckenkalken als auch Flachwasserkalken in Riff-Fazies, stellenweise mit reicher Crinoidenführung. Letzteres ist sehr heimtückisch, da man beim Sammeln geneigt ist, diese für ordovizische Cystoideenkalke anzusprechen.

Der Kalk stellt sich als massige, einheitliche Bank dar (Taf. 1/1, Abb. 2), die keine Aufwölbung erkennen läßt. Die äußere Geometrie läßt sich am besten mit dem Begriff Biostrom beschreiben. Die größte Mächtigkeit erreicht etwa 17 m. Große Teile der fast immer senkrechten Wände sind intensiv mit grauen Flechten bewachsen, so daß die makroskopische Ansprache sehr eingegrenzt ist. Im Handstück ist die reiche Echinodermenschuttführung auffallend, die mitunter sehr wechselnde Korngrößen innerhalb einer Probe zeigt. Im Bereich der Probenserie G (Abb. 2) können teilweise Bereiche, besonders im unteren Abschnitt, beobachtet werden, die faziell an den Uggwakalk durch einen erhöhten Ton- und Mikritanteil erinnern. Im Profil A und H hingegen sind solche "Uggwakalk-Vorkommen" äußerst selten. Der Top der Folge zeigt teilweise Unregelmä-Bigkeiten mit vereinzelten mehrere cm tiefen Einsenkungen. Diese rauhe Morphologie läßt stark an Paläokarsterscheinungen denken, zumal auch die häufigen und sehr deutlich erhaltenen vadosen Zemente (siehe Kap. 5. Diagenese) auf einen sehr früh einsetzenden meteorischen Einfluß hinweisen. Dies wird ferner durch die große Schichtlücke unterstrichen, denn über dem Wolayerkalk folgen hier erst wieder hellgrau bis rötlich geflammte Nautiloideenkalke des oberen Silur bis unteren Devon (SCHÖNLAUB, 1985).

2.2. Der Rauchkofelboden (Abb. 1, Profil D)

Die saiger stehende Folge der altpaläozoischen Schichten beginnt mit einer glimmerreichen, grobsandig bis feinkiesig klastischen Serie, die als Himmelburger Sandstein bezeichnet werden und stratigraphisch ins Caradoc bis Ashgill einzustufen ist. Der Wolayerkalk darüber setzt mit scharfer Grenze ein, wobei der Kontakt unregelmäßig ist, was wohl mehr durch unterschiedliche Kompaktion des Unterlagers als durch eine erosive Diskordanz bedingt sein dürfte. Der Wolayerkalk ist hier dickbankig entwickelt, und die basale Bank erreicht 1,80 m.

Die reiche Cystoideenführung ist makroskopisch lokal gut auffällig. Bis zu 15 aneinander gereihte Stielglieder konnten beobachtet werden, deren Durchmesser bis 1,5 cm erreicht. Vereinzelt lassen sich auch isolierte und gut erhaltene, diagenetisch kaum vergröberte Stilglieder ausmachen (Taf. 1/3). Der allgemein dominante grain- bis rudstone-Aspekt ist nur teilweise auf verwitternden Flächen zu erkennen; doch auf frischen Brüchen ist die beherrschende Häufigkeit des Echinodermenschutts an den Kristallflächen der Bruchstücke besonders gut zu erkennen. Die gegenüber den anderen Vorkommen deutlicher vorhandene Bankung deutet auf eine stärker allochthone Akkumulation im Gegensatz zum Vorkommen am Seekopfsockel und erreicht hier auch nur 9,8 m Gesamtmächtigkeit.

Der Kontakt zur überlagernden Kok-Formation des Silur (Wenlock? und älteres Ludlow) ist durch eine bis zu 5 mm dicke tonige Stylolithenlage gekennzeichnet. Unmittelbar darüber folgen graue Orthocerenkalke, die an der Basis noch reich an Glaukonit und Cystoideen sind. Auch hier ist eine Schichtlücke vorhanden, die zumindest das Llandovery und Teile des Wenlock umfaßt (SCHÖNLAUB, 1985).

2.3. Valentintörl

(Abb. 1, Profil E)

Auf der Südseite des Valentintörls steht der Wolayerkalk (Abb. 3, Taf. 1/2) der gleichen tektonischen Einheit wie an der Basis des Seekopfes wieder an; es handelt sich also um eine direkte Fortsetzung. Mit maximal 8 m ist er jedoch geringer mächtig, so daß man großräumig von einer variierenden Dicke dieses massigen Kalkes sprechen kann. Das mächtigere Vorkommen an der Seekopfbasis stellt in diesem weiteren Rahmen eine weitgespannte, großräumige Aufwölbung dar.

Auf der verwitternden Oberfläche ist die Dominanz der Echinodermen gut zu sehen. Gelegentliche Rotfärbung der Kalke tritt nur an der Basis zu den Himmelburger Sandsteinen auf, wobei deren Kontakt gestört erscheint. Wie im Profil G, ist auch hier die Basis tonigflaserig entwickelt und trägt deutliche Merkmale der Uggwafazies. Der Mittelteil dagegen ist ein grobsparitischer Echinodermenschutt, in dem vereinzelt Brachiopodenschalen auftreten, die zu einer typischen shelter porosity geführt haben, während die allerobersten Lagen bereits wieder Anklänge an die tonigere Uggwafazies zeigen. Wie an der Seekopfbasis ist auch hier eine Schichtlücke bis zum Obersilur vorhanden.



Abb. 3.

Ansichtsskizze des Valentintörls mit Wolayerkalk und überlagernder Silurtolge.

Die hangend folgenden Uggwakalke gehören einer höheren tektonischen Einheit an. Sicht vom oberen Rauchkofelboden aus (vgl. Taf. 1/2).

2.4. Die Basis der Hohen Warte (Abb. 1, Profil K)

Etwas südlich der Probenpunkte E (Abb. 3) folgen nochmals oberordovizische Kalke, allerdings in Uggwa-

fazies, wie sie auch im Cellonetta-Lawinenriß anstehen. Die Kalke sind dünn- bis mittelbankig und haben von außen eine auffallende sandig rauhe Oberfläche. Dies resultiert aus dem unterschiedlichen Verwitterungsverhalten der Echinodermen und der siltig tonigen Matrix. Flaserschichtung ist überall verbreitet. Gegenüber den reinen Wolayerkalken ist die Echinodermenhäufigkeit geringer, Trilobiten-Reste und Brachiopodenschalen sind hingegen häufiger. Wie am Rauchkofelboden folgen im Überlager hellgraue Cystoideen- und Brachiopodenkalke der Kokformation (Llandovery-Ludlow).

2.5. Der Cellonetta-Lawinenriß am Plöckenpaß (Abb. 1, Profil C)

Der GEO-Trail Plöckenpaß führt unmittelbar an die Basis des durch die feinstratigraphischen Untersuchungen durch WALLISER (1964) aufgenommenen Profils, das vom Ordoviz bis ins Devon reicht.

Die Schichtfolge beginnt mit feinkörnig siltigen wakkestones bräunlicher Färbung, in denen Trilobitenreste und Brachiopoden auftreten. Darüber folgen fossilarme Siltsteine, die ihrerseits von Echinodermen-wackestones mit Trilobitenresten und Ostracoden überlagert werden. Diese Sedimente werden nach oben hin feinkörniger, und mit Silten verfüllte Bioturbationsmuster treten auf. Der Trend zum Feinkörnigeren hält an, und die wackestones werden durch mudstones abgelöst. Mit der Verfeinerung geht auch eine Zunahme der Siltkomponente einher. Gegen den Top der ordovizischen Folge, die bis 6 m mächtig wird, wird die Echinodermenführung wieder stärker, und der Siltanteil nimmt wieder ab. Die oberste Bank zeigt eine stärkere Flaserschichtung, die eine markante "Lamination" hervorruft, die man auch als Stylolamination im Sinne von LOGAN & SEMENIUK (1976) beschreiben kann. Durch biostratigraphische Untersuchungen (WALLISER, 1964; SCHÖN-LAUB, 1985, 1988; PRIEWALDER, 1987) ist am Übergang Ordoviz-Silur an dieser Lokalität eine Schichtlücke im unteren Llandovery vorhanden.

3. Die mikrofazielle Entwicklung der Wolayer- und Uggwakalke

Die Wolayerkalke sind schon im Handstück als grobspätig zu charakterisieren. Das Schliffbild ist entsprechend grobkristallin und läßt im Wesentlichen zunächst nur den Echinodermenanteil, der durch Pelmatozoen repräsentiert wird, deutlich erkennen (Taf. 1/4). Unter normalen lichtoptischen Bedingungen ist die Information sehr gering, und es ist nicht weiter verwunderlich, daß die Wolayerkalke bisher noch keiner genaueren Untersuchung unterzogen wurden.

Charakteristisch für alle untersuchten Wolayerkalke ist ihr ausgesprochener grain- bis rudstone-Aspekt, so daß man es mit ausgewaschenen Kalksanden eines höher energetischen Bereiches zu tun hat. Der primäre Mikritanteil ist nur im Übergang zur Uggwafazies innerhalb der Wolayerkalke (Profil E und G) deutlich verstärkt. Diese Tatsache deutet darauf hin, daß eventuell primäre Mikrite in den Wolayerkalken sensu strictu nicht durch Sammelkristallisation ausgelöscht worden sind. Neben der reichen Echinodermenführung ist aber auch besonders die größere Bedeutung der Bryozoen auffällig. Im normalen oder polarisierten Durchlicht sind die zarten Kolonien nur andeutungsweise zu sehen, und eine Ansprache erscheint sehr gewagt. Erst die Kathodolumineszenz läßt die gut erhaltenen Zoarien oder deren aufgearbeiteten Detritus gut erkennen. (vgl. Taf. 2/3 mit 2/4, Taf. 3/1). Innerhalb der Wolayerkalke sind sie an Häufigkeit nach den Echinodermen an zweiter Stelle zu nennen. Es handelt sich in der Regel um zylinderförmige Kolonien, mit einem deutlich radial divergierenden Fächerbau, wie sie bei Vertretern der Ordnung Trepostomata und Cystoporata häufig sind.

Daneben treten aber auch dünne, oft zerbrochene Zoarien flachbandartiger Bryozoen auf, die zu den gleichen Ordnungen zu zählen sind. Hierbei könnte es sich um inkrustierende Formen handeln, doch steht dem gegenüber, daß das dazugehörige Substrat nirgends überliefert ist; es wurden auch keine durch Bryozoen besiedelten Echinodermen beobachtet. So ist eher an freilebende Formen zu denken, die blattartige Verzweigungen besitzen und ähnlich den Crinoiden funktionell als Sedimentfänger auftreten. Dies wird auch durch die geringe bis vielfach fehlende Beteiligung der Bryozoen im biogenen Komponentengefüge der Uggwakalke deutlich.

Als andere Biogene treten nur sehr selten Ostracoden auf. Algenfilamente, die während des Ordoviziums bedeutende Karbonatproduzenten sein können, fehlen. Größere Invertebraten-Reste treten nur in Form von Brachiopoden auf, die als isolierte Schalen und geschlossene Gehäuse (Taf. 4/4) zu etwa gleichen Teilen vorkommen. An Komponenten finden sich Peloide (Taf. 3/2), die nesterartig konzentriert sein können. Rindenkörner des klassischen Typs sind nicht vorhanden. Gelegentlich können aber um Bryozoenkolonien sehr dünne mikritische Rinden auftreten.

Für die Entstehung der Wolayerkalke s.str. läßt sich somit folgendes formulieren: Der ausgesprochene Schuttcharakter der Karbonate läßt zunächst weniger an eine autochthone bis parautochthone Bildung denken. Auf der anderen Seite weisen die seltenen noch zusammenhängenden Stielglieder und Theken der Cystoideen auf einen nur geringen bis fehlenden Transport, so daß als Interpretation eine bioklastische Anhäufung am Lebensstandort als sehr sicher anzusehen ist. Folgt man der Gilden-Definition von FAGERSTROM (1987) so ist eine in situ Überlieferung der Baffler-Organismen selten gewährleistet (vgl. EMBRY & KLOVAN, 1971:

" ... The ingredients for the recognition of a bafflestone are the presence of a large number of in situ stalk-shaped fossils, and a good imagination on the part of the geologist ... "

Zu den typischen baffler Organismen in diesem Sinne zählen auch die Pelmatozoen, die im Wolayerkalk durch Cystoideen repräsentiert werden und namengebend für den gleichalten Karbonathorizont (Cystoideenkalk) in der nördlichen Grauwackenzone sind. Nach dem Tod zerfallen diese, funktionell rezentem Seegras vergleichbaren Organismen, sehr rasch in ihre Einzelteile, wie dies FELDMANN (1989) sehr anschaulich beschreibt. Eine Fossilüberlieferung dieser sedimentfangenden Organismen erfolgt daher zu mehr als 99 % vom Gesamtvolumen der resultierenden Lithologie als in situ (parautochthoner) Schutt (grain- bis rudstones). Den zart verzweigten Bryozoen kommt die gleiche Rolle zu. Der für etliche paläozoische bafflestones typische Mikritanteil (FAGERSTROM, 1987) ist in den Wolayerkalken s.s. nicht vorhanden, so daß der klassische mud mound Charakter fehlt. Ebenso ist die Ansprache der Wolayerkalke als reef mound nicht zutreffend, da die geometrische Aufwölbung gegenüber dem umgebenden Sedimenten viel zu gering ist. Dennoch handelt es sich um eine parautochthone Organismenanhäufung, die nach der Klassifikation von RiDING (1977, 1990) im weitesten Sinne zu den IODs (in situ organic deposit) zu zählen ist und in der deutschen Terminologie als "Cystoideenrasen" am besten beschrieben werden kann.

Im Unterschied zu den von der Genese als bafflestones, von der Fossilüberlieferung aber als grain- bis rudstones zu typisierenden Wolayerkalken, sind die Uggwakalke durch ihren erhöhten Mikritanteil als wakke- bis packstones zu bezeichnen. Das biogene Komponentenspektrum zeigt im Wesentlichen wieder viel Pelmatozoenschutt, doch fehlen zusammenhängende Fragmente. Der Bryozoenanteil liegt im Gesamten unter 5 %. Zusammen mit der etwas kleineren Korngröße deutet dies auf eindeutig stärkere Transportvorgänge hin, während derer die fragilen Bryozoen zerstört wurden. Ferner finden sich eine Reihe feiner Schalenfilamente, die hauptsächlich von Ostracoden herrühren dürften (Taf. 2/5,6), sowie zerbrochene Brachiopodenschalen. Bioturbation ist vielfach zu beobachten. Als Verursacher sind in erster Linie Trilobiten anzunehmen, deren Schalen oder Häutungsreste mitunter häufiger sind. Aragonitschalige Organismen, wie kleine Gastropoden, zeigen teilweise deutliche mikritische Rinden.

Neben einem erhöhten Mikritanteil ist auch die Tonund Siltkomponente dominanter, was sich unter anderem in einer häufigeren Stylolithenbildung äußert (FÜCHTBAUER, 1988). Drucklösung zusammen mit Bioturbationsgefügen können den Uggwakalken teilweise den Charakter richtiger Knollenkalke aufprägen. Dieses Phänomen tritt besonders am Top der Uggwakalke im Cellonetta-Lawinenriß auf.

Die Uggwakalke repräsentieren die allochthone Schuttfazies der Wolayerkalke und wurden in einem weniger stark energetischen und vor allem bathymetrisch tiefer liegendem Milieu sedimentiert (SCHÖNLAUB, 1971). Dies läßt sich einerseits durch den geringen Auswaschungsgrad und den höheren Tongehalt ableiten, andererseits stellt die Fossildiagenese der Echinodermen ein weiteres wichtiges Argument dar. Die wenigen Stücke, die man als parautochthon bezeichnen kann, sind meist noch nicht stark gerundet und lassen vor allem Reste der ehemaligen Stereomstruktur erahnen (Taf. 2/5); syntaxiale Zemente sind unbedeutend und selten. Demgegenüber zeigt der umgelagerte, aus der Wolayer-Fazies stammende Pelmatozoenschutt keine Reliktstrukturen und hat dicke, unregelmäßige syntaxiale Zemente. Diese stellen sehr frühe meteorische Diagenese-Bildungen (s.u.) dar, die mit umgelagert wurden.

4. Korngrößenbestimmungen an Echinodermen

Korngrößen an biogenen Komponenten sind selten aussagekräftig, da es sich hierbei kaum um transportrelevante Parameter handelt, insbesondere wenn es







Abb. 4.

Korngrößenverteilung der Echinodermen (oben) und Kornsummenkurve (unten) im Wolayerkalk der Profile G, A, H am Seekopfsockel, D am Rauchkofelboden, E am Valentintörl, K S' vom Valentintörl und C aus der Cellonetta Lawinenrinne.

Y-Achse = prozentuale Häufigkeit; X-Achse = Korngröße in Φ . Im gleichen Maßstab oben und unten.

"gewachsene" Größen sind (E. FLÜGEL, 1982). Darüberhinaus führt bei Echinodermen die Stereomstruktur und Mikroarchitektur mit der geringen Dichte und der erhöhten Oberfläche zu einem ganz eigenen Verhalten im transportierenden Medium (MATZNER, 1986). Wird bei derartigen Untersuchungen allerdings nur eine Biogenkomponente herangezogen, wie im vorliegenden Fall die Echinodermen, können brauchbare Aussagen erstellt werden (vgl. E. FLÜGEL, 1978). Um vorgetäuschte Korngrößenunterschiede durch nach dem Transport erfolgte syntaxiale Zementation zu vermeiden, wurden die Schliffe nur unter Kathodolumineszenz ausgezählt.

Auffallendes Merkmal aller Kornverteilungsmuster im Wolayerkalk s.s. ist die charakteristische Doppelgipfeligkeit der Kurven. Hier handelt es sich nicht um zwei sich überlagernde Korn- und damit Lieferprovinzen (vgl. FÜCHTBAUER, 1988) sondern um primär durch die Pelmatozoen verursachte Größenunterschiede ihrer Skelettelemente. Bei den Cystoideen, heute zur Klasse der Paracrinoidea zählend (vgl. SPRINKLE & KIER, 1987), ist ein bemerkenswerter Größenunterschied zwischen den Ambulacralia und den daran haftenden Pinnulae einerseits und den Stielgliedern andererseits beobachtbar. Die thecalen Platten fallen größenmäßig nochmals in eine andere Kategorie, doch treten sie mengenmäßig kaum in Erscheinung.

Betrachtet man die Verteilungsmuster (Abb. 4), so ist die große Ähnlichkeit der Diagramm-Muster der Profile A, G und H augenfällig. In allen drei Fällen ist die charakteristische Doppelgipfeligkeit bei den Korngrößen -0.25Φ und 0.75Φ vorhanden. Sehr ähnlich ist Profil D, doch zeigt sich hier bereits ein Verschieben zu kleineren Größen; der zweite Gipfel liegt bei 1,0 Φ . In Profil E ist dieser Trend noch deutlicher zu sehen, der erste Gipfel kommt bei 0Φ , der zweite abgeschwächt noch bei 0.75Φ vor, ein dritter und breiterer aber bei 1,25 Φ .

Von diesem Muster der Wolayerkalke weichen die Uggwakalke unterschiedlich ab. Profil K zeigt noch eine sehr große Ähnlichkeit zu Profil E, doch sind bereits die kleineren Korngrößen wesentlich bedeutsamer. Auffallend ist, daß die Differenz zwischen den beiden Gipfeln, wie in den Wolayerkalken, $1,0 \Phi$ beträgt. Die noch vorhandene Doppelgipfeligkeit der Häufigkeitsverteilung wird als ein Maß für die geringe Transportweite der Echinodermen gewertet, so daß der ursprünglich vorhandene bimodale, biogen bedingte Korngrößenunterschied sich noch abzeichnet. Erst mit größerer Distanz zu den parautochthonen Akkumulationen verschwindet die Doppelgipfeligkeit, wie es sehr anschaulich in Profil C zu sehen ist, doch steht dies im Gegensatz zum Klastizitätsindex.

Als ein Maß für die Breite der Kurven und damit in gewissem Sinne auch für die Doppelgipfeligkeit kann der Wert für die Kurtosis herangezogen werden, wenngleich dieser in der Vergangenheit immer weniger als aussagekräftiger Parameter aufgeführt wird (FÜCHTBAU-ER, 1988). Für die Profile im Wolayerkalk unterhalb des Seekopfes wurden Werte von 0,9 für die Kurtosis ermittelt, während für die Vorkommen am Rauchkofelboden und am Valentintörl geringere Werte mit 0,79 vorliegen. In den Uggwakalken werden jedoch Werte zwischen 0,97 und 0,99 erreicht, was sich auch graphisch in der schmaleren Kurvengestalt abzeichnet (Abb. 4, Profil C).

Betrachtet man die Sortierung, so zeigt sich, daß diese für die Vorkommen unterhalb des Seekopfes (A,G,H) schlecht ist und für den Rauchkofelboden (D) und das Valentintörl (E) nur geringfügig besser einzustufen ist. Auch im Uggwakalk des Cellonetta-Lawinenrisses (C) ist die Sortierung nur schlecht bis mittelmäßig, während für das Vorkommen an der Basis der Hohen Warte (K) eine mittelmäßig bis gute Sortierung trotz vorhandener Doppelgipfeligkeit in der Häufigkeitsverteilung vorliegt.

Nach den Geländebefunden, der mikrofaziellen Charakteristik und den Korngrößenuntersuchungen der Pelmatozoen unter Kathodolumineszenzbedingungen erweist sich die biostromartige Dickbank unter dem Seekopf als die am geringsten transportierte Akkumulation der Sedimentfänger. Etwas stärkerer Transport ist im Profil D und schließlich E festzustellen.

Als ein Maß für die Transportenergie kann der Klastizitätsindex gewertet werden (vgl. E. FLÜGEL, 1978), der den scheinbar größten Korndurchmesser angibt. Bei ausschließlich klastischen Gesteinen würde ein hoher negativer Index hohe Transportenergie bedeuten.

Nachdem bei Echinodermen die Korngrößen durch den Organismus vorbestimmt sind, kann die Aussage umgedreht werden. So bedeuten hohe negative Werte, daß viel von den verschieden großen Pelmatozoenplatten noch mehr oder weniger in situ daliegt, während kleinere Werte auf eine Anreicherung feinerer Korngrö-Ben durch Transport hinweisen. Im untersuchten Fall haben die Wolayerkalke unterhalb des Seekopfes einen Index zwischen -1,16 und -1,09 Φ , am Rauchkofelboden von 0,9 Φ , während am Valentintörl bereits ein Wert von -0.36Φ erreicht wird. Unter Berücksichtigung der tektonischen Verhältnisse steht nur die Biostrombank unterhalb des Seekopfes mit dem Vorkommen am Valentintörl in Verbindung und aus den unterschiedlichen Mächtigkeiten und der sich daraus ergebenden Geometrie ergänzen sich die Geländebefunde mit den Schliffdaten sehr gut.

Ebenfalls in der gleichen tektonischen Einheit liegen die Profile K (unterhalb der Hohen Warte) und C (Cellonetta-Lawinenriß). Der Klastizitätsindex variiert beträchtlich zwischen beiden Uggwakalkvorkommen, er ist mit $-0,38 \Phi$ in K recht niedrig und spiegelt einen weiteren Transport wider. In C werden aber die Werte mit $-0,80 \Phi$ relativ hoch und weisen auf eine größere Nähe parautochthoner Pelmatozoenakkumulationen. Auf der anderen Seite zeigt die Häufigkeitsverteilung der Echinodermenklasten in Profil C keine ausgesprochene Doppelgipfeligkeit mehr, so daß der Klastizitätsindex allein nicht genügt.

5. Diagenese und Zementstratigraphie

Die unterschiedlichen Möglichkeiten der diagenetischen Veränderung eines Karbonates wird in erheblichem Maß durch die Mineralogie und Reaktionsoberfläche der Skelettelemente der beteiligten Organismen mitbestimmt (LONGMAN, 1980; DULLO, 1986, 1990). Als mengenmäßige Hauptbestandteile wurden einerseits Echinodermen, andererseits Bryozoen und vereinzelt auch Brachiopoden und Trilobiten beobachtet.

Die primäre Mineralogie der Echinodermen ist ein Hochmagnesiumkalzit, der das feine, hochporöse Stereom aufbaut (BATHURST, 1975; MEYERS & LOHMANN, 1978; RICHTER, 1984). Alle Echinodermen haben einen syntaxialen Rimzement entwickelt, der im normalen Licht jede erhaltene Internstruktur des Stereoms und die ursprüngliche Partikelgröße verwischt. In Kathodolumineszenz (KL) ist das ursprüngliche Stereom manchmal noch zu erahnen, die ursprüngliche Größe aber immer deutlich zu erkennen (Taf. 3/1). Anlösung der Echinodermenfragmente ist nur in ganz seltenen Fällen zu beobachten (Taf. 1/5).

Die Brachiopoden sowie die Bryozoen bestehen aus foliatem Kalzit. Ganz wenige Bryozoen haben eine feine mikritische Rinde angedeutet, die aber selten die gesamte Oberfläche des Zoariums überzieht. Sowohl die Brachiopoden als auch die Bryozoen sind in der Kathodolumineszenz dunkel (Taf. 2/2), was darauf hindeutet, daß hier wenig bis keine diagenetische Umsetzung erfolgt ist (vgl. FRYKMAN, 1986; RICHTER, 1988).

Der überlieferte lithologische Aspekt der Kalke ist durch die Dominanz grob sparitischer Zemente, die im Zusammenhang mit den groben syntaxialen Echinodermenzementen ein stark umkristallisiertes Stadium bele-
gen (Taf. 4/2), bedingt. Nachdem der typische Echinodermen-Rimzement sich erst nach der homogenen Verteilung der Mg-Ionen im Kalzitgitter bilden kann (RICH-TER, 1984), was erst außerhalb des marinen Diagenesemilieus möglich ist, müssen sich andere Zemente vorher gebildet haben, die größtenteils durch nachfolgende Diageneseereignisse ausgelöscht wurden.

5.1. Marine Zemente

Typische frühe marine Zemente bilden sich nicht nur zwischen Komponenten, sondern am frühesten in intraskeletalen Hohlräumen. Derartige Hohlräume sind innerhalb von Brachiopodenschalen oder in den Bryozoenröhren heute noch zu beobachten. In der Kathodolumineszenz (KL) kann man einen feinen Saum blattartiger Zemente erkennen, der nicht luminesziert (Taf. 3/3). Dieser breitgipfelige Zement könnte überprägte Relikte eines ehemals marinen Mg-Kalzitzements (HMC) darstellen (vgl. KOCH & SCHORR, 1986). Blockige gleichmächtige Rinden ehemaliger mariner Zemente werden auch von DOROBEK (1987) aus echinodermenreichen Kalken der siluro-devonischen Helderberg Group beschrieben. Die in unserem Material vorliegenden Relikte sind diesen entsprechend (l.c.: Abb. 6A). Ehemalige Zemente zwischen den Komponenten sind alle ausgelöscht worden, auch in der KL sind keine direkten Strukturen mehr erkennbar. Nur vereinzelt lassen sich überprägte Relikte eines "bladed" Mg-Kalzits (LOHMANN & MEYERS, 1980; SANDBERG, 1983; MARSHALL, 1986) erkennen, die sich durch eine matte Lumineszenz auszeichnen (Taf. 4/1,2).

5.2. Vadose Zemente

Über den marinen blattartigen Rimzementen, diese teilweise sogar verdrängend, ist ein sehr unregelmäßiger Hundezahnzement (Taf. 3/1, 4/4) entwickelt. Hundezahnzemente sind Kennzeichen des meteorisch vadosen Bereichs oder eines damit verknüpften phreatischen Mischwassermilieus (RICHTER, 1984). Die ausgesprochen unterschiedliche Kristallgröße der Zemente könnte wechselnde Porenwasserbedingungen bedeuten (HANOR, 1979). Wie den wenigen marinen Zementen fehlt den Hundezähnen ebenfalls eine kräftige Lumineszens. Sie sind meist nur innerhalb von primären Fossilhohlräumen erhalten. Gravitative Zemente und Meniskuszemente fehlen. Da die Echinodermenreste nur äußerst untergeordnet Anlösungen zeigen, ist die Frage nach der Herkunft des zementierenden Kalzits nicht sicher zu beantworten. Einerseits können Echinodermenpartikel vollständig gelöst sein, andererseits dürfte auch in geringem Maß eine aragonitische Molluskenfauna wichtig gewesen sein, da in den stärker tonigen Uggwakalken Relikte davon erhalten sind. Auf alle Fälle hat sich in diesem Milieu die Neomorphose der Echinodermenskelette vollzogen, da bei der Skelettmineralogie des Hochmagnesiumkalzits sich diese auch unter Strukturbeibehaltung vollziehen kann (DUL-LO, 1983; RICHTER, 1984).

5.3. Syntaxialer Echinodermen-Zement und Blockzement I

In engem Kontakt zum Hundezahnzement steht der syntaxiale Echinodermenzement, der ebenso nicht luminesziert (Taf. 3/1). Im Unterschied zum späteren Blockzement II zeigt er leicht gelbe, schmutzige Farben (Taf. 2/1), die durch häufigere Einschlüsse hervorgerufen werden können. Ein Nachweis mit energiedispersivem EDX-System im REM, ob es sich bei diesen Einschlüssen um Mikrodolomit handeln könnte, wie sie FRYKMAN (1986) beobacht hat, verlief negativ. Vergleichbare syntaxiale Zemente um Echinodermen wurden aus dem Ordoviz von GROVER & READ (1983) und CANTRELL & WALKER (1985) beschrieben und als ursprünglich marine Zemente interpretiert. Demgegenüber schließen aber JAMES & CHOQUETE (1983) die Entstehung syntaxialer HMC-Zemente im marinen Milieu aus. Nach RICHTER (1984) kann dieser syntaxiale Zement erst in einem meteorisch-phreatischen Milieu gebildet werden. Dies kann allerdings bereits wenige dm unterhalb der Sedimentoberfläche durch migrierende Süßwasserlinsen (STEINEN et al., 1978) erreicht werden, ohne daß dabei die gesamte betroffene lithologische Säule einer intensiven Zementation unterzogen wird (PURSER & SCHROEDER, 1986). So läßt sich leicht vorstellen, daß derartig zementierte Echinodermenklasten erneut aufgearbeitet werden konnten und quasi als "Extraklasten" innerhalb der Uggwakalke sedimentiert wurden.

In die gleiche Zeit dieser Zementstratigraphie ist die Bildung eines unvollständigen Blockzements I anzusetzen, der sich gleichermaßen durch eine fehlende Lumineszenz auszeichnet und gelegentlich auf den zackigen Hundezahnzementen aufgewachsen ist. Dies unterstreicht sehr deutlich, daß es sich bei dem vorangegangenen Diagenesemilieu mehr um einen Mischbereich, als um einen rein vadosen gehandelt haben muß. Diese meteorisch-phreatische Zementation bleibt unvollständig, ein großer Teil der Poren bleibt daher offen.

5.4. Blockzement II

Dieser Zement ist durch mehrere unterschiedlich lumineszierende Zonen gekennzeichnet. Er tritt sowohl um den Echinodermenrimzement als auch über dem Blockzement I auf (Taf. 4/2,3). Die Mächtigkeit der einzelnen Zonen kann beträchtlich schwanken. Generell beginnt es mit heller leuchtenden Zonen, die wechselnd sich in ihrer Intensität abschwächen, und die letzte Zone ist wie Blockzement I, nicht bis kaum lumineszierend. Es wäre zu diskutieren, ob man diese letzte Zone als gesondert abtrennt, doch ist der Übergang teilweise so fließend, daß offensichtlich ein stärkerer genetischer Zusammenhang besteht (Taf. 4/3).

Die beginnende Lumineszenz in orangenen Farben deutet auf einen erhöhten Mn²⁺-Einbau (RICHTER, 1988) in das noch primär vorhandene Kalzitgitter und ist als Anzeichen reduzierender Bedingungen zu sehen. Diese können sich in stagnierenden meteorisch-phreatischen Bereichen oder flachen Versenkungsbereichen einstellen. Da die letzte Zone wieder deutlich nicht lumineszierend ist und somit oxidierende Bedingungen geherrscht haben, scheint als Bildungsbereich ein zeitweise stagnierendes phreatisch meteorisches Milieu eher wahrscheinlich. DOROBEK (1987) ordnet die Genese der auffallend zonar gebauten Zemente ebenfalls diesem Diagenesemilieu zu.

5.5. Blockzement III

Mit scharfer Grenze über BIZII folgt ein intensiv gelb flammend lumineszierender Zement. Er füllt fast alle verbliebenen Hohl- und Zwickelräume aus. Interessanterweise legt er sich in den Fossilhohlräumen direkt über den Hundezahnzement, dort hat sich eine "Schichtlücke" während der Zeit von BIZI und BIZII gebildet. Die intensive Lumineszenz deutet auf versenkungsdiagenetische Bedingungen hin, die in ausreichendem Maß Mn2+ zum Einbau ins unveränderte Kalzitgitter zur Verfügung hatten. Mit teilweise recht fließendem Übergang folgt noch ein geringer lumineszierender Zement als letzte Auskleidung (Taf. 4/4), der jedoch nicht immer entwickelt ist. Hierbei handelt es sich um den in der angloamerikanischen Literatur als "final dull yellow" cement (vgl. DOROBEK, 1987), der stets der Versenkungsdiagenese zugeschrieben wird (DOROBEK & READ, 1986). Tektonisch bedingte Kalzitklüfte zeigen eine intermediäre Lumineszenz (Taf. 4) und stellen das jüngste zementstratigraphische Ereignis dar.

In den Uggwakalken ist die zementstratigraphische Abfolge nicht so vielfältig entwickelt (Taf. 2/5,6). Die darin enthaltenen Echinodermen zeigen in der Regel nur die erste Zone des leicht schmutzigen, syntaxialen Rimzementes. Dieser stammt größtenteils noch aus dem Ablagerungsbereich der Wolayerkalke und ist bei der Umlagerung des Schutts "mitgebracht" worden. Echinodermen aus der Uggwafazies, die man auch auf Grund der feiner erhaltenen Morphologie erkennen kann (geringer Transport), weisen keine bis äußerst geringe syntaxiale Zementsäume auf. Ganz selten kann man auch einen dünnen Streifen hell lumineszierender Zemente beobachten, der zeitlich dem BIZII der Wolayerkalke entpricht (Taf. 2/6). Die geringere Diagenese, vergleiche Taf 2/1 mit Taf. 2/5, wird im Wesentlichen durch den höheren Tongehalt der Uggwakalke bestimmt.

6. Ablagerungsmodell

Im Gegensatz zu anderen ordovizischen Riffen, besonders im unteren und mittleren Ordoviz Kanadas und Nordamerikas (PITCHER, 1965; ALBERSTADT et al., 1974; KAPP, 1975; KLAPPA & JAMES, 1980; ROSS, 1981; READ, 1982; CLEMENT, 1985; HARLAND et. al, 1987) ist eine dort sich abzeichnende vertikale Zonierung im Wolaverkalk nicht zu sehen. Es wird daher vermutet, daß die oberordovizischen buildups in den Alpen nicht über das Pionierstadium (WALKER & ALBERSTADT, 1975) mit Seelilien hinausgekommen seien (vgl. KLAPPA & JAMES, 1980). Tatsächlich ist augenfällig, daß die anderen typischen Riffbildner dieser Epoche, wie porostromate Algen oder auch stromatoporide Schwämme, fehlen. Dennoch muß dies nicht ein ausschließliches Stehenbleiben innerhalb einer ökologischen Abfolge für Riffgemeinschaften bedeuten.

Seit jüngster Zeit werden aber gerade für eine Vielzahl der paläozoischen Karbonate eine Genese als "cool water carbonates" (JAMES, 1990) favorisiert. Ein weit ausgedehntes Areal derartiger Kaltwasserkarbonate mit einer Dominanz an ausgewaschenen bioklastischen Karbonatsanden befindet sich auf dem Südschelf von Australien. Obwohl hier durch verschiedene Organismengruppen gegenwärtig eine beträchtliche Karbonatproduktion stattfindet, weist dieser Ablagerungsraum keine physikalische Begrenzung auf, wie sie für den tropischen Raum durch eine Riffbarriere oder einen Ooidrücken kennzeichnend ist (FAGERSTROM, 1987). Der sedimentäre Prozeß ist daher weitgehend von den gleichen Bedingungen wie ein siliziklastischer Ablagerungsraum geprägt. Als wichtige Karbonatproduzenten treten neben den corallinen Algen und Foraminiferen auch Brachiopoden, Bryozoen und Echiniden (JAMES, 1990) auf.

Im Vergleich dazu fehlen den Wolayerkalken Algen und Foraminiferen, und unter den Echinodermen kommen ausschließlich nur Pelmatozoen und keine Echiniden vor. Gleichwohl erscheint es sehr plausibel, die Wolayerkalke als Karbonate des gemäßigten bis Kaltwasserbereiches anzusehen. Neueste Ergebnisse von SCHÖNLAUB (1991) belegen ebenfalls für den in Frage kommenden Zeitabschnitt gemäßigte bis kühle Klimabedingungen. Hierfür sprechen auch einige der beobachteten frühen Diagenesemuster, wie die vadosen Hundezahnzemente und die darauffolgenden ersten Blockzemente, die sich möglicherweise schon im vados-phreatischen Mischbereich gebildet haben. Dieses meteorische Milieu wird einerseits durch weitausgedehnte Süßwasserlinsen begünstigt, andererseits könnte sich hier bereits auch schon die regressivere Entwicklung im obersten Ashgill bemerkbar machen, die glazial bedingte Meeresspiegelschwankungen auf (SCHONLAUB, 1971, 1988; BERRY & BOUCOT, 1973; SHEEHAN, 1973; JUX & MANZE, 1979) zurückzuführen ist.

In dem angedeuteten Rezentanalogon auf dem südaustralischen Schelf wurde ebenfalls ein beträchtlicher meteorischer Einfluß, zumindest innerhalb der Sedimente des inneren Schelfes, beobachtet. Eine flache Innenschelfposition ist für die Wolayerkalke auch zu postulieren, während die Uggwakalke mehr in Richtung Außenschelf anzusiedeln sind.

Zuletzt deutet noch die Geometrie auf ein mögliches Kaltwasserkarbonat hin. Sowohl das rezente Beispiel (JAMES, 1990) als auch tertiäre Kaltwasserkarbonate (NEBELSICK, 1989) haben keine ausgeprochene Topographie im Sinne eines mounds oder Bioherms. Vergleicht man die Mächtigkeiten der Wolayerkalke am Seekopfsockel (17 m) mit jenen am Valentintörl (8 m), diese Vorkommen gehören in die gleiche tektonische Einheit, so ist nur eine sehr weiträumige Aufwölbung zu bemerken, aber keine auffallende Topographie.

Dank

Auf dieses reizvolle Gebiet der altpaläozoischen Schichtfolge wurde ich durch einen Vortrag durch Herrn Kollegen Prof. FLAJS (Aachen) aufmerksam gemacht, der mich dann auch zur vorliegenden Arbeit angeregt hat. Für eine gemeinsame Begehung im Gelände sowie für die kritische Durchsicht des Manuskriptes danke ich Herrn Univ-Doz. Dr. H.P. SCHÖNLAUB sowie Herrn Dipl.-Geol. G. HEISS herzlich. Wertvolle Diskussionsbeiträge steuerte Herr Prof. KOCH (Erlangen) bei. Die Dünnschliffaufnahmen besorgte Herr Dipl.-Geol. M. HARTLIEB (Erlangen).

- ALBERSTADT, L.P., WALKER, K.R. & ZURAWSKI, R.P. (1974): Patch Reefs in the Carters Limestone (Middle Ordovician) in Tennessee, and Vertical Zonation in Ordovician Reefs. – Geol. Soc. Amer. Bull., 85, 1171–1182, 10 Abb., New York.
- BATHURST, R.G.C. (1975): Carbonate Sediments and their Diagenesis. – Developments in Sedimentology, **12**, 658 S., 359 Abb., Amsterdam (Elsevier).
- BERRY, W.B. & BOUCOT, A.J. (1973): Glacio-eustatic control of Late Ordovician – Early Silurian platform sedimentation and faunal changes. – Geol. Soc. Am. Bull., 84, 275–284, Chicago.
- CANTRELL, D.L. & WALKER, K.R. (1985): Depositional and diagenetic patterns, ancient oolite Middle Ordovician, eastern Tennessee. – J. Sed. Petrol., **55**, 518–531, Tulsa.
- CLEMENT, J.H. (1985): Depositional Sequences and Characteristics of Ordovician Red River Reservoirs, Pennel Field, Williston Basin, Montana. – In: ROEHL, P.O. & CHOQUETTE, P.W. (Eds.): Carb. Petr. Reservoirs, 71–84, 15 Abb., New York (Springer).
- DOROBEK, S.L. (1987): Petrography, geochemistry, and origin of burial diagenetic facies, Siluro-Devonian Helderberg Group (carbonate rocks), Central Appalachians. – Amer. Ass. Petrol. Bull., **71**, 492–514, Tulsa.
- DOROBEK, S.L. & READ, J.F. (1986): Sedimentology and basin evolution of the Siluro-Devonian Helderberg Group, Central Appalachians. – J. Sed. Petrol., **56**, 601–613, Tulsa.
- DULLO, W.-Ch. (1983): Fossildiagenese im miozänen Leithakalk der Paratethys von Österreich: Ein Beispiel für Faunenverschiebungen durch Diageneseunterschiede. – Facies, 8, 1–112, 22 Abb., 15 Taf., 2 Tab., Erlangen.
- DULLO, W.-Ch. (1986): Variation in diagenetic sequences: An example from Pleistocene coral reefs, Red Sea, Saudi Arabia. – In: SCHROEDER, J.H. & PURSER, B.H. (eds.): 77–90, 7 Abb., 1 Tab., Berlin (Springer)
- DULLO, W.-Ch. (1990): Facies and diagenesis of Pleistocene Reefs, Saudi Arabia. - Facies, 22, 1-46, Taf. 1-3, 21 Abb., 1 Tab., Erlangen.
- EMBRY, A.F. & KLOVAN, J.E. (1971): A Late Devonian reef tract on northeastern Banks Island, Nordwest Territories. – Bull. Canad. Petrol. Geol., **19**, 730–781, 11 Abb., 19 Taf., Calgary.
- FAGERSTROM, J.A. (1987): The Evolution of Reef Communities. - 600 S., 51 Taf., New York (Wiley).
- FELDMANN, H.R. (1989): Taphonomic Processes in the Waldron Shale, Silurian, Southern Indiana. – Palaios, 4/2, 144–156, 12 Abb., 2 Tab., Tulsa.
- FLÜGEL, E. (1978): Mikrofazielle Untersuchungsmethoden von Kalken. – 454 S., 68 Abb., 57 Taf., 33 Tab., Berlin (Springer).
- FLÜGEL, E. (1982): Microfacies analysis of limestones. 633 S., 78 Abb., 53 Taf., 58 Tab., Berlin (Springer).
- FLÜGEL, H.W. (1965): Vorbericht über mikrofazielle Untersuchung des Silurs des Cellon-Lawinenrisses (Karnische Alpen). – Anz. Österr. Akad. Wiss. math.-naturwiss. Kl., 102, Nr. 13, 289–297, Wien.
- FRYKMAN, P. (1986): Diagenesis of Silurian bioherms in the Klinteberg formation, Gotland, Sweden. – In: SCHROEDER, J.H. & PURSER, B.H. (Eds.):, 399–423, 8 Abb., Berlin (Springer).
- FÜCHTBAUER H. (1988): Sedimente und Sedimentgesteine. 1141 S., 660 Abb., 11 Tab., Stuttgart (Schweizerbart).
- GAERTNER, H.R.v. (1931): Geologie der zentralkarnischen Alpen. – Denkschr. Akad. Wiss. Wien, math-naturw. Kl., **102**, 113–199, 16 Abb., 5 Taf., Wien.

- GROVER, G., & READ, J.F.Jr. (1983): Sedimentology and diagenesis of middle ordovician carbonate buildups, Virginia. – SEPM Core Workshop, 4/16-17, 2-25, 8 Abb., Tulsa.
- HARLAND, T.L., PICKERILL, R.K. & FILLION, D. (1987): Establishment and development of patch reefs in the intracratonic Ordovian sequence near Chicontimi (Quebec). – Lethaia, 20/3, 189–208, 13 Figs., Oslo.
- JAMES, N.P. (1990): Cool water carbonate sediments: Viable analogues for Paleozoic limestones?. – 13th Inter. Sedim. Congress, Nottingham, Abstracts of Papers, 245–246, Nottingham.
- JAMES, N.P. & CHOQUETTE, P.W. (1983): Limestones the seafloor diagenetic environment. – Geoscience Canada, **10**, 162–179, Calgary.
- JUX, U. & MANZE, U. (1979): Glazialeustatisch gesteuerte Sedimentationsabläufe auf dem kaledonischen Schelf (Mittelschweden) an der Wende Ordovizium-Silur. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1979**, 155–188, 7 Abb., 8 Tab., 2 Taf., Stuttgart.
- KAPP, U. (1975): Paleoecology of Middle Ordovician stromatoporoid mounds in Vermont. – Lethaia, 8, 195–207, 9 Figs., Oslo.
- KLAPPA, C.F. & JAMES, N.P. (1980): Small lithistid sponge bioherms, early Middle Ordovician Table Head Group, western Newfoundland. – Bull. of Canad. Petrol. Geol., 3, 425–451, 29 Figs., Calgary.
- KOCH, R. & SCHORR, M. (1986): Diagenesis of upper Jurassic Sponge-Algal Reefs in SW-Germany. – In: SCHROEDER, J.H. & PURSER, B.H. (Eds.): 224–243, 7 Abb., Berlin.
- LOGAN, B.W. & SEMENIUK, V. (1976): Dynamic metamorphism processes and products in Devonian carbonate rocks: Canning Basin, Eastern Australia. – Geol. Soc. Australia Spec. Publ., 6, 136 S., 97 Abb., 11 Taf., Sidney.
- LOHMANN, K.C. & MEYERS, W.J. (1980): Microdolomite inclusions in cloudy prismatic calcites: a proposed criterion for former high magnesium calcites. – J. Sed. Petrol., 47, 1075–1088, Tulsa.
- LONGMAN, M.W. (1980): Carbonate Diagenetic Textures from nearshore Diagenetic Environments. – Amer. Ass. Petrol. Geol. Bull., 64/4, 461–487, 18 Abb., Tulsa.
- MARSHALL, J. (1986): Regional distribution of submarine cements within an epicontinental reef system: Central Great Barrier Reef, Australia. – In: SCHROEDER, J.H. & PURSER, B.H. (Eds.):, 8–26, 9 Abb., Berlin (Springer).
- MATZNER, C. (1986): Die Zlambachschichten (Rhät) in den Nördlichen Kalkalpen: Eine Plattform-Hang-Beckenentwicklung mit allochthoner Karbonatsedimentation. – Facies, 14, 1–106, 70 Abb., 13 Taf., 10 Tab., Erlangen.
- MEYERS, W.J. & LOHMANN, K.C. (1978): Microdolomite-rich syntaxial cements: proposed meteoric-marine mixing zone phreatic cements from Mississippian limestones, New Mexico. – J. Sed. Petrol., 48, 475–488, Tulsa.
- NEBELSICK, J.H. (1989): Temperate water carbonate facies of the Early Miocene Paratethys (Zogelsdorf Formation, Lower Austria). – Facies, 21, 11–40, Taf. 2–8, 10 Abb., 1 Tab., Erlangen.
- PITCHER, M. (1965): Evolution of Chazyan (Ordovician) reefs of eastern United States and Canada. – Bull. Cand. Petr. Geol., **3**, 632–691, 49 Abb., 3 Taf., Calgary.
- PURSER, B.H. & SCHRÖDER, J.H. (1976): The diagenesis of reefs: A brief review of our present understanding. – In: SCHROEDER, J.H. & PURSER, B.H. (Eds.): 424–446, 4 Abb., Berlin (Springer).

- PRIEWALDER, H. (1987): Acritarchen aus dem Silur des Cellon-Profils (Karnische Alpen, Österreich). – Abh. Geol. B.-A, **40**, 121 S., 39 Abb., 24 Taf., Wien.
- READ, J.F. (1982): Geometry, facies, and development of Middle Ordovician carbonate buildups, Virginia Appalachians. – Am. Assoc. Petr. Geol. Bull., 66, 189–209, Tulsa.
- RICHTER, D.K. (1984): Zur Zusammensetzung und Diagenese natürlicher Mg-Calcite. – Bochumer geol. geotechn. Arb., 15, 310 S., 64 Abb., 5 Taf., 12 Tab., Bochum.
- RICHTER, D.K. (1988): Karbonatgesteine. In: FÜCHTBAUER H. (Ed.): Sedimente und Sedimentgesteine. 233–434, Stuttgart (Schweizerbart).
- RIDING, R. (1971): Reef concepts. Proc. 3rd Int. Coral Reef Symp., 2, 209-214, Miami.
- RIDING, R. (1990): Organic reef categories. 13th Inter. Sedim. Congress, Nottingham, Abstracts of Papers, S. 458, Nottingham.
- Ross, J.R. (1981): Ordovician environmental heterogeneity and community organization. – In: GRAY, J. (Ed.): Communities of the Past. – 1–33, 15 Abb., Stroudsburg (Hutchinson & Ross).
- SANDBERG, P.A. (1983): An oscillating trend in Phanerozoic non-skeletal carbonate mineralogy. – Nature, **305**, 19–22, London.
- SCHÖNLAUB, H.P. (1971): Palaeoenvironmental studies at the Ordovician/Silurian boundary in the Carnic Alps. – B.R.G.M., 73, 367–376, 2 Taf., Paris.
- SCHÖNLAUB, H.P. (1979): Das Paläozoikum in Österreich. Verbreitung, Stratigraphie, Korrelation, Entwicklung und Paläogeographie nicht-metamorpher und metamorpher Abfolgen. Mit einem geochronologischen Beitrag von S. SCHARBERT. – Abh. Geol. B.-A., **33**, 124 S., 79 Abb., 4 Tab., 7 Taf., Wien.
- SCHONLAUB, H.P. (1984): Geologische Karte Blatt 197 Kötschach 1:50.000 mit drei Spezialkarten 1:10.000, Wien.

- SCHÖNLAUB, H.P. (1985): Das Paläozoikum der Karnischen Alpen. – Arbeitstagung Geol. B.-A. 1985, 34–52, Abb., 10–15, Wien.
- SCHÖNLAUB, H.P. (1988): The Ordovician-Silurian boundary in the Carnic Alps of Austria. – Bull. Br. Mus. nat. Hist. (Geol.), 43, 107–115, 4 Abb., London.
- SCHONLAUB, H.P. (1991): Stratigraphy, biogeography and climatic relationship of the Alpine Paleozoic. – Jb. Geol. B.-A., 134/4, Wien (im Druck).
- SHEEHAN, P.M. (1973): The relation of Late Ordovician glaciation to the Ordovician-Silurian changeover in North American brachiopod faunas. – Lethaia, **6**, 147–154, Upsala.
- SPRINKLE, J. & KIER, P.M. (1987): Phylum Echinodermata. In: BOARDMAN, R.S., CHEETHAM, A.H. & ROWELL, A.J. (Eds.): Fossil Invertebrates, 550–611, Oxford (Blackwell).
- STACHE, G. (1874): Die paläozoischen Gebiete der Ostalpen. Jb. Geol. R.-A., 24, 135–272, Wien.
- STEINEN, R.P., MATTHEWS, R.K. & SEALY, H.A. (1978): Temporal variation in geometry and chemistry of the freshwater phreatic lens: The coastal carbonate aquifer of Christ Church, Barbados, West Indies. – J. Sed. Petrol., 48, 733–742, 5 Abb., Tulsa.
- VAI, G.B. (1971): Ordovicien des Alpes Carniques. Coll. Ordov. Silurien Brest, 1971, Mem. B.R.G.M., 73, 437–450, Orsay.
- VAI, G.B. (1974): Stratigrafia e Paleogeografia Ercinici delle Alpi. – Mem. Soc. Geol. Italiana, **13**, 7–37, Pisa.
- WALKER, K.R. & ALBERSTADT, L.P. (1975): Ecological successions: an aspect of structure in fossil communities. – Paleobiology, 1, 238–257, Chicago.
- WALLISER, H.O. (1964): Conodonten des Silurs. Abh. Hess. L. – Amt Bodenforsch., 41, 106 S., 2 Tab., 32 Taf., Wiesbaden.

Tafel 1

- Fig. 1: Blick auf den devonischen Seekopf vom Rauchkofelboden aus. An der Basis erkennt man die dünne Rippe der ordovizischen Wolayerkalke (vgl. Fig. 2).
- Fig. 2: Blick auf das Valentintörl vom oberen Rauchkofelboden aus. Die mächtige, massige Basis wird aus Wolayerkalk aufgebaut, der von einer Silurfolge überlagert wird (vgl. Fig. 3).
 Fig. 3: Pelmatozoen-Schutt im Wolayerkalk des Rauchkofelbodens.
- Teilweise sind die Stielglieder gut zu erkennen sowie Brachiopodenschalen, unter denen "shelter porosity" sich bilden konnte, heute mit Sparit zementiert. Bildbreite ca. 7 cm.
- Fig. 4,5: Bildpaar aus dem Wolayerkalk des Seekopfsockels mit normalem Durchlicht (1) und Kathodolumineszenz (2). Sehr gut ist die ursprüngliche Echinodermenschuttgröße im rechten Bild zu sehen. Maßstab = 0,8 mm.





Tafel 2

Fig. 1,2: Bildpaar aus dem Wolayerkalk des Seekopfsockels mit normalem Durchlicht (1) und Kathodolumineszenz (2). Deutlich treten im rechten Bild das Bryozoengehäuse sowie die zonar gebauten Blockzemente in Erscheinung. Maßstab = 1 mm.

. . . .

- Fig. 3: Neben grobem Echinodermenschutt sind in der parautochthonen Akkumulation der Wolayerkalke immer wieder filigrane Bryozoen häufig. Rauchkofelboden, Kathodolumineszenz. Maßstab = 1 mm.
- Fig. 4: Das typische Schliffbild der Wolayerkalke unter Kathodolumineszenz zeigt einen ausgewaschenen Karbonatsand des höher energetischen Bereichs. Valentintörl. Maßstab = 1 mm.
- Fig. 5,6: Bildpaar aus den Uggwakalken der Cellonetta-Lawinenrinne mit normalem Durchlicht (5) und Kathodolumineszenz (6). Neben den kennzeichnenden Echinodermen sind in beiden Bildern Trilobitenreste und Brachiopodenschalen zu beobachten.

Maßstab = 1 mm.



Tafel 3

- Fig. 2: Ausgewaschener Pelmatozoenschutt vom Rauchkofelboden. Kathodolumineszenz. Maßstab = 1,4 mm.
- Fig. 3: Grober Echinodermenrimzement um eine Bryozoenkolonie vom Valentintörl. Kathodolumineszenz. Maßstab 1,2 mm.

Fig. 1: Wolayerkalk des Valentintörls in Kathodolumineszenz. Als Relikte einer frühen marinen Zementation finden sich in den Bryozoenröhren diagenetisch verbreiterte, wohl ursprünglich aus Hochmagnesiumkalzit zusammengesetzte Zementbänder. Maßstab = 1 mm.



Neuergebnisse aus dem Paläozoikum der Ost- und Südalpen				Redaktion: Hans Peter Schönlaub & Albert Daurer			
Jb. Geol. BA.	ISSN 0016-7800	Band 135	Heft 1	S. 335–379	Wien, März 1992		

Die vulkanoklastische Fleonsformation in den westlichen Karnischen Alpen – Sedimentologie, Petrographie und Geochemie

Von MATTHIAS HINDERER*)

Mit 27 Abbildungen, 6 Tabellen, 5 Tafeln und 1 Farbkarte (Beilage)

Österreichische Karte 1 : 50.000 Blatt 196 Österreich Italien Karnische Alpen Paläozoikum Sedimentologie Stratigraphie Petrographie Geochemie Vulkanoklastite

Inhalt

	Zusammenfassung	336
	Abstract	336
1.	Einleitung	338
	1.1. Problemstellung	338
	1.2. Verbreitung und Ausbildung der Fleonsformation	338
	1.3. Bisheriger Forschungsstand	338
2.	Methodik	338
З.	Geologischer Rahmen	340
	3.1. Stratigraphie	340
	3.2. Palynologische Untersuchungen	340
	3.3. Metabasaite	340
	3.4. Porphyroide	340
	3.5. Metamorphose	342
	3.6. Tektonik	342
4.	Sedimentologie	342
	4.1. Methodik	342
	4.2. Lithostratigraphisches Profil Haudenspitz	345
-	4.3. Interpretation des Profils	346
5.	Petrographie	347
	5.1. Methodik	347
	5.2. Derritischer Mineralbestand	347
	5.2.1. QUATZ	347
	5.2.2. Felospate	341
		340
	5.2.4. Schwerminerale	340
	5.3. Gestellislidgmente	340
	5.3.1. Vulkaliiselle Komponenten	349
	5.3.2. Sedimershe Komponenten	249
		349
	5.5 Maana	350
	5.6. Patrographische Einteilung der Eleoneformation	350
	5.6. Graywacken und konglomeratische Graywacken	351
	5.6.1. Grauwaken und Kongiomeralische Grauwaken	352
	5.6.3 Silite und Tonschiefer	352
	5.7 Viscende.Schichten	352
	571 Quartite und quartitische Schlefer	352
		352
	on E. Rongioniolato	002

^{*)} Dipl.-Geol. MATTHIAS HINDERER, Institut für Geologie und Paläontologie der Universität Tübingen, Sigwartstr. 10, D-7400 Tübingen.

6.	Detritischer Modalbestand	352 352
	6.2. Ergebnisse der Modalanalyse	. 353
	6.3. Aufarbeitung von Sanden am Beispiel der Fleonsformation	. 355
	6.4. Klassifikation nach dem Modalbestand	. 355
7.	Sedimentaeochemie	. 356
8.	Mikrosondenanalvsen	. 359
	8.1. Vorbemerkungen	. 359
	8.2. Pyroxene	. 359
	8.2.1. Methodik	. 359
	8.2.2. Pyroxene des Diabaslagerganges	. 359
	8.2.3. Klastische Pyrozene	359
	8.2.4. Magmentypisjerung mit Hilfe der Pyroxene	. 360
	8.3 Granate	361
	8.3.1. Methodik	361
	8.3.2 Granate des Pornhyroids	361
	8.3.2 Klastische Granate	361
	84 Feldsnäte	362
q	Zusammenfassende Diskussion der Untersuchungsergebnisse	362
υ.	9 1 Das Liefernehiet	362
	92 Das Ablagerungsraum	362
10	Plattentektonische Position der Eleonsformation	364
11	Schlußfolgerungen zur Stellung der Eleonsformation in der geodynamischen Entwicklung der Ost- und Südalpen	
• • •	während des Palänznikums	365
	Nank	367
	Litaratur	367
	Literatur	

Zusammenfassung

Im schwach metamorphen Paläozoikum der westlichen Karnischen Alpen tritt eine vulkanoklastische Serie auf, die als Fleonsformation bezeichnet wird. Sie setzt sich aus Quarziten, quarzitischen Schiefern, vulkanogenen Grauwacken und Konglomeraten zusammen. Trotz einer Einbeziehung der Fleonsformation in die Diskussion um die Entwicklung des Karnischen Bekkens während des Paläozoikums, fehlte eine Bearbeitung bisher. Mit der vorliegenden Untersuchung über die Sedimentologie, Petrographie und Geochemie der Fleonsformation im Bereich der Typlokalität soll zur Schließung dieser Lücke beigetragen werden.

Sedimentstrukturen und Sequenzen zeigen für die Fleonsformation ein wellendominiertes, litorales Ablagerungsmilieu an, in das Fandeltas mit unreifem und teilweise grobem Detritus vorstoßen. Petrographisch kann dabei eine Quarzitische Serie und eine Grauwackenserie unterschieden werden. Die Quarzitische Serie ist im wesentlichen ein Aufarbeitungsprodukt der Grauwackenserie, was durch Übergangsglieder belegt ist. Die sich mit der Fleonsformation verzahnenden Visdende-Schichten werden als feinklastische Beckenfazies interpretiert. In der Grauwackenserie können anhand des Modalbestandes eine quarzfeldspatreiche und eine quarzfeldspatarme Gruppe unterschieden werden. Die quarzfeldspatreiche Gruppe wird von saurem, die quarzfeldspatarme von basischem, vulkanogenem Detritus dominiert. Letztere besitzt zudem einen höheren Anteil an Abtragungsprodukten eines metamorphen Sockels.

Das Liefergebiet der Fleonsformation kann entsprechend als ein Dreikomponentensystem betrachtet werden. Einem Sokkel, der vorwiegend von (Meta-) Sedimenten und untergeordnet von Granitoiden und Ultramafiten aufgebaut wird, sitzt ein bimodaler Vulkanismus auf. Mineralchemische Untersuchungen klastischer Pyroxene zeigen einen mildalkalischen Basaltvulkanismus an, der Diabaslagergängen im Arbeitsgebiet entspricht. Über Granatanalysen, gesamtchemische Analysen und Geländebefunde läßt sich zudem eine Beziehung zu den Porphyroiden der westlichen Karnischen Alpen herstellen. Es werden Modelle für eine Backarc-Position oder für eine postkollisionale Rift-Situation diskutiert.

Das Alter der Fleonsformation wird in der Literatur kontrovers mit Oberordovizium oder Unter-Westfal angegeben. Der Versuch einer Datierung eingelagerter Feinklastika mit Hilfe von Palynomorphen war nicht erfolgreich, weshalb eine biostratigraphische Absicherung des Alters nach wie vor aussteht. Die Ergebnisse dieser Arbeit sprechen jedoch für ein ordovizisches Alter. Folgende Argumente sind anzuführen:

- 1) Es bestehen sedimentologisch vergleichbare Verhältnisse, wie sie von den ordovizischen Klastika der zentralen und östlichen Karnischen Alpen bekannt sind.
- Die oberordovizischen Porphyroide waren mit gro
 ßer Wahrscheinlichkeit der Lieferant des sauren Vulkanitschuttes der Grauwackenserie.
- 3) Das Fehlen jeglicher Spuren eines Pflanzeneintrags, der in einem karbonischen deltaisch-litoralen Milieu des Südalpins zu erwarten wäre.

The Volcaniclastic Fleons Formation in the Western Carnic Alps – Sedimentology, Petrography and Geochemistry

Abstract

A psammitic to psephitic volcaniclastic sequence, known as the Fleons Formation, occurs between phyllitic schists (Visdende Formation) in the western Carnic Alps. It consists of quartzitic schists, quartzites, volcaniclastic greywackes, and conglomerates. Up to recent time an investigation of the Fleons Formation was missing despite a discussion about its role in the evolution of the Carnian Basin during the Variscan cycle. This paper provides new data on the sedimentology, petrography, and geochemistry of the Fleons Formation based on investigations in the area of its type locality (Monte Fleons/Rauden-spitz).

The sedimentary environment of the Fleons Formation can be reconstructed because sedimentary structures and sequences are fairly well preserved. They indicate an interaction of a wave-dominated shoreline environment with a locally evolved fandelta environment. The shoreline environment is petrographically documented in a Quartzitic Series (equivalent to the "Tscharrknollenfazies" west of the investigated area) whereas the Greywacke Series ("Fleonsgrauwacken") originates from the coarser and immature clastics of the fan-delta environment. Accordingly, the Quartzitic Series originates from reworking of the Greywacke Series. The Visdende Formation can be considered as a deeper basin facies. The close relationship of both formations is documented by the interdigitation of both facies types.

The modal analysis of the detritic components shows that the greywackes can be divided in a quartz-feldspar-poor and a quartz-feldspar-rich type. The first type is dominated by acidic volcanic detritus, the second type by basic volcanic detritus. Further, the latter includes a higher amount of detritus from a metamorphic basement.

The provenance of the Greywacke Series can be considered as a three component system: basic and acidic volcanic rocks which are developed on a basement including mainly metasediments, subordinate granitoids and ultramafites. Microprobe analysis of clastic pyroxenes indicates the presence of mildly alkaline basalt volcanism, which is documented by sills in the area nearby. The acidic volcaniclastic input to the Fleons Formation can probably originate from the porphyroids of the western Carnic Alps. This relationship is supported by garnet microprobe analysis, bulk chemistry, and field observations. An identical garnet type could be found as phenocryst in the porphyroids and as clast in the Fleons Formation. The plate-tectonic position of the Fleons Formation is best described as a backarc or post collisional rifting situation.

The stratigraphic position of the Fleons Formation is still controversial. An Ordovician or Carboniferous age is discussed, but, biostratigraphic evidence is missing. The new investigations carried out support an Ordovician age. The arguments are as follows:

- 1) The sedimentary environment of the Fleons Formation and Visdende Formation corresponds to the environment of the Ordovician clastic sediments of the central and eastern Carnic Alps.
- 2) Acidic volcanic detritus of the Greywacke Series of the Fleons Formation is most probably derived from the Ordovician porphyroids.
- 3) Finally, no traces of an input of plant remains were found, which should be expected to occur in a Carboniferous deltaiccoastal environment of the Southalpine realm.



Abb. 1.

Vereinfachte geologische Übersichtskarte nach BögeL & SCHMIDT (1976). Der Pfeil kennzeichnet die Lage des

Der Pfeil kennzeichnet die Lage des Arbeitsgebietes.

1. Einleitung

1.1. Problemstellung

Die zentralen und östlichen Karnischen Alpen sind ein klassisches Studienobjekt für die Erforschung des Paläozoikums in Europa (TOLLMANN, 1985) (Abb. 1). Ganz im Gegensatz dazu steht die geringe Aufmerksamkeit, die dem Westteil der Karnischen Alpen entgegengebracht wurde. Ursache sind zahlreiche Unsicherheiten über die stratigraphischen und faziellen Verhältnisse, infolge der metamorphen Überprägung, des Mangels an Fossilien und einer komplexen Tektonik. Bestehende Einteilungen beruhen überwiegend auf lithologischen Vergleichen mit den zentralen Karnischen Alpen.

Besonders problematisch ist die Zuordnung der in den westlichen Karnischen Alpen weit verbreiteten Klastika. Diese liegen in Form von phyllitischen Tonschiefern, Quarzphylliten und Quarziten vor und werden als Visdende-Schichten zusammengefaßt. In sie eingelagert sind Porphyroide (vgl. HEINISCH, 1981), Vorkommen von Metabasalten und eine grobklastische Faziesvarietät, die als Fleonsformation bezeichnet wird. Zwischen den Klastika treten einzelne Züge von vorwiegend devonischen Karbonaten auf (Abb. 2). Ihre stratigraphische Beziehung zu den umliegenden Klastika ist infolge tektonischer Komplikationen meist nicht eindeutig zu klären.

Über die Klastika der westlichen Karnischen Alpen liegen bisher kaum Untersuchungen vor, obwohl sie immer wieder in die Diskussion um die Entwicklung des Karnischen Beckens vom Ordovizium bis Namur einbezogen werden (VAI 1975; SCHÖNLAUB, 1979; VAI & COCCOZZA, 1986). Bis in jüngste Zeit werden dabei gegensätzliche Auffassungen vertreten. VAI (1975) sowie VAI & COCCOZZA (1986) fassen den gesamten klastischvulkanogenen Komplex der westlichen Karnischen Alpen als eine Parallelentwicklung zum Komplex der Hochwipfelschichten einschließlich der Dimonserie auf und stellen diesen entsprechend in das mittlere Karbon. Demgegenüber wird v.a. von österreichischer Seite ein ordovizisches Alter vertreten (HERITSCH, 1936; SCHÖNLAUB, 1979, 1985) und ein Vergleich mit den ordovizischen Klastika der zentralen und östlichen Karnischen Alpen gezogen.

Die hier vorgelegten Ergebnisse einer grundlegenden Neubearbeitung der Fleonsformation im Bereich der Typlokalität (Monte Fleons/Raudenspitz) sollen ein Beitrag zur Klärung der genannten Fragen sein. Ziel der Untersuchungen war es, Aussagen über das Bildungsmilieu der Fleonsformation zu machen (Liefergebiet, Ablagerungsraum, geotektonischer Rahmen) und die Stellung der Fleonsformation in der Entwicklung des süd- bzw. ostalpinen Paläozoikums näher zu bestimmen.

1.2. Verbreitung und Ausbildung der Fleonsformation

Die Fleonsformation besitzt ihre größte Verbreitung mit einer Mächtigkeit bis über 500 m am Karnischen Hauptkamm zwischen Letterspitz und Raudenspitz (Monte Fleons) und im Bereich des Roßkars (Abb. 2). Das Auftreten der für die Fleonsformation charakteristischen massigen, dunkel- bis blaugrün gelegentlich auch dunkelviolett gefärbten Grauwacken ("Fleons-

grauwacken"; PELLIZZER & TOMADIN, 1962) ist weitgehend auf diese beiden Bereiche beschränkt. Einige Partien sind konglomeratisch ausgebildet, so besond ders im Bereich Roßkar ("Roßkarkonglomerat").

Die Grauwacken werden stets von häufig grün gefärbten, sonst grauen Quarziten begleitet ("Tscharrknollenfazies"). Die Quarzite sind vorwiegend feinlaminiert bis dünn gebankt, können aber in massiger Ausbildung Bankamplituden bis über 50 cm erreichen. Sie gehen unter zunehmender Einschaltung von phyllitischen Tonschiefern fließend in die quarzitischen Schiefer der Visdende-Schichten über.

In der hier vorliegenden Arbeit werden die beiden Gesteinsgruppen der Fleonsformation unter den Begriffen "Grauwackenserie" und "Quarzitische Serie" geführt. Damit sollen Mißverständnisse mit unterschiedlich gebrauchten und bislang unzureichend definierten Lokalbezeichnungen vermieden werden (z. B. Tscharrknollenfazies). Eine sedimentologische und petrographische Charakterisierung bzw. Abgrenzung beider Gruppen wird in den entsprechenden Abschnitten vorgenommen.

1.3. Bisheriger Forschungsstand

Über erste Dünnschliffuntersuchungen von Gesteinen der Fleonsformation berichtet FRECH (1894) in seiner Monographie über die Karnischen Alpen. Festgestellt wurden neben

, ... normalem klastischen Material ... Bestandteile eruptiver Herkunft ... "

FRECH betrachtet die Fleonsformation bereits als fazielle Einschaltung in die Visdende-Schichten und faßt beide unter dem Begriff "Mauthener Schichten" zusammen. Er weist diesen Komplex dem Kambroordoviz zu. Von GEYER (1902) stammt die Typisierung der Gesteine der Fleonsformation als Diabastuffe, die in der Folge von HERITSCH (1936) übernommen wird. Während GEY-ER das Alter offen läßt, tritt HERITSCH für Ordovizium ein. SELLI (1946, 1963) verweist auf eine mögliche Beziehung der Fleonsformation zur Dimonserie, was ein karbonisches Alter bedeuten würde. Eine sedimentpetrographische Untersuchung von Gesteinen der Fleonsformation stammt von PELLIZZER & TOMADIN (1962). Die Autoren unterscheiden laminierte und kompakte Bereiche und klassifizieren die Gesteine als Grauwacken. Das Ablagerungsmilieu und die stratigraphische Stellung der Fleonsformation bleiben in dieser Arbeit unberücksichtigt. SCHÖNLAUB (1985) erwähnt Bryozoenfunde vom Westkamm der Raudenspitz, die ein ordovizisches Alter erhärten.

2. Methodik

Die Untersuchungen wurden schwerpunktmäßig im Bereich Raudenspitz/Monte Fleons und Edigon durchgeführt. Hier erfolgte eine grenzüberschreitende Kartierung im Maßstab 1: 10.000, die von der permomesozoischen Überlagerung im Süden bis zum Gamskofel im Norden reichte (siehe beiliegende Farbkarte). Im Bereich der Fleonsformation wurden detaillierte lithologische Profile aufgenommen und Faziesvarietäten auskartiert. Im gesamten Gebiet erfolgte die Entnahme zahlreicher Proben für Dünnschliffuntersuchungen,



geochemische Analysen sowie einiger Proben für eine palynologische Aufbereitung. Die begleitende Einmessung und Auswertung tektonischer Elemente sollte zur Aufklärung tektonischer Zusammenhänge beitragen. Parallelbegehungen wurden vor allem im Bereich des Roßkars und des Obstanser Sees durchgeführt.

3. Geologischer Rahmen

3.1. Stratigraphie

Trotz einer häufig komplexen Detailtektonik sind einzelne lithologische Einheiten im W-E-Streichen der westlichen Karnischen Alpen oft über größere Strecken zu verfolgen. So gliederte SCHMID (1930) z. B. das Paläozoikum der Königswandgruppe in "Streifen" auf. Nach SCHÖNLAUB (1979) können daher die Verbandsverhältnisse als im großen Rahmen gewahrt angesehen werden.

Die W-E-streichenden paläozoischen Einheiten im Ostteil der westlichen Karnischen Alpen können in einen vorwiegend pelagisch geprägten nördlichen und einen vorwiegend flachmarinen südlichen Fazieskomplex unterteilt werden. Trennungslinie ist eine Störungszone nördlich der Fleonsformation. Ein stratigraphisch-fazielles Schema gibt Abb. 3 wieder. Die zeitliche Zuordnung beruht auf lithologischen Vergleichen mit den zentralen Karnischen Alpen und kann vor allem für das Silur (Schwarzschiefer und Lydite) und das Devon (Plattenkalke, Flaserkalke, helle Massenkalke) trotz fehlenden Fossilinhalts als sicher gelten. Die Stellung der Fleonsformation und der Visdende-Schichten ist aus den Geländebefunden nicht eindeutig zu klären (Störungskontakte, vgl. beiliegende Farbkarte).

Der heute im Norden des Untersuchungsgebietes liegende, geringmächtigere pelagische Komplex ist mit der Bischofsalm-Fazies in den östlichen Karnischen Alpen zu vergleichen. Im Ordovizium fehlen dort der Fleonsformation oder dem Porphyroid vergleichbare Einschaltungen. Es treten jedoch in der Position nördlich eines devonischen Flaserkalkzuges besonders im Bereich der Schulterhöhe mächtige Diabase auf (vgl. Kap. 3.3.). Im Silur ist eine Kieselschiefer-Kalk-Wechselfolge entwickelt. Von Klastika unterbrochen, schließen sich devonische Flaserkalke an, die in den Zentralkarnischen Alpen als Rauchkofel-Fazies bezeichnet werden. Riffkalke fehlen.

Der südliche Fazieskomplex repräsentiert dagegen ein überwiegend flachmarines Milieu, das ausgehend (?) von der Fleonsformation und dem Porphyroid nach einer Vertiefung im Silur (Schwarz- und Kieselschiefer) und Unterdevon (Plattenkalke, Flaserkalke) in eine mitteldevonische Riffplattform mündet.

Eine Beschreibung der einzelnen lithologischen Einheiten wird in HINDERER (1988) gegeben.

3.2. Palynologische Untersuchungen

Mit Hilfe von Palynomorphen konnten für bislang als fossilfrei geltende schwachmetamorphe Schiefer der Ost- und Südalpen in den letzten Jahren einige Datierungen gewonnen werden (SASSI et al., 1984; PRIEWAL-DER & SCHUMACHER, 1976; SCHNEPF, 1989). Wie diese Arbeiten zeigen, sind Funde bis in grünschieferfazielle Phyllite möglich. Es wurde angesichts der ungesicherten Altersfrage der Versuch unternommen, einige phyllitische Tonschieferproben aus der Fleonsformation und den umliegenden Visdende-Schichten auf Palynomorphen hin zu untersuchen.

Die Aufbereitung der 18 ausgewählten Proben erfolgte in Anlehnung an das Verfahren von JENKINS (1967) und RAUSCHER (1973).. Trotz systematischer Auswertung von 140 Glycerinpräparaten konnten keine mit Sicherheit biostratigraphisch verwertbaren Objekte gefunden werden. Auffallend ist, daß alle Proben kaum organisches Material führen, wie es beim Eintrag von Pflanzenhäcksel zu erwarten wäre. Da karbonische Klastika der zentralen und östlichen Karnischen Alpen eine zum Teil reichliche Pflanzenführung aufweisen, spricht dies gegen ein karbonisches Alter der Fleonsformation.

3.3. Metabasalte

Die Zusammenstellung neuer Untersuchungsergebnisse über die Metabasalt- und Porphyroidvorkommen in den westlichen Karnischen Alpen bleibt einer gesonderten Arbeit vorbehalten. Hier sollen nur die für eine spätere Diskussion notwendigen Ergebnisse zusammengefaßt werden.

Beprobt und mit Röntgenfluoreszenz unter Verwendung internationaler Standards analysiert wurden Diabaslagergänge nördlich des Öfner Jochs (s. Abb. 5 bzw beiliegende Farbkarte), ein Diabastuffvorkommen südlich der Zwölferspitz und ein Komplex effusiver Metabasalte im Raabtal. Alle untersuchten Metabasalte sind aufgrund der Spurenelementcharakteristik als mildalkalische Intraplattenbasalte anzusprechen. Die beprobten Vorkommen Öfner Joch und Raabtal können jedoch nicht auf ein gemeinsames Stammagma zurückgeführt werden. Neben Alkali-Olivinbasalten handelt es sich vorwiegend um Hawaiite und Mugearite. Niedrige Y-Gehalte und der mildalkalische Charakter weisen auf einen erhöhten Aufschmelzungsgrad hin und machen die Förderung in einem Intraplattenmilieu auf gedünnter kontinentaler Kruste wahrscheinlich. Über Ergebnisse von Mikrosondenuntersuchungen an Pyroxenen der Diabaslagergänge wird in Abschnitt 8.2. berichtet.

3.4. Porphyroide

Das Hauptvorkommen von Porphyroiden in den westlichen Karnischen Alpen ist unter der Bezeichnung Comelico-Porphyroid bekannt. Dieses Vorkommen liegt westlich außerhalb des bearbeiteten Gebietes. Untersuchungen liegen von HEINISCH (1981) und SASSI et al. (1979) vor.

Die Porphyroide im Bereich der Weißsteinspitz sind vom eigentlichen Comelico-Porphyroid getrennt (Verbreitung siehe beiliegende Farbkarte). Röntgenfluoreszenzanalysen von zehn Proben dieses Vorkommens zeigen eine geringe Streubreite und eine hohe Übereinstimmung mit den Daten für den Comelico-Porphyroid von HEINISCH (1981) und SASSI et al. (1979), so daß ein genetischer Zusammenhang anzunehmen ist. Nach den Analysen handelt es sich um subalkalische high-K-Rhyodazite bis Rhyolithe. Am wahrscheinlichsten ist die Förderung im Zusammenhang mit Subduktions- oder Kollisionsprozessen. Eine Ableitung aus

SÜDLICHER FAZIESKOMPLEX



Stratigraphie und Fazies des Paläozoikums im Ostteil der westlichen Karnischen Alpen.

den Metabasalten durch Kristallisationsdifferentiation ist nicht möglich.

3.5. Metamorphose

Im Gegensatz zum Ost- und Zentralteil sind die paläozoischen Serien im Westteil der Karnischen Alpen metamorph überprägt. Aufgrund der Dünnschliffuntersuchungen kann der Temperaturbereich nur grob eingegrenzt werden, da fazieskritische Minerale weitgehend fehlen. Eine Abschätzung mit einer oberen Stabilitätsgrenze für Stilpnomelan bei Anwesenheit von Muskowit (WINKLER, 1979) und der Quarzrekristallisationstemperatur liefert einen Temperaturbereich von 300–450°. Anhand von Gefügemerkmalen ist ein leicht von N(NE) nach S(SW) zunehmender Metamorphosegrad innerhalb des Arbeitsgebietes festzustellen.

3.6. Tektonik

Begleitend zu den Kartierarbeiten erfolgte eine tektonische Aufnahme des Gebietes. Dabei konnten mindestens vier Deformationsphasen unterschieden werden, deren genaue Einordnung nur in größerem Rahmen zu klären ist. Es soll daher hier lediglich der Gebirgsbau des Untersuchungsgebietes anhand eines Profils erläutert werden (Abb. 4). Zur Orientierung kann die beiliegende Farbkarte herangezogen werden.

Im Bereich des Gamskofels grenzt die Fleonsformation entlang einer mehrfach aufgegliederten Störungszone an den nördlichen Fazieskomplex, der hier mit devonischen Flaserkalken und Kalkphylliten abschließt. Die Fleonsformation ist von dieser Störungszone bis an das Öfner Joch isoklinal verfaltet. Die Muldenbereiche sind ausgequetscht und werden von jüngeren Bruchstörungen durchzogen. Das Val Fleons wird von intensiv verfalteten Phylliten und Quarzphylliten eingenommen. Am Nordfuß des Monte Avanza quert das Profil eine intensive Schuppungszone, die sich an der gesamten nördlichen Basis des Kalkzuges von Monte Avanza, Monte Chiadenis, Monte Peralba, Weißsteinspitz bis zur Torkarspitz entlangzieht. In die Schuppung einbezogen sind dunkle Plattenkalke, Flaserkalke, Porphyroide, Schwarzschiefer mit Lyditen und Phyllite. Es kommt bei den Kalken häufig zu mehrfacher Schichtwiederholung. Südlich der hellen Massenkalke, die den schroffen Aufbau des Monte Avanza bilden, setzen erneut Phyllite mit eingelagerten Quarziten ein, die petrographisch den Gesteinen im Val Fleons sehr ähnlich sind. Im Bereich der Casa Vecchia greifen dann diskordant die postvariszischen Grödener Schichten über.

4. Sedimentologie

4.1. Methodik

Trotz der teilweise intensiven Deformation und Schieferung sowie der metamorphen Überprägung sind bereichsweise gut erhaltene Sedimentstrukturen und Sequenzen innerhalb der Fleonsformation zu beobachten. Soweit es die Geländeverhältnisse zuließen, wurden Profile aufgenommen und verschiedene Faziestypen auskartiert. Die Abbildungen 5 und 6 geben die erstellte Karte und zwei Profilschnitte wieder. Die ver-





Abb. 5. Fazieskarte der Fleonsformation für den Bereich Raudenspitz/Monte Fleons und Edigon. Eingetragen ist die Lage der Profilschnitte von Abb. 6.



Abb. 7. Der Kammabschnitt Raudenspitz/Monte Fleons – Edigon mit Blick von Süden. Die Ansicht entspricht weitgehend dem Profilschnitt C-D in Abb. 6.

breitetsten Faziestypen sind auch in der beiliegenden Farbkarte angegeben.

Die unterschiedenen Faziestypen sollen anhand eines lithostratigraphischen Profils erläutert werden, das vom Gipfel der Raudenspitz dem Kamm nach Westen folgt und eine 350 m mächtige Abfolge der Fleonsformation erfaßt (Abb. 8). Die Abfolge ist steil gestellt, aber aufrecht lagernd. Es treten keine größeren tektonischen Komplikationen auf.

4.2. Lithostratigraphisches Profil Raudenspitz (Monte Fleons)

Das Profil setzt mit seiner Basis im Gipfelbereich der Raudenspitz ein. Die Profilfortsetzung ins Liegende konnte infolge schwieriger Aufnahmeverhältnisse (ausgesetzter Grat!) und tektonischer Komplikationen (isoklinale Faltenstruktur der Raudenspitz) nicht detailliert durchgeführt werden. Generell ist in diese Richtung eine Verfeinerung des Detritus festzustellen. Charakte-



ristisch sind feinlaminierte Silt- und Tonsteine mit gradierten Lagen (Taf. 1, Fig. 4; Taf. 2, Fig. 1).

Der Gipfel der Raudenspitz wird von massigen Grauwacken aufgebaut, die fast durchweg eine trogförmige Schrägschichtung aufweisen (Taf. 1, Fig. 2). Gelegentlich sind Channel-Füllungen mit einer Fining-upward-Sequenz ausgebildet. Siltig-tonige Zwischenlagen sind jedoch selten.

In der Profilfortsetzung nach Westen kommt es zu einer Abnahme der Bankmächtigkeiten in der Grauwakkenserie. Danach setzt die Quarzitische Serie ein, in die am Beginn noch einige Grauwackenbänke eingeschaltet sind. Über 140 m Profillänge dominiert eine Wechselfolge von Quarziten, Siltiten und Tonschiefern. Eingelagert sind kleinere Coarsening-upward-Zyklen. Die Quarzite sind oft gebankt und zeigen gelegentlich eine planare Schrägschichtung. Im Übergang zu feinklastischerem Material bildet sich eine Flaser- bis Linsenschichtung aus, in der Rippelstrukturen zu erkennen sind. Neben Strömungsrippeln (Abb. 9) ist ein Teil dieser Rippeln eindeutig als Wellenrippeln anzusprechen (Abb. 10).

Im Bereich des westlichen Vorgipfels der Raudenspitz treten zunehmend massige Rinnenfüllungen auf (Taf. 1, Fig. 1), über denen dann erneut die Schüttung von Grauwacken einsetzt. Bei leicht gestörtem Kontakt folgt im Hangenden wiederum die Quarzitische Serie.

4.3. Interpretation des Profils

Das Profil der Abb. 8 läßt erkennen, daß die Sedimentation einem übergeordneten Coarsening-upward-Zyklus unterliegt. Sedimentstrukturen, Schichtungssequenzen und die Petrographie lassen folgende Charakterisierungen des Ablagerungsmilieus zu:

Die Quarzitische Serie zeigt litorale Ablagerungsbedingungen an. Ein eindeutiger Indikator sind die beobachteten Wellenrippeln. Bankung, planare Schrägschichtung und Rippelschrägschichtung zusammen mit Coarsening-upward-Zyklen weisen auf den Faziesraum von Barrensanden hin, der an wellendominierte Küsten gebunden ist (SELLEY, 1978). Ein wichtiger Hinweis auf dieses Ablagerungsmilieu ist auch der hohe Reifegrad der Sande, der eine Folge der intensiven Umlagerungsprozesse ist (HOUSEKNECHT, 1980). Feinklastische Profilabschnitte mit Linsen- und Flaserschichtung dürften intertidal beeinflußte Bereiche zwischen vorgelagerten Barren und der eigentlichen Küste repräsentieren.

Die Grauwackenserie ist anhand der massigen Schrägschichtungssequenzen und des Coarsening-upward einem deltaisch-fluviatilen Milieu zuzuschreiben. Die monotone Schrägschichtungssequenz ist kennzeichnend für geschlossene, lobate Schüttungskörper mit hoher Reliefenergie, sogenannten Fandeltas. Charakteristisch ist wie im vorliegenden Fall die Schüttung eines unreifen, teilweise groben Detritus. Einen Übergangstypus zur litoralen Fazies repräsentiert die Wechsellagerung quarzitischer Siltite und Grauwacken im Bereich des Edigongipfels (Abb. 5 und 6).

Die in die Grauwackenserie eingelagerte feinturbiditische Fazies repräsentiert distale Verhältnisse. Die turbiditischen Lagen zeigen kleinräumige Suspensionsströme an, wie sie durch eine Übersteilung des Deltaabhangs bei einem raschen Vorbau ausgelöst werden (SELLEY, 1978). Es handelt sich danach um eine Prodeltafazies.

Für die Fleonsformation ergibt sich somit ein deltaisch-litorales Sedimentationsmodell. Das Profil spiegelt dabei die Interaktion deltaischer und litoraler Prozesse wieder. Ausgehend vom Schönjöchl über die Raudenspitz bis zum westlichen Vorgipfel ist eine Deltaprogradation zu verfolgen, die von einer feinturbiditischen Prodeltafazies bis zu einem immer gröber und massiger werdenden, fluviatilen Schüttungskörper reicht. Das Einsetzen der litoralen Fazies der Quarzitischen Serie westlich des Gipfels kündet das Auflassen des Deltaarmes und eine marine Aufarbeitung der Deltaplattform an. Am westlichen Vorgipfel zeigen grobe Grauwackenlagen einen erneuten kurzen Vorstoß eines Deltaarmes an, der bald wieder der Aufarbeitung unterlag.

Die Wechselwirkung fluviatiler und mariner Prozesse kann auch an den gemessenen Schüttungsrichtungen abgelesen werden (Abb. 8). Rippeln in der Quarzitischen Serie und Schrägschichtungströge in der Grauwackenserie zeigen eine genau entgegengesetzte Strömungsrichtung an. Das Hinterland deutet sich da-



Strömungsrippeln auf der Schichtoberfläche



nach im NNE an, bezogen auf die heutige Lage der Fleonsformation.

Fandeltas sind nach MIALL (1984) und PETTIJOHN et al. (1987) typisch für Gebiete mit Horst- und Grabenstrukturen, Riftsystemen und herausgehobenen Küstenabschnitten aktiver Kontinentränder sowie Inselbögen und haben damit auch eine paläotektonische Signifikanz.

5. Petrographie der Fleonsformation

5.1. Methodik

Zur petrographischen Bearbeitung der Fleonsformation wurden zahlreiche Dünnschliffe angefertigt. Die Auswertung unter dem Mikroskop erfolgte vor allem unter dem Aspekt der Herkunft der detritischen Komponenten.

5.2. Detritischer Mineralbestand

5.2.1. Quarz

Quarz ist der häufigste detritische Mineralkorntyp auch der Grauwackenserie. Seine Korngrößenverteilung deckt gemäß dem unreifen Charakter der Grauwacken ein breites Spektrum ab (bis 3 mm). Die Kornumrisse sind bevorzugt unregelmäßig kantig, was auf ein Zerbrechen oder Anschlagen der Körner während des Transports hindeutet. Mit zunehmendem Quarzgehalt nimmt auch der Rundungsgrad zu. Nicht selten treten zwischen überwiegend kantigen auch gut gerundete Formen auf, die vermutlich aus aufgearbeiteten Intraklasten reiferer Sande stammen.

Besonders in den quarzfeldspatreichen Grauwacken (vgl. Kap. 5.6.1.) fallen große, idio- bis hypidiomorphe Quarze mit Korrosionsbuchten auf (Taf. 5, Fig. 2). In Schliffen mit stärker durchbewegtem Gefüge und verstärkter Rekristallisation sind die ursprünglichen Kornumrisse teilweise durch Anwachssäume und Rekristallisate unkenntlich gemacht. Die Undulosität ist unterAbb. 10.

Wellenrippeln aus der Quarzitischen Serie der Fleonsformation. Lokalität: 200 m westlich des Gipfels der Raudenspitz/Monte Fleons.

schiedlich ausgeprägt. Auffallend ist, daß oft große Quarzindividuen keine oder nur schwache Undulosität aufweisen. Böhmsche Streifung und Tuttle-Lamellen sind an allen Quarzen häufig zu beobachten. Gelegentlich treten Mineraleinschlüsse von Biotit, idiomorphem Zirkon, nadeligem Rutil und Apatit auf.

Herkunftsindikatoren

Quarze können anhand ihrer Undulosität, Mineraleinschlüsse, Kornumrisse und Polykristallinität Hinweise auf das Ursprungsgestein geben. Eine quantitative Analyse, wie sie z.B. BASU (1975) vorschlägt, scheitert bei metamorph überprägten Klastika an den Unwägbarkeiten sekundärer Veränderungen. So konnte häufig eine an Korn-zu-Korn-Kontakte gebundene Undulosität oder verstärkte Subkornbildung entlang von Schieferungsbahnen und Klüften festgestellt werden. Davon unabhängige Unterschiede der Undulosität und Polykristallinität benachbarter Quarzkörner sind jedoch als Hinweis auf den unterschiedlichen Ursprung der Quarze zu werten.

Polykristalline Quarzaggregate mit bimodaler Korngrößenverteilung und kristallographischer Orientierung deuten auf eine Quelle niedriggradiger Metasedimente im Einzugsgebiet der Fleonsgrauwacken hin (Taf. 5, Fig. 6). Unter den monokristallinen Quarztypen sind vulkanische Quarze am besten zu unterscheiden. Sie zeichnen sich durch idio- bis hypidiomorphe Umrisse, fehlende Undulosität, das klare Erscheinungsbild und häufig durch Korrosionsbuchten aus. Allerdings erwiesen sich manche der durch den idiomorphen Umriß als vulkanisch einzustufenden Quarze als sekundär stark undulös und durch Tuttle-Lamellen getrübt. Im Gegensatz zu vulkanischen Quarzen besitzen Quarze metamorpher oder plutonischer Abkunft häufig Mineraleinschlüsse. Diese Quarzgruppe der Fleonsformation kann daher einer plutonischen oder metamorphen Quelle zugeordnet werden.

5.2.2. Feldspäte

Alkalifeldspäte liegen meist als Fleckenperthite vor (Tafel 3, Fig. 6). Seltener sind spindelförmige Entmischungsstrukturen oder eine vollständige Umkristallisation in Schachbrettalbit. Gelegentlich ist eine reliktische Verzwillingung nach dem Karlsbader Gesetz zu beobachten. Tritt diese zusammen mit einer dünntafeligen Tracht auf, dürfte es sich um ehemaligen Sanidin handeln (Taf. 3, Fig. 4). Mikroklin konnte in mehreren Schliffen nachgewiesen werden (Taf. 3, Fig. 7). Alle untersuchten, meist polysynthetisch verzwillingten Plagioklase erwiesen sich als Albite (vgl. Kap. 8.3). Es liegt damit eine vollständige Albitisierung der Plagioklase vor. An Einschlüssen finden sich Quarz, Zirkon und regellos durchsetzender, stengeliger Apatit.

Herkunftsindikatoren

Hinweise auf den Ursprung der Feldspäte können deren Zusammensetzung, Zonierung und Verzwillingung geben. Infolge der hohen Anfälligkeit der Feldspäte gegen Umwandlungen sind diese Parameter jedoch häufig nicht anwendbar (vgl. Kap. 8.3.).

Eine Zonierung von Feldspäten der Grauwackenserie ist gelegentlich in Alterierungsunterschieden angedeutet, läßt jedoch keine nähere Aussage zu. Mit Hilfe der Verzwillingung konnten Mikroklin und Sanidin identifiziert werden. Mikroklin ist ein eindeutiger Indikator für saure Plutonite, sofern seine detritische Natur außer Frage steht (ZIMMERLE, 1976). Mikroklin kann auch durch Rekristallisation ehemaligen Sanidins oder authigen gebildet werden (TRÖGER, 1967). Im vorliegenden Fall sprechen jedoch Abrundung, Korngröße und Gefügebeziehung für klastischen Mikroklin. Die häufig zu beobachtende polysynthetische Albitverzwilligung ist ohne Aussagekraft (HELMOLD, 1985).

Idiomorphie zeigt auch bei Feldspäten eine vulkanische Quelle an (BLATT, 1967). Im Gegensatz zu vulkanischen Quarzen ist Idiomorphie jedoch infolge der geringeren mechanischen Stabilität bei Feldspäten seltener zu beobachten. Ein weiterer Hinweis auf eine vulkanische Quelle sind die an einigen Feldspäten auftretenden primären Resorptionserscheinungen (Taf. 3, Fig. 3). Mineraleinschlüsse sind im wesentlichen auf Feldspäte einer granitoiden oder metamorphen Quelle beschränkt.

5.2.3. Schichtsilikate

Muskowit ist fast immer in bis zu 1 mm langen Plättchen vertreten und oft schon makroskopisch auf den Schichtflächen erkennbar. In feinklastischen Lagen ist er besonders häufig. Unter dem Mikroskop erscheint Muskowit stets frisch, gelegentlich jedoch zerbrochen, gebogen oder aufgeblättert. Biotit ist seltener und zeigt randliche Umwandlung in Chlorit. Bei stärkerer oder vollständiger Zersetzung bilden die Umwandlungsprodukte faserig-büschelige Aggregate mit grün-braunem Pleochroismus.

Herkunftsindikatoren

Muskowit wird primär nur in Granitoiden, Pegmatiten und Metamorphiten gebildet, nicht jedoch in Vulkaniten (PICHLER & SCHMITT-RIEGRAF, 1987). In Granitoiden überwiegt meist Biotit (FÜCHTBAUER, 1988). Ist Muskowit verstärkt vertreten wie im vorliegenden Fall, kann auf eine metamorphe Quelle geschlossen werden (BLATT et al., 1980).

5.2.4. Schwerminerale

Neben den typischen nichtopaken Schwermineralen klastischer Sedimente wie Zirkon, Rutil, Turmalin und Apatit, konnte Pyroxen und Granat gefunden werden.

Pyroxen ist in einigen Grauwackenschliffen zusammen mit basischem Vulkandetritus vertreten (Taf. 3, Fig. 1 und Fig. 2). In einer Probe erreicht er einen Anteil von 6 % am detritischen Modalbestand. Die Pyroxene sind meist kantig zerbrochen, selten etwas angerundet. Einzelne Pyroxene erreichen bis über 1 mm. Stets ist eine mehr oder weniger stark fortgeschrittene Uralitisierung und Chloritisierung, seltener eine Epidotisierung zu beobachten.

Granat konnte nur in zwei Schliffen festgestellt werden. In einem Schliff aus den quarzfeldspatreichen Grauwacken tritt er in Schwermineralbändern zusammen mit Zirkon, Rutil, Turmalin, Apatit und opaken Erzkörnern auf. Die Granate befinden sich überwiegend in fortgeschrittenem Zersetzungsstadium unter Bildung von Serizit und Fe-betontem Chlorit.

Die ultrastabilen Schwerminerale Zirkon, Turmalin und Rutil sind besonders in den stärker aufgearbeiteten Subgrauwacken und Quarziten angereichert. Zirkon läßt gelegentlich noch eine prismatische Tracht mit angerundeten Enden erkennen. Turmalin ist meist gut gerundet und besitzt überwiegend olivgrünen Pleochroismus. Große, idiomorphe Apatite treten zusammen mit hohen Anteilen saurer Vulkanitfragmente auf. In einigen Schliffen fallen abgerundete Epidotkörner auf, die damit wahrscheinlich detritischer Natur sind. In einer Probe waren einzelne Körner von Chromit zu identifizieren. Unter den opaken Erzen ist der hohe Anteil an Titanomagnetit bemerkenswert.

Herkunftsindikatoren

Schwerminerale sind infolge großer Diversität und charakteristischer Paragenesen wertvolle Indikatoren des Liefergebietes. Probleme ergeben sich jedoch durch unterschiedliche Lösungsanfälligkeiten während der Diagenese und Metamorphose (MORTON, 1985a und 1985b). Zugleich muß bei ultrastabilen Schwermineralen immer eine multizyklische Vergangenheit in Betracht gezogen werden.

Einige Autoren versuchen die pleochroitische Eigenfarbe von Turmalin in Bezug zum Ursprungsgestein zu setzen (BLATT et al., 1980). Braungrüner Pleochroismus spricht danach für eine granitoide Quelle. Blaue Farben, wie sie in seltenen Fällen beobachtet werden konnten, besitzen Turmaline aus Pegmatiten.

Hauptquelle für Rutil sind nach FORCE (1980) hochgradig-regionalmetamorphe Serien. Magmatische Gesteine (einschließlich Granite) liefern nur geringe Mengen an Rutil. Apatit entstammt vor allem sauren Magmatiten. Chromit ist fast ausschließlich auf ultramafische Gesteine beschränkt (BLATT et al., 1980). Damit ist die Existenz von Ultramafitkörpern im Liefergebiet der Fleonsformation sehr wahrscheinlich. Die große Häufigkeit von Titanomagnetit in der Grauwackenserie steht im Zusammenhang mit der Aufarbeitung basischer Vulkanite. Die Herkunft der Granate und Pyroxene wird mit Hilfe von Mikrosondenanalysen in Kap. 8. diskutiert.

5.3. Gesteinsfragmente

Gesteinsfragmente sind direkte Belege der Lithologie des Liefergebietes. Angesichts ihres hohen Anteils in der Grauwackenserie sind sie entsprechend wichtig für die Rekonstruktion des Liefergebietes der Fleonsformation.

5.3.1. Vulkanische Komponenten

Die Unterscheidung basischer, intermediärer und saurer Vulkanitfragmente allein aufgrund der petrographischen Eigenschaften kann nur unter Vorbehalt durchgeführt werden, da überwiegend ein sekundärer Mineralbestand vorliegt, ehemals glasige Grundmasse rekristallisiert ist und unter Vulkaniten zahlreiche texturelle Konvergenzen auftreten (ZIMMERLE, 1976). Mikrokristalline vulkanische Komponenten, die ursprünglich aus Glas oder kryptokristalliner Grundmasse bestanden und denen Einsprenglinge fehlen, sind nur schwer in dieses Schema einzuordnen. Sie werden von DICKINSON (1970) als vitrische Gruppe abgetrennt. Derartige Komponenten sind oft kaum von feinkristallinen sedimentären Komponenten wie Chert und Silt-Ton-Klasten zu unterscheiden.

Basische Vulkanite

Die basischen Vulkanitkomponenten in der Grauwakkenserie bilden ein breites Spektrum von Texturen (vgl. Taf. 4). Ein typisch ausgebildetes Intersertalgefüge mit verwachsenen Plagioklasleisten und Zwickelfüllungen von Chlorit und/oder Epidot und etwas Titanomagnetit ist nur untergeordnet vertreten. Häufiger sind feinkörnige Komponenten mit nadeligen, mehr oder weniger eingeregelten Plagioklasen, die nur andeutungsweise eine intersertale Anordnung zeigen. Gelegentlich führen sie Pyroxeneinsprenglinge oder Pyroxenpseudomorphosen. In einigen Schliffen finden sich Bruchstücke von Blasenlaven (Taf. 4, Fig. 5). Abgetragen wurden damit vorwiegend rasch abgekühlte Laven und nur in geringem Umfang Subvulkanite (vgl. Kap. 8.2.4.).

Intermediäre Vulkanite

Zu unterscheiden sind Komponenten mit engen Feldspatverwachsungen und Komponenten mit intersertal bis pilotaxitisch-trachytischem Gefüge. Erstere bestehen zu über 90 % aus stengelig-strahlig verwachsenen Feldspäten (Taf. 5, Fig. 1).

Die zweite Gruppe bildet texturell und im Hinblick auf den Mineralbestand Übergangsglieder zwischen basaltischen und trachytischen Komponenten (Mugearite, Hawaiite). Ein Indikator für intermediäre Zusammensetzung ist ein gegenüber basischen Komponenten deutlich zurücktretender Chlorit-, Epidot- und Erzgehalt (Taf. 4, Fig. 3). Es sind zahlreiche Übergänge zwischen intersertalem, pilotaxitischem und trachytischem Gefüge zu beobachten, die auf unterschiedliche Abkühlungsgeschwindigkeiten zurückzuführen sind. Sichere Andesitkomponenten konnten nicht gefunden werden.

Saure Vulkanite

Gut erhaltene Rhyolithfragmente sind in den Schliffen vom Gipfel der Raudenspitz zu beobachten (Taf. 5, Fig. 3). Die Grundmasse wird von einem mikrogranularen Mosaik aus Feldspat und Quarz aufgebaut, das von wirrstrahligen Serizit-Chlorit-Schüppchen durchsetzt ist. An idiomorphen Einsprenglingen finden sich Kalifeldspäte, Plagioklase und Quarze, akzessorisch Zirkon, Apatit und chloritisierter Biotit. Zahlreiche saure Vulkanitkomponenten sind als Lapilli anzusprechen. Im Schliff erscheinen sie als relativ gleichkörnige, durchschnittlich 1 mm große Linsen.

Sonstige Komponenten vulkanischer Herkunft

Makroskopisch besonders auffallende Komponenten der Grauwacken sind blutrote Jaspisfragmente. Unter dem Mikroskop zeigt sich ein ungleichkörniges Quarzmosaik, das von wölkchenförmig verteiltem Hämatit durchsetzt ist. Stets sind etwas Kalzit und kleine Epidotkörnchen beteiligt. Derartige Aggregate entstehen als Zwickelfüllungen von Pillow-Laven. Eine Abart der Jaspisfragmente sind Aggregate mit faserigem Chalcedon, die von feinen Hämatithäutchen durchzogen sind (Taf. 4, Fig. 5).

5.3.2. Sedimentäre Komponenten

Klastika

Pelitisch-siltige Komponenten sind stets vertreten und erreichen in grobklastischen Lagen Größen bis über 10 cm. Sie werden vorwiegend aus feinschuppigem Serizit aufgebaut mit einer Beteiligung von etwas Chlorit, Erzkörnchen und in der Siltfraktion von detritischem Quarz. Größere Komponenten können noch sedimentäre Internstrukturen zeigen. Häufiger sind sie jedoch stark ausgelängt und nicht mehr scharf von der Matrix zu trennen.

Unter den psammitischen Komponenten können Sandsteine mit einer Serizit-Chlorit-Matrix, Quarzite (kieselig gebunden) (Taf. 3, Fig. 5) und Subgrauwacken (Taf. 5, Fig. 5) unterschieden werden. Zahlreiche Komponenten sind als intraformationelle Umlagerungsprodukte anzusehen, wie sich an der Größe der Klasten und ihrer oft lagenförmigen Häufung zeigt (Rip-up clasts, vgl. ZUFFA, 1985). Sicher extraformationell sind jedoch Quarzite und zumindest ein Teil der Grauwackenkomponenten, da ohne deren vorige Verfestigung ein Zusammenhalt während des Transports nicht denkbar ist.

Lydite

Lydite sind gering verbreitet, fallen aber besonders in den hellen, quarzfeldspatreichen Grauwacken infolge ihrer grauschwarzen Farbe auf. Unter dem Mikroskop erkennt man ein feinkristallines, engverzahntes Quarzmosaik, das von dunklem Pigment schlierig durchzogen wird. Charakteristisch sind mit Quarz verheilte Mikrorisse und pigmentlose rundliche Quarzfüllungen, die vermutlich umkristallisierte Radiolarienreste repräsentieren.

Chert

Das Quarzmosaik von Chert ist im Vergleich zu Lyditen etwas gröber entwickelt. Eine Pigmentierung oder eine Verunreinigung in Form von Chlorit- und Serizitschüppchen fehlt. Typisch ist dagegen eine Durchsetzung mit idiomorphen Kalzit- und Dolomitkriställchen.

5.3.3. Metamorphe Komponenten

Die Abtrennung metamorpher Komponenten in Metaklastiten ist im allgemeinen nicht sicher durchzuführen (vgl. DICKINSON, 1985). In der Fleonsformation konnten nur die unter Kap. 5.2.1. angeführten Quarzaggregate eindeutig einer metamorphen Quelle zugewiesen werden (Taf. 5, Fig. 6). Ursache des Fehlens ist häufig auch die mechanische Anfälligkeit phyllosilikatreicher Metasedimente während des Transports, die zu einer raschen Auflösung in Glimmer und Quarze führt (CAME-RON & BLATT, 1971).

Nicht nachgewiesen werden konnten plutonische und karbonatische Gesteinsfragmente. Das Fehlen plutonischer Fragmente hat seine Ursache ebenfalls häufig im Verwitterungs- und Transportverhalten oder ist einfache eine Funktion der Korngröße.

Tabelle 1.

Zusammenstellung de	Herkunttindikato	ren fur die detriti	schen Komponen	iten der Fleonsforn	hation.		
Detritische Komponenten Liefergebiet	Quarz	Feldspat	Schichtsilikate	Schwerminerale	Gesteinsbruchstücke		
Basische Vulkanite	-	leistenförmiger Habitus		Titanomagnetite Pyroxene	intersertales bis porphy- risches Gefüge. Vorwiegend feinkristallin - rasche Abkühlung. Zwickelfüllun- gen von Pillowlaven zeigen Abtrag auch sub- mariner Laven an.		
Saure Vulkanite	idio- hypidio- morph; gerade Auslö-	idio- hypidio- morph; Resorbtions-	Biotit (tlw. Einspreng- ling in sauren	große, idiomorph. Apatite; langprismatische	Nach Textur und Mineral- bestand handelt es sich um Glieder der Alkali- reihe		
	keine Mineral- einschlüsse; Korrosions- buchten	Sanidintracht; gefüllte Feld- späte (Zonie- rung)	Vulkanitkomp.)	Granate	Porphyrisches Gefüge, mikrogranulare Grundmasse Komponenten häufig in Form von Lapilli. Dazitisch-rhyolithisch		
Granitoide	nadelige Rutileinschlüsse		Biotit, Muskowit	Turmalin mit oliv grünem Pleochrois Blauer Pl. deutet auf Pegmatite hin			
	Einschlüsse von Zirkon - Felder -	Einschlüsse von:		Zirkon			
Metamorphite	Apatit, Biotit	Quarz, Erron,	Überwiegen von Muskowit deutet metamorphe Quelle an	Rutil Epidot Granat	Polykristalline Quarz- aggregate mit bimodaler Korngrößenverteilung und Kornorientierung		
Sedimente	tlw. multizyklisch	kaum multizyklisch	tlw. multizyklisch	tlw. multizyklisch	Silt-Ton-Klasten (Intra- klasten jedoch nicht ab- trennbar) Feinsandsteine Quarzite Subgrauwacken Lydite, Chert		
Ultramafite		<u> </u>		Chromit			

Tab. 1 gibt eine Zusammenstellung der detritischen Komponenten der Fleonsformation und deren Aussage über das ehemalige Liefergebiet.

5.4. Matrix

Der primäre Matrixanteil (Ortho- und Epimatrix, DIK-KINSON, 1970) der Fleonsgrauwacken ist in mittel- bis grobkörnigen Proben meist unter 10 % und nur durch feine Chlorit- und Serizitsäume angedeutet, die sich um die detritischen Komponenten legen. In Abhängigkeit von Kompaktion und Schieferung sind jedoch alle Übergänge zu einer Pseudomatrix zu beobachten, die aus der Deformation und Auflösung inkompetenter, detritischer Komponenten hervorgeht (DICKINSON, 1970). Infolge des hohen lithischen Anteils der Grauwacken kann sie bis über 50 % erreichen.

Kennzeichen der Pseudomatrix ist ihre Heterogenität, welche die unterschiedliche Zusammensetzung der deformierten Komponenten wiederspiegelt. Trotz starker Auslängung und fließender Übergänge ist eine Ansprache und quantitative Abschätzung der Komponenten noch in ausreichendem Umfang durchführbar (vgl. Kap. 6.).

Feinkörnige Grauwacken weisen einen zunehmenden Anteil einer homogenen, serizitisch-chloritischen Orthomatrix auf, die ein Produkt detritischer Tonminerale darstellt.

5.5. Mineralneubildungen und Kluftminerale

Umwandlungsprodukte der detritischen Komponenten wurden bereits erläutert. Als Kluftminerale treten Quarz, Chlorit und Kalzit auf. Junge Bruchrisse werden bevorzugt von Kalzit und Limonit gefüllt. Kataklastische Mineralrisse sind durch rekristallisierten Quarz oder Kalzit verheilt. Seltener tritt Kalzit in Form diffuser Nester auf, die meist Umsetzungsprodukte darstellen. Im Druckschatten kompetenter detritischer Komponenten sind Quarzsammelkristallisate zu beobachten, die von streng geregelten Chlorit- und Serizitblättchen durchzogen werden. In geringer Menge ist Stilpnomelan in spießig-stengeligen Aggregaten vertreten. Diese sind vor allem an basische Vulkanitkomponenten und Jaspisfragmente gebunden.

5.6. Petrographische Einteilung der Fleonsformation

Unterschiede im detritischen Modalbestand und in der Korngröße erlauben folgende petrographische Einteilung der Fleonsformation:

- a) Grauwacken und konglomeratische Grau
 - wacken (Grauwackenserie)
 - quarzfeldspatreich (QFr-Grauwacken)
 - quarzfeldspatarm (QFa-Grauwacken)

QUARZFELDSPATREICHE GRAUWACKEN







- b) Quarzite (Quarzitische Serie)
- c) Siltite (quarzitische Schiefer) und Tonschiefer (innerhalb der Grauwackenserie und Quarzitischen Serie)

Diese Gruppen werden im folgenden kurz charakterisiert.

5.6.1. Grauwacken und konglomeratische Grauwacken

Auf der Grundlage des Modalbestandes ist eine Unterscheidung in zwei Grauwackentypen möglich. Zur genaueren Charakterisierung wurden in Abb. 11 die im nächsten Abschnitt erläuterten Auszählergebnisse herangezogen. Danach zeichnen sich die Gruppen vor allem durch unterschiedliche Quarz- und Feldspatgehalte aus. Ursache ist hauptsächlich die unterschiedliche Beteiligung von saurem und basischem Vulkanitdetritus.

Für die Gruppen werden in dieser Arbeit die petrogenetisch neutralen Bezeichnungen "quarzfeldspatreiche Grauwacken" (QFr-Grauwacken) und "quarzfeldspatarme Grauwacken" (QFa-Grauwacken) verwendet. Die QFr-Grauwacken führen vorwiegend sauren, die QFa-Grauwacken vorwiegend basischen Vulkanitdetritus.

Neben dem höheren Quarz-Feldspat-Gehalt zeichnen sich die QFr-Grauwacken gegenüber den QFa-Grauwacken durch einen niedrigeren Anteil von lithischen Komponenten, polykristallinem Quarz, opaken Erzkörnern, Turmalin und Rutil aus (Tab. 2). Pyroxene und rote Jaspisfragmente fehlen. Charakteristisch sind dagegen große idiomorphe Quarze mit Korrosionsbuchten, saure Vulkanitfragmente und mehr oder weniger chloritisierte Biotite.

Die Unterscheidung beider Grauwackengruppen wird am deutlichsten, wenn man die Vulkanitfragmente in saure, intermediäre und basische Typen aufgliedert (Abb. 12). Auffallend ist in beiden Fällen der geringe Anteil intermediärer Vulkanitfragmente. Der Bestand an vulkanischen Klasten deutet danach auf eine bimodale Vulkanitassoziation im Liefergebiet hin.

Die Unterteilung in zwei verschiedene Grauwackengruppen nach dem Modalbestand ist auch makroskopisch im Gelände nachvollziehbar. Die QFr-Grauwakken sind zudem hell- bis olivgrün, die QFa-Grauwacken dunkelgrün bis grünblau, teilweise dunkelviolett gefärbt.



Das Korngrößenspektrum beider Grauwackengruppen reicht bis in den psephitischen Bereich (Taf. 1, Fig. 5). Derartige Vorkommen stehen östlich des Schönjöchls, am Vorgipfel der Raudenspitz und an deren nordwestlichem Wandfuß an (vgl. Abb. 5).

5.6.2. Quarzite

Unter dem Begriff Quarzite werden hier die quarzreichen Aufarbeitungsprodukte der Grauwacken zusammengefaßt. Petrographisch besteht ein fließender Übergang von Grauwacken über lithische Sandsteine, sublithische Sandsteine bis zu Quarzareniten, der die faziellen Zusammenhänge der Quarzitischen Serie und der Grauwackenserie belegt.

In den Übergangsgliedern sind noch typische Gesteinsfragmente der Grauwackenserie wie saure und basische Vulkanite und Sedimentklasten zu beobachten. In den am stärksten aufgearbeiteten Proben sind dagegen nur noch wenige, aphanitische Gesteinsbruchstücke enthalten, die keine Zuordnung mehr erlauben. Der modale Quarzgehalt erreicht bis über 95 % (Quarzarenite). Zirkon, Turmalin, Rutil und Apatit sind überdurchschnittlich häufig und teilweise in Bändern angereichert. Die Kornumrisse sind meist deutlich gerundet, in den Quarzareniten jedoch eng mit der Matrix aus mikrogranularem Quarz und Chloritblättchen verzahnt. Gelegentlich sind die Mineralkörner lagen- oder bankweise von einem feinen Hämatitsaum umhüllt, der makroskopisch eine auffallende Violettfärbung oder violette Bänderung hervorruft.

5.6.3. Siltite (Quarzitische Schiefer) und Tonschiefer

Feinklastika sind besonders in der Quarzitischen Serie verbreitet und wechsellagern beziehungsweise verzahnen sich mit der gebankten Fazies (vgl. Kap. 4.2.). Innerhalb der Grauwackenserie bilden sie mit Ausnahme am Edigon nur geringmächtige Einschaltungen.

Der Mineralbestand wird von Quarz, Serizit und Chlorit dominiert. Die mit den QFr-Grauwacken verknüpften turbiditischen Feinklastika besitzen einen hohen Gehalt an Erzkörnchen. In einem Schliff konnten Pyroxenbruchstücke nachgewiesen werden. Akzessorien in allen Feinklastika sind (in abnehmender Häufigkeit) Apatit, Zirkon, Turmalin, Rutil und Epidot. Bereits im Handstück fallen klastische Muskowitschüppchen auf.

Die violetten Schiefer sind in unregelmäßiger, häufig von der Körnung abhängiger Intensität von Hämatit durchsetzt. Dadurch kann die Linsen- und Flaserschichtung noch betont werden. Als Quelle des Hämatiteintrags ist submarine, hydrothermale Tätigkeit denkbar, bei der zweiwertiges Eisen freigesetzt und im gut durchlüfteten, strandnahen Bereich unter Ausfällung unlöslicher Eisenoxide und -hydroxide oxidiert wird. Da die Hämatitführung lagenweise wechselt, ist eine sekundäre Durchsetzung unwahrscheinlich.

Tuffe oder Tuffite konnten trotz der Nähe des Vulkanismus unter den Feinklastika der Fleonsformation nicht gefunden werden. Offenbar kam es in dem hochenergetischen, flachmarinen Ablagerungsmilieu zur raschen Aufarbeitung der Pyroklastika und Vermischung mit siliziklastischem Material.

5.7. Visdende-Schichten

Die Fleonsformation wird als Faziesvarität der in den westlichen Karnischen Alpen weit verbreiteten Visdende-Schichten angesehen (SCHÖNLAUB, 1979, 1985; VAI & COCCOZZA, 1986). Zu Vergleichszwecken wurden daher auch einige Schliffe von Quarziten, quarzitischen Schiefern und einer Konglomeratlage aus den Visdende-Schichten angefertigt.

5.7.1. Quarzite und quarzitische Schiefer

In die Tonschieferfolgen südlich des Monte Avanza und in der Umgebung des Hochweißsteinhauses sind unregelmäßig Quarzite eingeschaltet. Sie sind meist dünnbankig bis laminiert und zeigen graduelle Übergänge über quarzitische Schiefer bis zu phyllitischen Tonschiefern. Sedimentstrukturen sind bis auf einzelne Sackungsmarken und Schrägschichtungen nicht erkennbar.

Der überwiegend aus Quarz bestehende Kornbestand erweist sich unter dem Mikroskop als schlecht sortiert, bei meist guter Rundung. Feldspäte sind bis auf wenige Individuen pro Schliff beschränkt. Lithische Komponenten sind teilweise etwas häufiger, jedoch infolge der Feinkörnigkeit schwer ansprechbar. In einem Schliff waren sedimentäre und vulkanische Komponenten nachweisbar.

Die wichtigsten Schwerminerale sind Zirkon, Apatit Turmalin und Rutil. Stets sind auch kleine, klastische Muskowitschüppchen, selten auch alterierte Biotite vertreten. 20–50 % der Schliffläche werden von einer mehr oder weniger rekristallisierten Grundmasse aus Quarz, Serizit und etwas Chlorit eingenommen.

Das Auftreten vulkanischer Komponenten und der relativ hohe Rundungs- und Reifegrad deuten auf eine fazielle Beziehung zu den litoralen Quarziten der Fleonsformation hin (vgl. Kap. 9).

5.7.2. Konglomerate

Rund 300 m westlich des Hochweißsteinhauses stehen zwischen tonig-siltigen Schiefern zwei Konglomeratbänke an. Es handelt sich um polymikte Orthokonglomerate mit bis zu 4 cm großen Komponenten.

Hauptkomponenten sind polykristalline Quarze und Chert, weiße oder grünliche Quarzite, schwarze Lydite und weißlich-gelb gefärbte vulkanische Komponenten. Letztere zeigen ein trachytisches Fluidalgefüge. Unter den Einzelmineralklasten finden sich bis zu 4 mm große, idio- bis hypidiomorphe vulkanische Quarze.

Die gute Rundung der detritischen Komponenten deutet auch hier auf eine fluviatile oder litorale Aufarbeitung hin. Die Art der Komponenten zeigt zahlreiche Parallelen zu Konglomeratlagen der Fleonsformation. Auffallend ist jedoch das Fehlen basischer Vulkanite.

6. Detritischer Modalbestand

6.1. Methodik

Die Quantifizierung des detritischen Modalbestandes mit Hilfe von Auszählverfahren (point-counting) erlaubt Vergleiche mit anderen klastischen Serien und läßt Rückschlüsse auf die paläotektonische Position zu (u.a. CROOK, 1974; DICKINSON, 1974; SCHWAB, 1975; DICKINSON & SUCZEK, 1979; VALLONI & MAYNARD, 1981; DICKINSON et al., 1983; DICKINSON, 1985).

Die Auszählung erfolgt in der Literatur nach keinem einheitlichen Verfahren. Verbreitet sind v.a. die "traditionelle Methode" (BASU, 1976; MACK & SUTTNER, 1977) und das Gazzi-Dickinson-Verfahren (GAZZI, 1966; DIK-KINSON, 1970). Beide Verfahren unterscheiden sich vor allem in der Behandlung lithischer Fragmente (vgl. ZUF-FA, 1985).

Wie INGERSOLL et al. (1984) zeigten, liefert die Gazzi-Dickinson-Methode bei der Entschlüsselung der Petrographie des Liefergebietes und damit der geotektonischen Position bessere Ergebnisse als die traditionelle Methode. Da dieses Ziel im Vordergrund der Untersuchungen stand, wurde das Gazzi-Dickinson-Verfahren auch für die Fleonsformation angewandt. Die Gazzi-Dickinson-Methode ließ zudem in zwei weiteren Punkten für die Fleonsformation Vorteile erwarten: durch die Minimierung von Korngrößeneffekten und durch den geringeren Zählfehler, wenn – wie häufig in den Grauwacken gegeben – schwer abgrenzbare, deformierte und umgewandelte lithische Fragmente vorliegen.

Für die Auszählung wurden Proben mit einer durchschnittlichen Korngröße der feinen bis mittleren Sandfraktion ausgewählt. Komponenten, die 0,63 mm überschritten, wurden beim Auszählen ignoriert. Neben den Hauptparametern Qp, Qm, F, Lv und Ls (DICKIN-SON, 1970) umfaßte die Zählung auch Schwerminerale, Pyroxene und Glimmer. Die vulkanischen Komponenten wurden mit den in Kap. 5.3.1. aufgeführten Kriterien bei der Zählung in sauer, intermediär und basisch getrennt, um deren schwankende Verteilung auch quantitativ zu erfassen.

Pro Schliff wurden 400 Punkte auf detritische Hauptparameter ausgezählt. Problematisch in der Auszählung waren Schliffe mit hohem Anteil inkompetenter Gesteinsfragmente, wie feinkörnige Sedimentklasten und feinkristalline basische Vulkanitkomponenten, da diese generell einen starken Deformationsgrad aufweisen. Infolge Plättung und fließender Übergänge war ein strikter Korngrößenschnitt nicht mehr durchführbar und eine Ansprache nicht immer zweifelsfrei möglich.

Durch die Korngrößenbegrenzung wurden automatisch größere Intraklasten bei der Zählung ausgeschaltet. Mangels Kriterien war jedoch eine Ausscheidung von Intraklasten, die mit anderen Klasten eine hydraulische Einheit bilden, nicht möglich (ZUFFA, 1987). Rote Jaspisfragmente wurden aufgrund ihrer zweifelsfreien Herkunft als Zwickelfüllungen von Pillowlaven zur Gruppe der basischen Vulkanite gerechnet. In die Zählung der Feldspäte und Pyroxene gingen auch deren Umwandlungsprodukte ein, sofern die Beziehung eindeutig erkennbar war.

6.2. Ergebnisse der Modalanalyse

In Tab. 2 sind die Auszählergebnisse für die wichtigsten Parameter getrennt nach den beiden Grauwackengruppen aufgelistet. Die Proben C16 und 6 sind aus der aufgearbeiteten Quarzitischen Serie und dienen nur zu Vergleichszwecken.

Für die plattentektonische Unterscheidung von Sandsteinen nach detritischen Parametern liegen mehrere Diagramme vor. Weite Anwendung fanden die auf der Grundlage von 4000 Modalanalysen phanerozoischer Sandsteine erstellten Diagramme von DICKIN-SON & SUCZEK (1979), die von DICKINSON et al. (1983)

Tabelle 2.

Qp = polykristalliner Quarz; Qm = monokristalliner Quarz, Q = Qp + Qm; F = Feldspäte; Lv = vulkanische Gesteinsbruchstücke; Ls = sedimentäre Gesteinsbruchstücke; L = Lv + Ls; Lt = Lv + Ls + Qp; C = Chert.Angaben in Vol.-%.

	QFr-Grauwacken (n = 4)	QFa-Grauwacken (n = 6)	C 16	6
Qp	0,6	1, 1	2,8	4,0
Qm	29,2	19,7	59,5	78,0
Q	29,8	20,8	62,3	82,0
F	18,1	9,2	2,8	1,0
Lv	30,7	43,6	24,8	9,8
Ls	21,9	26,5	11,2	7,3
L	52,6	70,1	36,0	17,1
Lt	53,2	71,2	38,8	21,1
C/Q	0,02	0,04	0,04	0,05
Lv/L	0,58	0,62	0,69	0,57

Tabelle 3.

Vergleich des Modalbestandes der Fleonsgrauwacken mit rezenten und tertiären Sanden. Abkürzungen wie in Tabelle 2.

		Q	F	L	C/Q	Lv/L
	Quarzfeldspatreiche Grauwacken	30	18	52	0,02	0,58
Fleonsformation	Quarzfeldspatarme Grauwacken	21	9	70	0,04	0,62
	Rhyodazitischer Sand (WEBB & POTTER, 1969)	20	19	61	0,05	0,96
	Rhyodazitischer Sand, New Mexico (INGERSOLL et al., 1984)	27	15	58	0,07	0,80
	Basalte und Sedimente, New Mexico (INGERSOLL et al., 1984)	12	15	73	0,00	0,33
Forearc	Japan, Shikoku-Becken, DSDP Site 298 (HARROLD & MOORE, 1975)	16	17	67	0,14	0,31
	Japan, DSDP Site 299 (HARROLD & MOORE, 1975)	11	15	74	0,20	0,76
Backarc	Japan, DSDP Site 301 (HARROLD & MOORE, 1975)	32	42	26	0,03	0,74
	NE Mexico, deltaische Sande (McBRIDE et al., 1975)	36	28	36	0,11	0,88
Transitionaler Inselbogen	Jamaica, Paläogen (WRIGHT & DICKINSON, 1972)	22	18	60	0,09	0,96
Aktiver Kontinentrand	Südamerika, Pazifikküste (POTTER, 1986)	24	16	60	0,21	?

Detritischer Modalbestand ausgewählter Proben der Fleonsformation.

Arithmetische Mittel getrennt nach den beiden Grauwackengruppen. C16 und 6 sind verschieden stark aufgearbeitete Einzelproben.

QFL-Diagramm nach DICKINSON et al. (1983)



Abb. 13.

QFL-, QmFLt- und QpLvLs-Diagramme nach Dickinson et al. (1983) bzw. Dickinson & Suzcek (1979) für 10 Proben der Fleonsgrauwacken. Auszählung nach dem Gazzi-Dickinson-Verfahren auf 400 detritische Hauptparameter.

leicht modifiziert wurden. Die in diesen Diagrammen vorgenommene Unterteilung der Herkunftsbereiche von Sandsteinen in drei Hauptfelder bestätigte sich im wesentlichen für rezente Küstensande (POTTER, 1984, 1986) und rezente Tiefseesande (DICKINSON & VALLONI, 1980; VALLONI, 1985).

In Abb. 13 sind die Auszählungsergebnisse von 10 Proben der Fleonsgrauwacken in die QFL- und QmFLt-Diagramme nach DICKINSON et al. (1983) und in das QpLvLs-Diagramm nach DICKINSON & SUCZEK (1979) eingetragen. Vor allem in den ersten beiden Diagrammen zeigen die beiden Grauwackengruppen der Fleonsformation einen unterschiedlichen Verteilungsschwerpunkt. Beide Gruppen kommen jedoch im Grenzbereich von magmatischen Bögen und Orogenen zu liegen, wobei das QFL-Diagramm eine stärkere Affinität zu magmatischen Bögen, das QmFLt-Diagramm dagegen zu orogenen Sanden zeigt. Das QpLvLs-Diagramm diskriminiert die Fleonsgrauwacken aufgrund ihres hohen Lv-Gehaltes als Sande magmatischer Bögen.

Für eine differenziertere Betrachtung sind in Tab. 3 verschiedene Beispiele vorwiegend rezenter Sande zusammengestellt, die einen mit der Fleonsformation vergleichbaren Modalbestand aufweisen. Auffallend ist die sehr gute Übereinstimmung der QFr-Grauwacken mit rezenten rhyodazitischen (Tab. 3) und rhyolithischen Sanden (Abb. 14). Lediglich der Anteil sedimentärer Gesteinsbruchstücke ist in den Proben der Fleonsformation höher. Die QFa-Gruppe entspricht gut rezenten Sanden Neu-Mexikos, die einem vulkanisch-sedimentären Hinterland entstammen.





Vergleich der Fleonsgrauwacken mit rezenten Sanden im QFL-Diagramm. Schraffiertes Feld: Quarzfeldspatarme Grauwacken; gerastertes Feld: Quarzfeldspatreiche Grauwacken. Rezente Sande sind mit Quadraten dargestellt. Rhyolithischer Sand sowie Basalte und Sedimente nach INGERSOLL et al. (1984), andesitischer Sand nach DICKINSON (1985). Subduktionsbezogene Sande haben durchschnittlich einen niedrigeren Quarzgehalt und einen höheren Gehalt an Feldspat und vulkanischen Klasten als die Fleonsgrauwacken. Die von POTTER (1984, 1986) für die südamerikanischen Sande der pazifischen Küste angeführten Werte sind nur bedingt vergleichbar, da sie nach dem QFR-System (traditionelle Methode) ermittelt wurden.

Schlüsselproblem bei der Interpretation der QFa-Grauwacken ist der relativ hohe Quarzgehalt bei niedrigem Feldspatgehalt. Dies kann folgende Gründe haben:

- Zumischung von quarzreichen Sanden einer sekundären Quelle zu vulkanoklastischem Material.
- Der vulkanische Feldspatgehalt in Sandfraktionsgröße ist durch den hohen Anteil mikrogranularer Laven von vornherein gering.
- Durch Verwitterung, Transport oder Diagenese reduzierter Feldspatgehalt.

Die Ursache ist in den ersten beiden Punkten zu suchen. Verwitterung, Transport und Diagenese beeinflußten den Modalbestand der Fleonsgrauwacken nicht maßgeblich, wie der Erhalt labiler Minerale zeigt (Pyroxene). Eine sekundäre, nichtvulkanische Quelle konnte bereits bei der qualitativen Analyse nachgewiesen werden. Bei der qualitativen Analyse ist sie deutlich am Quarzgehalt abzulesen. Der geringe Feldspatgehalt und die Sedimentklasten deuten dabei auf vorwiegend (meta-)sedimentären Abtragungsschutt hin. Die Daten von INGERSOLL et al. (1984) zeigen, daß aus der Kombination Sedimente und basische Vulkanite im Hinterland ein den QFa-Grauwacken entsprechender Modalbestand resultieren kann (Abb. 14).

GRAHAM et al. (1976) und DICKINSON & SUCZEK (1979) charakterisieren ein Hinterland, das vorwiegend einen (meta-)sedimentären Detritus liefert, als orogen. Diese Interpretation wäre im vorliegenden Fall auf den Sokkel, dem der Vulkanismus aufsitzt, zu übertragen.

Die Beurteilung der plattentektonischen Situation der Fleonsformation hängt von der Beantwortung der Frage ab, ob der orogene Sockel die aktuelle tektonische Situation repräsentiert und ob der Vulkanismus subduktionsgebunden ist. Allgemein ist festzustellen, daß ein subduktionsgebundenes tektonisches Milieu Sande liefern kann, die in ihrer Zusammensetzung den Fleonsgrauwacken weitgehend entsprechen (vgl. Daten von HARROLD & MOORE, 1975; Tab. 3). Die Fleonsgrauwakken entsprechen jedoch nicht den Durchschnittswerten dieses Milieus.

Der weitaus größte Teil vulkanisch betonter Sande entsteht im Zusammenhang mit einem Subduktionsregime. Eine nahezu identische Zusammensetzung haben jedoch auch vulkanische Sande im Bereich eines Intraplattenvulkanismus. VALLONI & MAYNARD (1981) fanden, daß rund 10 % der rezenten Sande passiver Kontinentränder diesem Typ entspricht. Diese fallen in den Diagrammen nach DICKINSON et al. (1983) in das Feld magmatischer Bögen und sind somit eine Fehlklassifikation in Bezug auf die plattentektonische Position.

Die Modalanalyse läßt damit die Fleonsformation keiner eindeutigen plattentektonischen Position zuordnen. Offen bleiben ein aktiver Kontinentrand, eine Forearcbzw. Backarc-Position eines ensialischen Inselbogens oder ein passiver Kontinentrand mit Intraplattenvulkanismus.

6.3. Aufarbeitung von Sanden am Beispiel der Fleonsformation

Die Quarzitische Serie der Fleonsformation würde in dem Schema nach DICKINSON ein rein kratonisches Hinterland vermuten lassen. Um die Verschiebung des Modalbestandes mit zunehmender Aufarbeitung zu verfolgen, wurden zusätzlich Proben verschiedenen Reifegrades ausgezählt. Wie die Abb. 15 und 16 zeigen, nimmt bei zunehmendem Quarzgehalt vor allem der Feldspatgehalt rasch ab. Der Anteil der Gesteinsbruchstücke sinkt langsamer. Im QFL-Diagramm (Abb. 15) ergibt sich ein Trend vom Feld magmatischer Bögen über Orogenbereiche bis zu einem kratonischen Liefergebiet. Untergeordnet spiegelt dieser Trend auch verschiedene Mischungsverhältnisse zwischen Sockel und vulkanischem Stockwerk wider. Die Darstellung macht deutlich, daß bei der Rekonstruktion eines Liefergebietes mittels guarzreicher Sande und Sandsteine Vorsicht angebracht ist und die petrographischen Untersuchungen durch eine Beckenanalyse ergänzt werden (vgl. DICKINSON, 1985).



Abb. 15.

Aufarbeitungstrend der Fleonsgrauwacken im QFL-Diagramm nach DICKIN-SON et al. (1983).

Schraffiertes Feld = Fleonsgrauwacken; schwarze Dreiecke: aufgearbeitete Proben.

6.4. Klassifikation nach dem Modalbestand

Für die Klassifikation von Sandsteinen existieren zahlreiche Schemata. In Abb. 17 sind die Auszählwerte für die Fleonsformation in das Schema von PETTIJOHN (1975) eingetragen, das Sande mit einem Matrixanteil von über 15 % als Wacken abtrennt.

Die Klassifikation beruht eigentlich auf der Grundlage des traditionellen Auszählverfahrens, das höhere Werte lithischer Komponenten liefert. Eine Verschiebung der Punkte in Richtung des L-Poles, beeinträchtigt die Klassifikation jedoch nicht.

Danach handelt es sich primär um lithische Arenite. In die petrographische Abtrennung matrixreicher Sandsteine wird auch eine diagenetisch gebildete Pseudomatrix mit einbezogen (PETTIJOHN et al., 1987). Aufgrund des in diesem Fall über 15 % liegenden Matrix-



Abb. 16. Abnahme von Feldspäten und Gesteinsbruchstücken mit zunehmender Aufarbeitung der Grauwacken. Angabe in Prozent detritischer Hauptparameter.

anteils, ist die Bezeichnung Grauwacke anzuwenden. Die Klassifikation von PELLIZZER & TOMADIN (1962) für Gesteine der Fleonsformation kann damit bestätigt werden.

FOLK (1968) schlägt eine weitere Unterteilung lithischer Sandsteine nach der Art der dominierenden Gesteinsbruchstücke vor. Danach können die Fleonsgrauwacken als vulkanische Grauwacken bezeichnet werden.

7. Sedimentgeochemie

Insgesamt wurden 12 Grauwackenproben der Fleonsformation mit Hilfe der Röntgenfluoreszenz unter

Eine Prüfung, ob die untersuchten Metabasalte und Porphyroide Äquivalente der Vulkanite im Liefergebiet der Fleonsgrauwacken darstellen, kann mit Hilfe von

Verwendung internationaler Standards analysiert. Gegenüber der Modalanalyse hat die gesamtchemische

Analyse den Nachteil, daß sie nicht zwischen detritischem und authigenem Anteil unterscheiden kann. Dies

erschwert den Vergleich mit rezenten, unverfestigten

Sanden sowie eine plattentektonische Diskriminierung

(PETTIJOHN et al., 1987). Angesichts des hohen Anteils

von vulkanischem Detritus ist jedoch für die Fleonsgrauwacken ein Vergleich mit der chemischen Zusam-

mensetzung der Metabasalte und Porphyroide des Ar-

Pr. 6

beitsgebietes von Interesse.

Tabelle 4.

Gemittelte, volatilfrei berechnete chemische Zusammensetzung der beiden Grauwackengruppen der Fleonsformation sowie Vergleich mit Analysen der Vulkanite des Arbeitsgebietes und Sandsteinen verschiedener plattentektonischer Positionen nach BHATIA (1983).

OIB = ozeanischer Inselbogen; KIB = ensialischer Inselbogen; AKR = aktiver Kontinentrand; PKR = passiver Kontinentrand.

	Fleonsformation		Vulkanitę Arbeitsgebiet		Sande und Grauwacken verschiedener plattentektonischer Positionen				
	QF-reiche Grauwacke	QF-arme Grauw.	Diabaslager- gänge	Porphyoride	OIB	KIB	AKR	PKR	
	N=2	N=10	N=3	N=10					
SiO2 TiO2 Al2O3 FeO MnO MgO CaO Na2O K2O P2O5 Ba ppm Cr Nb Ni Rb	74,56 0,87 12,26 4,02 0,06 2,20 0,57 2,88 2,69 0,24 626 104 16 59 88	65,12 1,82 12,90 8,46 0,13 4,65 2,37 3,32 1,65 0,38 430 264 27 92 42	53,02 2,35 16,50 11,18 0,14 6,57 5,07 5,03 0,09 0,47 1500 46 39 36 8	69,01 0,77 16,48 4,19 0,05 1,45 1,69 3,21 3,87 0,28 865 34 15 27 141	58,83 1,06 17,11 7,47 0,15 3,65 5,83 4,10 1,60 0,26 370 37 2 11 18	70,69 0,64 14,04 4,48 0,10 1,97 2,68 3,12 1,85 0,16 444 51 9 13 67	73,86 0,46 12,89 2,88 0,10 1,23 2,48 2,77 2,90 0,09 522 26 11 10 115	81,95 0,49 8,41 3,08 0,05 1,39 1,89 1,07 1,71 0,12 253 39 8 8 8 61	
Sr	96 70	190	445 303	93 63	637 131	250 89	141 48	66 31	
Y	24	20	15	31	20	24	25	27	
Zn Zr	62 191	104 235	91 170	71 303	89 96	74 229	52 179	26 298	



Abb. 18.

TIO₂-Korrelationsdiagramme für die Fleonsgrauwacken für ausgewählte Elemente nach SAWYER (1986). Die Dreiecke markieren die Metabasalte, die Kreuze die Porphyroide des Arbeitsgebietes. Die gestrichelte Linie entspricht der Mischung beider Endglieder in einem Zweikomponentenmodell. Symbole wie Abb. 13.



Abb. 19.

Multielementdarstellung mit einer Normierung der Porphyroide und der quarzfeldspatreichen Grauwakken gegen die quarzfeldspatarmen Grauwacken.

Variationsdiagrammen erfolgen. Faßt man die Zusammensetzung der Fleonsgrauwacken vereinfacht als Mischung in einem Zweikomponentensystem Metabasalte Porphyroide auf, müßten die Grauwacken annäherungsweise auf der Mischungslinie der vulkanischen Endglieder zu liegen kommen (vgl. dazu SAWYER, 1986). Abb. 18 zeigt, daß dieses Modell sehr gut für Elemente paßt, die an mafische Minerale gebunden sind (Fetot, MnO, MgO, V, Nb). Annährend gilt dies auch für das Schwermineral Apatit (P2O5). Daß dies für Elemente, die z.B. an Quarz, Feldspäte oder bestimmte Schwerminerale gebunden sind (SiO₂, Na₂O, K₂O, CaO, Sr, Rb, Ba, Zr, Cr, Ni), nicht gilt, unterstreicht vor allem im Falle immobiler Elemente die Existenz einer dritten Komponente im Liefergebiet, den Sockel. Von ihm stammt der Hauptteil der Quarze. Zudem sind die Elementkonzentrationen bei Zr, Ni und Cr fast völlig vom Sockel geprägt. Hohe Ni- und Cr-Werte deuten auf Ultramafite im Bereich des Sockels hin.

Anhand von Variationsdiagrammen kann auch abgelesen werden, daß die Gruppe der QFa-Grauwacken stärker vom Sockel beeinflußt ist als die QFr-Gruppe, d.h. in der chemischen Zusammensetzung weichen die klastischen Aufarbeitungsprodukte der Metabasalte stärker vom Edukt ab als dies bei den Porphyroiden der Fall ist. Die nahe Anlehnung der chemischen Zusammensetzung der QFr-Grauwacken an die Porphyroide des Arbeitsgebietes belegt Abb. 19.

Eine Beurteilung der plattentektonischen Position von Sandsteinen anhand des Gesamtchemismus ist trotz einiger neuerer Arbeiten auf diesem Gebiet sehr skeptisch zu betrachten. ROSER & KORSCH (1986, 1988) betonen, daß derartige Diskriminierungen durch andere Daten abzusichern sind. Trägt man Ana-



lysen der Fleonsgrauwacken in eines der Diagramme dieser Autoren ein, ergibt sich eine relativ weite Streuung (Abb. 20). Unter Vorbehalt kann ein Subduktionsmilieu mit krustaler Komponente für die Fleonsformation abgelesen werden. Nach den Daten von BATHIA (1983) sowie BATHIA & CROOK (1986), die durchschnittliche Sandsteinzusammensetzungen unterschiedlicher geotektonischer Positionen angeben (Tab. 4), ist die Zusammensetzung der Fleonsgrauwacken am ehesten mit Sanden ensialischer Inselbögen oder aktiver Kontinentränder zu vergleichen.

8. Mikrosondenuntersuchungen

8.1. Vorbemerkungen

Mikrosondenanalysen wurden von Pyroxenen, Granaten und Feldspäten erstellt. Pyroxenanalysen der Grauwackenserie sollten zur Klärung der Art des Vulkanismus im Liefergebiet und der Beziehung der Diabaslagergänge zur Fleonsformation beitragen. Ein ähnlicher Vergleich zwischen einem potentiellen Liefergestein und Mineralklasten in der Grauwackenserie boten Granate. In mehreren Proben der Porphyroide des Bereichs Weißsteinspitz wurden Granate gefunden. Auch der Comelico-Porphyroid führt teilweise Granate (HEI-NISCH, 1981). Damit konnte der Frage eines allgemein vermuteten, faziellen Zusammenhangs des Comelico-Porphyroids mit der Fleonsformation auf mineralchemischem Weg nachgegangen werden (vgl. Abschnitt 10). Die insgesamt ca. 200 Mineralmessungen erfolgten am Mineralogischen Institut der Universität Tübingen.

8.2. Pyroxene

8.2.1. Methodik

VALLANCE (1974) zeigte, daß reliktische Pyroxene alterierter Vulkanite ihre primäre Zusammensetzung behalten. Da der Mineralchemismus Beziehungen zum Magmentyp aufweist, werden Pyroxene für eine Charakterisierung des ehemaligen Magmas herangezogen. Besondere Bedeutung haben dabei klastische Pyroxene, da hier keine Spurenelementanalysen des Ausgangsgesteins mehr erstellt werden können (CAWOOD, 1983).

Für die Pyroxenmessungen lagen nur wenige Proben mit ausreichend Analyseobjekten vor. So enthielt nur eine Probe der Diabaslagergänge reliktische Pyroxene. Im Falle der Fleonsgrauwacken wurden Pyroxene in drei unabhängigen Proben analysiert, um die Schwankungsbreite der Pyroxenzusammensetzung in verschiedenen stratigraphischen Niveaus zu prüfen. Geeignete Proben waren dazu nur von der Westseite der Raudenspitz zu gewinnen.

8.2.2. Pyroxene des Diabaslagerganges

Die Zusammensetzung der Pyroxene des Lagerganges östlich des Hochweißsteinhauses liegt innerhalb des Streubereichs der klastischen Pyroxene der Fleonsformation (Abb. 21). Es handelt sich um Ca-reiche Klinopyroxene. Von den klastischen Pyroxenen heben sich die Pyroxene des Lagergangs vor allem durch niedrigere Cr-Gehalte ab. Pyroxene werden wie das Stammagma mit fortschreitender Fraktionierung Cr-ärmer (WASS, 1979). Es kann daher auf einen höheren Fraktionierungsgrad der Diabaslagergänge gegenüber dem Hauptteil der Laven des Liefergebietes der Fleonsgrauwacken geschlossen werden. Die Pyroxene der Diabaslagergänge sind dabei im Gefolge einer Magmendifferentiation aus Pyroxenen der Fleonsformation ableitbar (Abb. 21).

8.2.3. Klastische Pyroxene

Sämtliche analysierten klastischen Pyroxene erwiesen sich ebenfalls als Ca-reiche Klinopyroxene. Trotz



Analysen klastischer Pyroxene der Fleonsformation und der Pyroxene des Diabaslagerganges im Mg-(Fe+Mn)-Ca-Diagramm nach PolDERVAART & HESS (1951). J = Trend von Pyroxenen in Alkalibasalten Japans; S = Trend von Pyroxenen der tholeiitischen Skaergaard-Intrusion (nach BARBERI et al., 1971). der hohen Analysenanzahl sind keine sicheren mineralchemischen Gruppen abzugrenzen. Eine Trennung in kleine und große Pyroxenklasten ließ keine Beziehung zwischen dem Mineralchemismus und der Größe erkennen. Es sind damit zum Beispiel keine Grundmassen- und Einsprenglingspyroxene zu unterscheiden. Eine stratigraphische Abhängigkeit des Pyroxenchemismus ist ebenfalls nicht erkennbar, da die Analysenwerte der drei verschiedenen Proben in einem gemeinsamen Bereich streuen.

Im Diagramm nach POLDERVAART & HESS (1951) fallen die meisten Analysen in das Endiopsid- und Augitfeld (Abb. 21). Davon leicht abgesetzt ist eine Punktschar zu erkennen, die vom Diopsid- ins Augitfeld zieht und damit einen Ca-reicheren Trend andeutet. Dieser Differentiationstrend ist typisch für Pyroxene von Alkalibasalten (BARBERI et al., 1971). Die Ca-ärmere Gruppe ist dagegen in ihrer Stellung mildalkalischen Basalten zuzuordnen (vgl. Kap. 8.2.4.).

8.2.4. Magmentypisierung mit Hilfe der Pyroxene

Mitte- und Randmessungen an einigen Pyroxenen erbrachten keinen Hinweis auf eine Zonierung. Daraus kann geschlossen werden, daß die Pyroxene mit der Schmelze im Gleichgewicht waren (WASS, 1979; CA-WOOD, 1983). Auch Reaktionssäume, eine Durchsiebung, Anzeichen von Resorption und Überwachsungen, wie sie für Kristallxenolithe typisch sind (WASS, 1979), konnten an keinem der Pyroxene festgestellt werden. Damit ist eine Magmentypisierung auf der Grundlage des Pyroxenchemismus sinnvoll.

Die Beziehung der Pyroxenzusammensetzung zum Magmentyp wurde erstmals eingehend von KUSHIRO (1960), LE BAS (1962), VERHOOGEN (1962) und COOMBS (1963) untersucht. NISBET & PEARCE (1977) sowie LETER-



Abb. 22.

Ti-(Ca+Na)-Diagramm zur Unterscheidung von Klinopyroxenen alkalischer und subalkalischer Basalte für die analysierten Pyroxene der Fleonsformation und der Diabaslagergänge nach LETERRIER et al. (1982). Symbole wie Abb. 21.



Korrelation oktaedrisch koordiniertes AI (AI^{VI}) gegen tetraedrisch koordiniertes AI (AI^{VI}) in den analysierten Pyroxenen nach Αοκι & SHIBA (1973). Symbole wie Abb. 21.

RIER et al. (1982) stellten derartige Untersuchungen zum ersten Mal in den Rahmen magmentektonischer Betrachtungen.

In Abb. 22 ist für die vorliegenden Pyroxenanalysen das Diskriminierungsschema nach LETERRIER et al. (1982) angewandt. In dem Diagramm, das Pyroxene alkalischer Magmen von subalkalischen abtrennt, fallen die untersuchten Pyroxene in den Überlappungsbereich. Zieht man die von den Autoren vorgeschlagene Diskriminierungslinie heran, ist ein Schwerpunkt im subalkalischen Feld zu konstatieren.

Die Problematik der Pyroxendiskriminierung zeigt sich darin, daß der Diabaslagergang in seiner Spurenelementcharakteristik alkalisch ist, die zugehörenden Pyroxene im Diagramm von LETERRIER et al. (1982) jedoch unter die Trennungslinie ins subalkalische Feld fallen. Auch die hier nicht dargestellten Pyroxen-Diagramme von NISBET & PEARCE (1977) diskriminieren die analysierten Pyroxene ganz oder schwerpunktmäßig als subalkalisch. Eine Betrachtung ausschließlich klastischer Pyroxene würde hier zu Fehlinterpretationen führen.

Zahlreiche Autoren betonen daher, daß Magmentypen durch die Zusammensetzung von Pyroxenen weniger klar abzutrennen sind als durch den Chemismus des Gesamtgesteins (vgl. MEVEL & VELDE, 1976; WASS, 1979; COISH & TAYLOR, 1979; NISBET & PEARCE, 1977; LETERRIER et al., 1982). Die Ursache ist, daß die Pyroxenzusammensetzung außer vom Chemismus der Schmelze auch von den Gesetzmäßigkeiten des Gitters, der Kristallisationsabfolge und von physikalischen Faktoren gesteuert wird (BARBERI et al., 1971; AOKI & SHIBA, 1973; MEVEL & VELDE, 1976; WASS, 1979).

Diese Abhängigkeit kann zum Beispiel über die Koordination von Al im Gitter Informationen über die Druckbedingungen und damit die Bildungstiefe liefern (AOKI & SHIBA, 1973). Trägt man die vorliegenden Pyroxene in das Korrelationsdiagramm nach AOKI & SHIBA (1973) ein, setzen sich die Pyroxene des Lagerganges auffallend durch höhere Anteile oktaedrischen Aluminiums vom Hauptfeld der klastischen Pyroxene ab (Abb. 23). Daraus können für diese Gruppe gegenüber
dem Hauptteil der klastischen Pyroxene höhere Drucke während der Kristallisation abgeleitet werden. Die klastischen Pyroxene entstammen damit sehr wahrscheinlich effusiven Laven, nur wenige subvulkanischen Bildungen wie z.B. den Lagergängen.

8.3. Granate

8.3.1. Methodik

Untersuchungen über die Herkunft akzessorischer Granate in sauren bis intermediären Magmatiten führten zu verschiedenen, teilweise kontroversen petrogenetischen Modellen (GREEN & RINGWOOD, 1968, 1972; BIRCH & GLEADOW, 1974; CAWTHORN & BROWN, 1976; MILLER & STODDARD, 1981). Trotzdem können Granate in intermediär-sauren Magmatiten als Anzeiger eines bestimmten Bildungsmilieus dienen. So sind magmatische Granate im wesentlichen auf peraluminöse Magmatite beschränkt (DU BRAY, 1988). In allen petrogenetischen Modellen spielt Anatexis in der Unterkruste eine Schlüsselrolle (vgl. CLEMENS & WALL, 1984; BAR-LEY, 1987). GILL (1983) verweist auf die Beschränkung auf Gebiete, die Anatexis und Assimilation von pelitischem Material erlauben. Als geotektonischer Rahmen kommt ein Subduktions-, syn- oder postkollisionales Regime in Frage (DU BRAY, 1988; BARLEY, 1987; CLE-MENS & WALL, 1984).

8.3.2. Granate der Porphyroide

Die vier in den Porphyroidproben von der Weißsteinspitz gemessenen Granate haben eine sehr ähnliche chemische Zusammensetzung. Es handelt sich um Almandine mit einem Almandin-Gehalt von ca. 73 %. Die Pyropkomponente ist mit ca. 21 %, die Spessartinund Grossular-Komponente mit jeweils nur 2 bis 4 % beteiligt. Tab. 5 zeigt, daß diese Werte gut mit Literaturdaten magmatischer Granate übereinstimmen. Gegen den Rand konnte eine Abnahme der Almandin-Komponente und eine Zunahme der Pyropkomponente festgestellt werden. Die Spessartin- und Grossular-Komponente zeigten keine ausgeprägten Trends.

Grundsätzlich bietet die peraluminöse chemische Zusammensetzung (c-normativ) der Porphyroide die Vor-

Tabelle 5.

aussetzung für eine magmatische Kristallisation von Granaten. Der fortgeschrittene Alterierungszustand der Granate läßt jedoch keine texturellen Schlußfolgerungen zur Frage einer xenolithischen oder primärmagmatischen Herkunft der Granate mehr zu.

8.3.3. Klastische Granate

Die Messungen von Granaten der Fleonsformation wurden mangels weiterer Funde hauptsächlich an einer Probe vom Edigon durchgeführt. Sie gehört dem QFr-Grauwackentyp an. Lediglich eine Analyse konnte aus einer anderen Probe gewonnen werden. In dieser Probe aus den QFa-Grauwacken (Ostseite Raudenspitz) treten die Granate zusammen mit Pyroxenen auf. Der hier gefundene Granattyp ist identisch mit der Hauptgruppe der Probe vom Edigon.

Die 17 analysierten Granate aus der Fleonsformation sind durchwegs almandinbetont, lassen sich nach ihrer Zusammensetzung jedoch in vier Gruppen trennen (Abb. 24). Die meisten Granate besitzen einen Almandin-Anteil von 71–75 % und ein Pyrop-Anteil von 18–22 %. Die Spessartin- bzw. Grossular-Komponente dieser Gruppe liegt meist unter 5 %. Es fällt dabei die gute Übereinstimmung mit Granaten aus dem Porphyroid auf (Tab. 5).

Vier Vertreter wurden von einem sehr almandinreichen Typ registriert (Almandin-Komponente >90 %). Eine Zwischenstellung nehmen Granate mit einem Almandin-Gehalt von 85 % und einem Pyrop-Gehalt von 10 % ein. Eine vierte Gruppe erreicht einen Pyrop-Gehalt von 30 %, der damit deutlich über der Hauptgruppe liegt. Der Almandin- und Spessartin-Gehalt dieser Gruppe ist zugleich am niedrigsten.

Die Übereinstimmung des Granatchemismus zwischen der Gruppe mit den meisten gemessenen Vertretern in den Fleonsgrauwacken mit den Granaten der Porphyroide stützt die geländegeologischen und geochemischen Befunde einer faziellen Beziehung beider Einheiten. Für die Herkunft der anderen Granatgruppen kommt der sedimentär-kristalline Sockel in Frage. Da nur wenige Porphyroidgranate gemessen werden konnten, ist jedoch die Herkunft weiterer Granattypen aus dem Porphyroid nicht auszuschließen.

Zusammensetzung von Granaten der Porphyroide und klastischer Granate der Fleonsformation sowie Vergleich mit Literaturdaten.

		Alm.	Pyr.	Gross.	Spess.
Porphyroide im Arbeitsgebiet (n = 4)		72,6	21,5	3,4	2,6
Fleonsgrauwacken	Gr. 1 (n = 8)	72,8	20,0	3,6	3,5
	Gr. 2 (n = 4)	91,2	4,0	1,0	3,8
	Gr. 3 (n = 2)	85,8	10,0	1,7	2,5
	Gr. 4 (n = 3)	67,3	29,7	2,1	1,2
Andesite und Dazite (TRÖGER, 1959)		70±8	14 ±6	5,5±6	4,5±2
Glimmerschiefer (TRÖGER, 1959)		73±9	17,5±9	4 ±3	3 ±2
Granodiorite (TRÖGER, 1959)		63±8	21 ±7	0,5±1	4,5±4
Devonische Ignimbrite, Victoria, Australien (CLEMENS & WALL, 1984)	Frühmagmatisch	70	22	4	4
	Spätmagmatisch	82	13	2	3
Kretazische, intermediär-saure Vulkanite, Neuseeland (BARLEY, 1987)	Mt. Somers	78	13	4	3,3
	Malvern Hills	87	5	5,6	0,6



Abb. 24.

Grossular-Pyrop-(Almandin+Spessartin)-Granatdreieck für Granate aus den Porphyroiden und klastischen Pyroxenen aus der Fleonsformation. Schraffiertes Feld: Granate aus Rhyolithen Japans (GILL, 1981); gerastertes Feld: Granate aus Rhyodaziten Victorias/Australien (GREEN & RINGWOOD, 1972).

8.4. Feldspäte

Feldspäte sind aufgrund spezifischer Unterschiede im Chemismus und Ordnungszustand potentiell von großer Bedeutung zur Rekonstruktion eines Liefergebietes (HELMOLD, 1985; TREVENA & NASH, 1981; MAY-NARD, 1984). Die Anfälligkeit gegenüber Umwandlungen während der Diagenese und Metamorphose schränkt die Anwendung jedoch stark ein. Mikrosondeanalysen wurden daher hauptsächlich mit dem Ziel durchgeführt, den Stand der Albitisierung bzw. Entmischung der Feldspäte in den Grauwacken zu testen.

Die Analysen von Plagioklasen der Grauwackenserie ergaben fast reine Albite mit einem An-Gehalt von maximal 2,5 %. Derart reine Albite sind typische Endprodukte der Albitisierung (HELMOLD, 1985). Ein Großteil der registrierten Kalifeldspäte der Grauwackenserie repräsentieren Endglieder mit Or > 97 %. Einzelne Analysen weisen Or-Gehalte zwischen 63 und 90 % auf. Die fast reinen Kalifeldspäte könnten als Entmischungsprodukte interpretiert werden. Albitisierte Bereiche waren in Meßtraversen jedoch nicht festzustellen. Damit liegen eventuell primäre Kalifeldspäte einer granitoiden oder metamorphen Quelle vor.

9. Zusammenfassende Diskussion der Untersuchungsergebnisse

9.1. Das Liefergebiet

In Tab. 6 sind die Ergebnisse der angewandten Untersuchungsmethoden getrennt nach Aussagen über die Petrologie des Liefergebiets und über die plattentektonische Position zusammengefaßt. Das Liefergebiet konnte mit petrographischen und gesamtchemischen Analysen in drei Komponenten aufgegliedert werden. Diese sind:

1) Basische (-intermediäre) Vulkanite

2) Saure, dazitisch-rhyolithische Vulkanite

 Sockelgesteine: vorwiegend (Meta-)Sedimente, untergeordnet Granitoide und Ultramafite ("orogen")

Die Trennung des vulkanischen Detritus in basisch und sauer beruht auf der Bimodalität des Vulkanismus. die aus der dünnschliffmikroskopischen Komponentenanalyse hervorgeht und zwei Grauwackengruppen unterscheiden läßt. Offenbar handelt es sich um räumlich (zeitlich?) getrennte Eruptionszentren, die in Abhängigkeit vom Entwässerungssystem abwechselnd vorwiegend basischen oder sauren Vulkanitdetritus lieferten. Dabei sind die leicht abtragbaren sauren Pyroklastika weniger durch Fremdmaterial (Abtragungsprodukte des Sockels) verunreinigt, als die basischen Vulkanite. Im Profil Raudenspitz/Monte Fleons wird der basische von saurem Vulkanitdetritus abgelöst. Ob dadurch ein genereller zeitlicher Trend des Vulkanismus angezeigt ist, kann aus dem Rahmen des Untersuchungsgebietes nicht geklärt werden.

Der Sockel wird von Sedimenten und Metasedimenten dominiert. Darauf weisen zahlreiche sedimentäre Klasten und ein hoher Quarzgehalt hin. Granitoide zeigen sich in Form charakteristischer Quarze und Turmaline, Ultramafite in modalem Chromit und erhöhten Crund Ni-Werten der gesamtchemischen Analysen.

Die Vulkanite des Liefergebietes stehen mit großer Wahrscheinlichkeit in genetischem Zusammenhang mit den Diabaslagergängen und Porphyroiden des Arbeitsgebietes. Dafür sprechen geochemische und mineralchemische Analysen sowie verschiedene Feldbefunde, wie z.B. eine Wechsellagerung von Porphyroiden und feinkörnigen Fleonsgrauwacken an der Tscharrespitz (Nw Obstanser See). Vor diesem Hintergrund wird in Abschnitt 10 die plattentektonische Position der Fleonsformation diskutiert.

9.2. Der Ablagerungsraum

Abb. 25 und 26 geben ein Bildungs- und Faziesschema für die Fleonsformation wieder, das die wichtigsten

	MIKKOS
ig des Liefergebietes der Fleonsformation.	C E O C H E M I E
der Indikatoren zur Aufschlüsselur	TROGRAPHIE
Zusammenfassung	P E
Tabelle 6. Tabellarische 2	FELDBEFUND

.

MI KROSONDE	Pyroxenue: kailstische Pyro- xene der Fleonsformation und Pyroxene der Diabas- lagergänge simmun im Chemismus weitgeheud üher- ein. Charakter mildalkalisch bis subalkalisch (Diskrimi- nierung nicht eindeutig) Entstammen Basalten Granate: Zusammensetzung der Granate in den Porphyroiden entspricht häftigster Gra- nalgruppe in den Porphyroiden entspricht häftigster Gra- nalgruppe in den Piconsgrau- vacken. Nicht zu entscheiden ob primirmagmatisch oder re- liktisch.	Möglicherweise Relikte des Basements sind Kalifeldspäte und einzelne Granatgruppen	Diskriminierung micht ein- deutig. Da sich ein Bezug zu den Diabaslagergingen ergibt, ist ein Intraplat- tenmilicu zu fordern, zu dem der Chemismus der Pyru- xen: micht im Widerspruch steht.
I E Sedimente	Der Chemismus der Fleons- Brauwarcken liegt v.a.von Brauwarcken liegt v.a.von Minerale gebunden sind, auf der Mischungslinie Diabus- lagergänge/Porphyroide. Diese sind damit mit größer Mahrscheinlichkeit Äquiva- lente der Vulkanite im Liefergebiet der Fleons- grauwacken.	Einige Elementverteilungen sind nur durch eine dritte Quelle zu erklären. Es deu- ten auf: Sedimente: hoher Fremdan- teil an Zirkon. Granitoide, Higp-Frade- Metamorphite: Verschiebung auf der Mischungslinie bei K und Rb (?) hei K und Rb (?) ulltramifite: hohe Cr- u. Ni-Werte, die nicht durch sedimentäre Aureicherung mafischer, vulkanischer Minerale erklärt werden können.	 Gesamtchemismus zeigt größte Ähnlichkeiten zu Sanden aus subduktions- gebundenem Milieu mit krustaler Komponente. Dies gilt besonders für die QFr-Gruppe
G E O C H E M Vulkanite	Diabaslagergänge: mildalka- lisch Mugearite-llawaiite Porphyroide: subalkalischc Rhyodazite - Rhyolithe vom High-K-Typ		Diabaslagergänge: Intraplat- tenverteilungsmuster der Spurenelemente Porphyroide: subalkalischu high-K-Rhyodazite u. Rhyo- lithu werden bevrzugt über konvergierenden Plat- tenrändern gefördert. Seltener anorogenes Krustenschmelzprodukt.
P E T R O C R A P H I E qualitativ quantitativ	bimodale Häufigkeits- verteilung basischer u. saurer Vulkanit- fragmante	() > F Ls ~ 25 % Quarzvormacht muß aus dem Sockel stammen. Zusammen mit relativ hohem Anteil sedimen- tärer Komponenten sind dies Charakteristika dies c	Im Diskriminierungs- diagramm nach DICKINSON ergibt sich Lage an Grenze Arc-/Orogunfeld Nach dem detritischen Modal bestand bleibun folgende Fälle offen: 1.ensialischer Insel- bogen (Backarc) 2.aktiver Kontinental- rand (Backarc) 3.passiver Kontinen- talrand mit Intra- plattenvulkanismus
	Art der vulkanischen Gesteinsbruchstücke auf- grund Mineralbestand u. Textur: basisch-trachy- tisch; dazitisch-rhyo- lithisch. Vorwiegend effusiv Fragmente von Zwickel- füllungen von Pillow- laven zeigen Abtrag tlw. submariner Effusiva.	Sedimentäre Gesteins- fragmente: Tonschiefer, Feinsandsteine, Quarzite Grauwacken; v.a. bei ersteren beiden Intra- klasten nicht mehr ab- klasten nicht mehr ab- trennbar. Chert, Lydite. Hetasedimente: orientier- te, polykristalline Quarzagsregate. Granitoide, High-grade- Granitoide, High-grade- Mineraleinschlüssen, Kalifeldspäte (?)	unreifer Charakter des Detritus (Grauwacken) bis hin zu Grobklastika. Erbalt anfälliger Mine- rale (Pyroxene) - rasche Hebung dus Hinterlandes - kurzer Transportweg - kurzer Transportweg orst-Graben-Strukturen) en Abschnitten alränder und Insel-
FEL.DBEFUND Fazies/Sedimentologie	Diabaslagergänge Öfner Joch und Porphyroide (Weißsteinspitz/Comelico) mit hoher Wahrscheinlich- keit in stratigraphischem Zusammenhang mit Fleons- formation. Im Randbereich des Porphyroidvorkommens sind Umlagerungserschei- nungen zu beobachten. Ein sicher Nachweis der Zusammenhänge ist angesichts komplexer Tektonik nicht möglich.	unbekanıt	Fluviatiler Transport.in wellendominierten Küsten- abschnitt: Fandeltas Ausbildung typis Dehnungszonen (H und herausgehobe aktiver Kontinen bögen.
Informationen über	VULKAN ISMUS	SOCKEL	PLATTENTEKTO- NISCHE POSITION

LIEFERGEBIET



Schema zur Bildung des Fazieskomplexes Fleonsformation/Visdende-Schichten durch unterschiedliche Beteiligung der Komponenten des Liefergebietes und durch Aufarbeitungsprozesse.

Ergebnisse berücksichtigt. Verschiedene Mischungsverhältnisse der drei petrologischen Komponenten des Liefergebietes sowie verschiedene Transport- und Ablagerungsbedingungen führten zu einem differenzierten Fazieskomplex.

Ein proximales Produkt ist die Grauwackenserie, deren unreifer, vorwiegend vulkanischer Detritus rasch in Form von Fandeltas in das Becken geschüttet wurde. Aus der litoralen Aufarbeitung der Deltasedimente an einer wellendominierten Küste und einer verstärkten Einbeziehung quarzreichen Detritus des Sockels zwischen den deltaischen Schüttungszentren ging die Quarzitische Serie hervor. Ein distales, vorwiegend feinklastisches Produkt repräsentieren die in der Literatur als Visdende-Schichten von der Fleonsformation abgetrennten Tonschiefer, quarzitischen Schiefer und Quarzite. Alle drei klastischen Einheiten zeigen fazielle Übergänge oder Verzahnungen.

Die Anlage von Fandeltas und der teilweise grobe Detritus deuten auf eine rasche Hebung des Hinterlandes und ein ausgeprägtes Relief am Beckenrand hin. Es ist ein humides Klima anzunehmen, da die Schüttung im fluviatilen Milieu erfolgte (Sedimentstrukturen, gut gerundete Gerölle, keine Brekzien).

Vergleicht man dieses Faziesmodell mit Serien der zentralen und östlichen Karnischen Alpen ergeben sich Analogien vor allem zu ordovizischen Abfolgen. Das Ordovizium in diesem Teil der Karnischen Alpen ist ebenfalls vorwiegend flachmarin-klastisch (Himmelberger Sandstein, Konglomerate, sandige Schiefer der Uggwa-Fazies). Vulkanische Bildungen treten dagegen nur sehr untergeordnet in Erscheinung. Das Faziesmodell von SCHÖNLAUB (1971) für das Ordovizium der zentralen und östlichen Karnischen Alpen, das eine Bewegtwasser- und Stillwasserfazies unterscheidet, ist dabei gut auf die Beziehung der Fleonsformation zu den Visende-Schichten übertragbar. Die Deltaschüttungen der Grauwackenserie haben jedoch keine Entsprechung in den zentralen und östlichen Karnischen Alpen.

Die Sedimentationsprozesse des Komplexes Fleonsformation/Visdende-Schichten unterscheiden sich dagegen stark von denen des Hochwipfelflyschs. Die Fleonsformation und die Visdende-Schichten weisen weder eine vergleichbare Turbiditfazies noch Hinweise auf scharfe Umbrüche im Sedimentationsgeschehen auf, wie sie in den weitverbreiteten Brekzienlagen vor allem an der Basis des Hochwipfelflysches ausgebildet sind.

10. Plattentektonische Position der Fleonsformation

Wie in den vorigen Abschnitten dargelegt wurde, liefert die Beurteilung der paläotektonischen Position der Fleonsformation mittels einzelner Parameter keine eindeutige Aussage. Es sollen daher hier abschließend Modelle diskutiert werden, die alle Ergebnisse auch über die Vulkanite des Arbeitsgebietes berücksichtigen.

Zunächst stößt die Einbeziehung der untersuchten Metabasalte und Porphyroide auf die Schwierigkeit, daß sich Alkalibasalte mit Intraplattencharakteristik und High-K-Rhyodazite als vorwiegende Produkte konvergierender Plattengrenzen gegenseitig auszuschließen scheinen. Sucht man nach rezenten Beispielen derartiger Vulkanitvergesellschaftungen, können die westliche USA (EWART, 1979) oder der Mittelmeerraum (SAVELLI, 1988) angeführt werden. In beiden Fällen handelt es sich um plattentektonisch komplexe Bereiche, in denen Subduktions-, Kollisions und Dehnungsprozesse zeitlich-räumlich eng miteinander verknüpft sind und sich die jeweiligen magmatischen Produkte überlagern. Das ausgedehnte Extensionsfeld im Westen der USA (Basin and Range-Provinz)wird von EATON (1984) als ensialisches Backarc-Becken gedeutet. Kleinräumigere ensialische Backarc- und Intraarc-Becken mit ähnlichen Vulkanitvergesellschaftungen beschreiben BARTHOLOMEW & TARNEY (1984) aus dem Mesozoikum und Tertiär der südlichen Anden. Von COLE (1984) wird die Taupo-Zone diesem Typ zugerechnet.

Die Analyse des detritischen Modalbestandes bestätigt für die Fleonsformation ein im weiteren Sinn mobilorogenes Milieu im Bereich kontinentaler Kruste. Sowohl im Modalbestand als auch in der geochemischen Zusammensetzung sind für die klastischen Produkte Analogien zu rezenten Sanden in den westlichen USA zu finden. Die Bimodalität der vulkanischen Produkte und die Bildung von Fandeltas deuten unabhängig voneinander auf eine Dehnungstektonik während der Bildung der Fleonsformation hin. Von Horststrukturen und Vulkanzentren erfolgte die Schüttung von Abtragungsprodukten in die angrenzenden Grabenbereiche. Es muß jedoch relativ rasch zu einer Konsolidierung gekommen sein, da die Mächtigkeit der quarzitischen und grobklastischen Fazies 500 m nicht überschreitet und auf einzelne Gebiete beschränkt blieb.

In Abb. 27 wurden zwei plattentektonische Modelle für die Fleonsformation entwickelt. Sie unterscheiden



Blockbildschema der geologischen und paläogeographischen Verhältnisse während der Bildungszeit der Fleonsformation für den Raum der westlichen Karnischen Alpen.

sich im wesentlichen nur in Bezug auf den äußeren Rahmen.

Das erste Modell entspricht vereinfacht der Situation in den westlichen USA mit einem ensialischen Backarc-Becken im Bereich eines aktiven Kontinentrandes. Der saure Vulkanismus ist subduktionsgebunden, der alkalische Intraplattenvulkanismus im Rückraum des Bogens besitzt dagegen eine davon unabhängige Mantelquelle. Das Backarc-Rifting führt zu einer Dehnungstektonik. Der orogene Sockel hat in diesem Modell keinen Bezug zur aktuellen geotektonischen Position, sondern wäre in einem vorausgegangenen Zyklus gebildet worden.

Das zweite Modell kann mit der Situation im Mittelmeer verglichen werden. Der orogene Sockel wird direkt in Bezug zur aktuellen Position gesetzt. Unter postkollisionalen Bedingungen mit einsetzender Dehnungstektonik kommt es zur Bildung später, saurer Schmelzprodukte und zur Förderung von Intraplattenalkalibasalten aus einer davon unabhängigen Mantel-

quelle. Angesichts der relativ geringen Sedimentmächtigkeiten und des zu fordernden raschen Übergangs von einem kompressiven zu einem tensionalen Regime ist allerdings keine Kollision großen Stils anzunehmen. Welches Modell die höhere Wahrscheinlichkeit besitzt, kann aus dem Rahmen des Arbeitsgebietes nicht geklärt werden. Es soll aber abschließend ein Vergleich mit bestehenden Modellen gezogen werden.

11. Schlußfolgerungen zur Stellung der Fleonsformation in der geodynamischen Entwicklung der Ost- und Südalpen während des Paläozoikums

Da die Alterseinstufung der Fleonsformation umstritten ist, sollen die entwickelten Modelle sowohl für die Situation im Ordovizium als auch im Karbon diskutiert werden.

Modell 1



Abb. 27.

Plattentektonische Modelle für den Raum der westlichen Karnischen Alpen zur Zeit der Förderung der Porphyroide und Metabasalte sowie der Ablagerung der Fleonsformation und der Visdende-Schichten.

Für das Ordovizium liegen mehrere, teilweise kontroverse Modelle vor. Subduktionsmodelle schlugen LO-ESCHKE (1977) auf der Grundlage geochemischer Vulkanitdaten sowie HÖLL (1979) und POHL (1984) auf der Grundlage der Verteilung von Vererzungen vor. Demgegenüber vertreten HEINISCH & SCHMIDT (1982) ein anorogenes Rifting-Ereignis.

Ein mehrstufiges Modell wechselnder plattentektonischer Konfigurationen stellten FRISCH et al. (1984, 1987) auf. Danach ist während des Spätproterozoikums und Frühpaläozoikums im Bereich des Ostalpins ein aktiver Kontinentrand oder Inselbogen entwickelt. Im Ordovizium kommt es zur Kollision mit einem anschließenden Übergang zu einem tensionalen tektonischen Regime. Der Vulkanismus wechselt von kalkalkalisch nach alkalisch. Die Bildung der Schmelzprodukte wird von NEUBAUER & FRISCH (1988) in Zusammenhang mit dem Aufdringen eines Mantelplumes im Rahmen nachwirkender Subduktionstätigkeit gebracht. Die plattentektonische Situation kennzeichnen die Autoren als intraorogenes Backarc-Becken. Dieses Modell ist damit weitgehend identisch mit dem für die Fleonsformation entwickelten zweiten Modell.

LOESCHKE (1989) unterscheidet im Oberordovizium einen passiven Kontinentrand oder ein kontinentales Dehnungsfeld mit mildalkalischen Intraplattenbasalten von einer konvergierenden Plattengrenze mit kalkalkalischen Produkten (Blasseneckporphyroid, Nockserie). Die Beziehung beider Räume läßt LOESCHKE offen. LOESCHKE & HEINISCH (in press) vergleichen den oberordovizischen Porphyroidvulkanismus mit der Situation, die im Perm zur Bildung des Bozener Quarzporphyrs führte und erwägen eine spät- bis postkollisionale Position.

Alle genannten Modelle lassen erkennen, daß das Oberordovizium eine Zeit der Umstellung ist. Die magmatischen Produkte entstammen sowohl einem ausklingenden kompressiven Regime als auch einem neu einsetzenden Dehnungsregime. Letzteres hielt während des Silurs und Devons weiter an (HEINISCH, HERTOGEN & SCHLAEGEL, 1988).

Die Daten aus den westlichen Karnischen Alpen spiegeln eine äquivalente Situation wider. Die für die

Fleonsformation entwickelten Modelle sind daher mit vorhandenen Modellen für das Ordovizium sehr gut in Einklang zu bringen.

Nach einer Phase anhaltender Krustendehnung während des Silurs und Devons verstärkte sich am Ende des Visé die synsedimentäre Tektonik und leitet an der Grenze zum Oberkarbon in einen mobilen Flyschtrog über. Der Intraplattenvulkanismus der Dimonserie wird von VAI (1975) ins untere Westfal gestellt. VAI (1975) ordnet in diese Zeit auch die Fleonsformation ein. Im mittleren Westfal kommt es zur Hauptfaltung in den Karnischen Alpen.

Gegen eine Einbindung der Fleonsformation in das untere Westfal sprechen mehrere Punkte, die hier noch einmal zusammengefaßt sind:

- O Der sedimentär-tektonische Rahmen der Fleonsformation und der Visdende-Schichten unterscheidet sich grundlegend von dem der Hochwipfelschichten. Parallelen ergeben sich dagegen zur ordovizischen Faziesvergesellschaftung in den zentralen und östlichen Karnischen Alpen.
- Der Vulkanismus der Dimonserie kann sowohl in der chemischen Zusammensetzung als auch in der Art der Produkte mit den Vulkaniten der westlichen Karnischen Alpen nicht korreliert werden.
- In der Fleonsformation sind sowohl im Gelände als auch bei einer Aufbereitung auf organische Rückstände keinerlei Pflanzenreste nachzuweisen, obwohl dies für ein flachmarin-fluviatiles Milieu im Karbon zu erwarten wäre.

Die in dieser Arbeit dargelegten sedimentologischen, petrographischen und geochemischen Daten stützen ein oberordovizisches Alter der Fleonsformation. Es wird damit die Ansicht von SCHÖNLAUB (1985) bestätigt, der ein oberordovizisches Alter neben faziellen Argumenten mit Hilfe von Bryozoenfunden in sandigen Schiefern der Fleonsformation erhärten konnte. Die Fleonsformation wäre damit in die Reorganisationsphase der Plattenkonstellationen während des oberen Ordoviziums einzuordnen und stünde am Anfang der langanhaltenden Dehnungsphase, die den ost- und südalpinen Raum vom Silur bis Unterkarbon beherrschte.

Dank

Die vorliegende Arbeit wurde als Diplomarbeit am Geologischen Institut der Universität Tübingen auf Anregung und unter Leitung von Herrn Prof. Dr. J. LOESCHKE durchgeführt. Ihm gilt mein herzlicher Dank für zahlreiche Diskussionen und Anregungen, die nicht zuletzt zu der von ihm durch kritische Durchsicht des Manuskripts unterstützten Abfassung dieses Auszugs aus der Diplomarbeit führten.

Des weiteren gilt mein Dank allen, welche die Arbeit ermöglichten und zu deren Gelingen beitrugen. Insbesonders möchte ich mich bei Herrn Prof. Dr. G. FLAJS (Aachen) bedanken, der durch gemeinsame Geländebegehungen, Diskussionen und die freizügige Überlassung eigener Forschungsergebnisse wesentlich die Arbeit gefördert hat. Herr Prof. P. METZ ermöglichte dankenswerterweise die Mikrosondenmessungen am Mineralogischen Institut Tübingen. Frau BARTHOLOMÅ sei für die sorgfältige Durchführung der Röntgenfluoreszenzmessungen gedankt. Die Geländearbeiten fanden freundlicherweise eine finanzielle Unterstützung durch die Geologische Bundesanstalt Wien und die Deutsche Forschungsgemeinschaft. Beiden Institutionen soll an dieser Stelle gedankt werden.

Literatur

- Аокı, К.J. & SHIBA, J.: Pyroxenes from Iherzolithe inclusions of Itinome-gata, Japan. – Lithos, 6, 41–51, Oslo 1973.
- BARBERI, F., BIZOURD, H. & VARET, J.: Nature of the clinopyroxenes and iron enrichment in alkalic and transitional basaltic magmas. – Contrib. Mineral. Petrol., 33, 93–107, Berlin 1971.
- BARTHOLOMEW, D.S. & TARNEY, J.: Crustal extension in the Southern Andes (45°-46°). – In: KOKELAAR, B.R. & HOWELLS, M. (Eds.): Marginal basin geology, 95-203, Blackwell, Oxford 1984.
- BARLEY, M.E.: Origin and evolution of mid-Cretaceous garnetbearing, intermediate and silicic volcanics from Canterbury, New Zealand. – In: WEAVER, S.D. & JOHNSON, R.W. (Eds.): Tectonic controls on magma chemistry. – J. Volcanol. Geotherm. Res., **32**, 247–267, 1987.
- BASU, A.: Petrology of Holocene fluvial sand derived from plutonic source rocks: implication to paleoclimate interpretation. – J. Sedim. Petrol., 37, 1031–1044, Tulsa 1976.
- BASU, A., YOUNG, S.W, SUTTNER, L.J., JAMES, W.C. & MACK, G.H.: Reevaluation of the use of undulatory extinction and polycristallinity in detrital quartz for provenance interpretation. – J. Sedim. Petrol., 45, 873–882, Tulsa 1975.
- BATHIA, M.R.: Plate tectonics and geochemical composition of sandstones. – J. Geology, 91/6, 611–627, Chicago 1983.
- BATHIA, M.R. & CROOK, K.A.W.: Trace element characteristics of greywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. – Contrib. Mineral. Petrol., 92, 181–193, Berlin 1986.
- BIRCH, W.D. & GLEADOW, A.J.W.: The genesis of garnet and cordierite in acid volcanic rocks: evidence from the Carberean Cauldron, Central Victoria, Australia. – Contrib. Mineral. Petrol., 45: 1–13, Berlin (1974).
- BLATT, H.: Provenance determinations and recycling of sediments. – J. Sediment. Petrol., 37, 1031–1044, Tulsa 1967.
- BLATT, H., MIDDLETON, G. & MURRAY, R.C.: Origin of sedimentary rocks, 2nd edition, 782 S., Englewood Cliffs, New Jersey 1980.
- BOGEL, H. & SCHMIDT, K.: Kleine Geologie der Ostalpen. 231 S., Thun (Ott Verlag) 1976.
- CAMERON, K.L. & BLATT, H.: Durabilities of sand size schists and volcanic rock fragment during fluvial transport, Elk Greek, Black Hills, South Dakota. – J. Sedim. Petrol., **41**, 565–576, Tulsa 1971.
- CAWOOD, P.A.: Modal composition and detrital clinopyroxene geochemistry of lithic sandstones from the New England Fold Belt (East Australia): a Paleozoic fore-arc terrane. Bull. Geol. Soc. Amer., **94**, 1199–1214, Boulder, Colorado 1983.

- CAWTHORN, R.G. & BROWN, P.A.: A model for the formation and crystallisation of corundum-normative calc-alkaline magma through amphibole fractionation: reply. – J. Geology, 86, 272–275, Chicago 1978.
- CLEMENS, J.D. & WALL, V.J.: The role of manganese in the paragenesis of the magmatic garnet: a discussion. – J. Geology, **90**, 339–341, Chicago 1982.
- COISH, R.A. & TAYLOR, L.A.: The effect of cooling rate on texture and pyroxene chemistry in DSDP Leg 34 basalt: a microprobe study. – Earth Planet. Sci. Lett., **42**, 389–398, Amsterdam 1978.
- COLE, J.W.: Taupo-Rotorua Depression: an ensialic marginal basin of North Island, New Zealand. – In: KOKELAAR, B.P. & HOWELLS, M. (Eds.): Marginal basin geology, 109–120, Oxford (Blackwell) 1984.
- COOMBS, D.S.: Trends and affinities of basaltic magmas and pyroxenes as illustrated on the diopside-olivine-silica diagram. – Mineral. Soc. Amer., Spec. Paper, 1, 227–250, 1963.
- Своок, K.A.W.: Lithogenesis and geotectonics: The significance of compositional variations in flysch arenites (greywackes). – In: DOTT, R.H. & SHAVER, R.H. (Eds.): Modern and ancient geosynclinal sedimentation: Soc. Econ. Pal. Min, Spec. Publ., **19**, 304–310, 1974.
- DICKINSON, W.R.: Interpreting detrital modes of greywackes and arkose. – J. Sedim. Petrol., 40, 695–707, Tulsa 1970.
- DICKINSON, W.R.: Plate tectonics and sedimentation. In: DICKINSON, W.R. (Ed.): Tectonics and sedimentation, Soc. Econ. Pal. Min., Spec. Publ., **22**, 1–27, 1974.
- DICKINSON, W.R.: Interpreting provenance from detrital modes of sandstones. – In: ZUFFA, G.G. (Ed.), Provenance of arenites, NATO ASI Series C, Vol. 148, 333–361, Dordrecht (Reidel Publishing Comp.) 1985.
- DICKINSON, W.R., BEARD, I.S., BRAKENRIDGE, G.R., ERJAVEC, J.L., FERGUSON, R.C., INMAN, K.F., KNEPP, R.A., LINDBERG, F.A. & RYBERG, P.T.: Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. – Bull. Geol. Soc. Amer., 94, 222–235, Boulder, Colorado 1983.
- DICKINSON, W.R. & SUCZEK, C.A.: Plate tectonics and sandstone composition. – Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 63, 2164–2182, Tulsa 1979.
- DICKINSON, W.R. & VALLONI, R.: Plate settings and provenance of sands in modern ocean basins. – Geology, 8, 82–86, Boulder Colorado 1980.
- DU BRAY, E.A.: Garnet composition and their use as indicators of peraluminous granitoid petrogenesis – Southeastern Arabian Shield. – Contrib. Mineral. Petrol., **100**, 205–212.
- EATON, G.P.: The Miocene Great Basin of Western North America as an extending back-arc region. Tectonophysics, **102**, 275–295, Amsterdam 1984.
- EWART, A.: A review of the mineralogy and chemistry of Tertiary-recent dacitic, latitic, rhyolitic and related salic volcanic rocks. – In: BARKER, F. (Ed.): Trondhjemites, dacites, and related rocks, 13–121, Amsterdam 1979.
- FOLK, R.L.: Petrology of sedimentary rocks. 182 S., Austin, Texas (Hemphill Publishing Co.) 1968.
- FORCE, E.R.: The provenance of rutile. J. Sedim. Petrol., 50, 485-488, Tulsa 1980.
- FRECH, F.: Die Karnischen Alpen. 514 S., Halle (Verl. Max Niemeyer) 1894.
- FRISCH, W., NEUBAUER, F. & SATIR, M.: Concepts of the evolution of the Austroalpine basement complex (Eastern Alps) during the Caledonian-Variscan cycle. – Geol. Rdsch., 73/1, 47–68, Stuttgart 1984.
- FRISCH, W., NEUBAUER, F., BRÖCKER M., BRÜCKMANN, W. & HAISS, N.: Interpretation of geochemical data from the Caledonian basement within the Austroalpine-Mediterranean mountain belts: 209–226, Mineralia Slovaca-Monography, Bratislava (Alfa) 1987.

- FÜCHTBAUER, H. (Hrsg.): Sedimente und Sedimentgesteine (Sediment-Petrologie Teil II). – 4. neubearb. Aufl., Stuttgart (Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung) 1988.
- GAZZI, P.: Le arenarie del flysch sopracretaceo dell'Apenino modenese – correlazioni con il flysch di Monghidoro. – Mineralog. et Petrogr. Acta, **16**, 69–97.
- GEYER, G.: Erläuterungen zur Geologischen Specialkarte der österreichisch-ungarischen Monarchie 1:75.000, Blatt Sillian und St. Stefano del Comelico. – Wien (Verlag der k.k. Geol. R.-A.) Wien 1902.
- GILL, J.B.: Orogenic andesites and plate tectonics. 390 S., Berlin (Springer-Verlag) 1981.
- GRAHAM, S.A., INGERSOLL, R.V. & DICKINSON, W.R.: Common provenance for lithic grains in carboniferous sandstones from Ouachita Mountains and Black Warrior basin. – J. Sedim. Petrol., 46, 620–632, Tulsa 1976.
- GREEN, T.H. & RINGWOOD, A.E.: Origin of garnet-phenocrysts in calc-alkaline rocks. – Contrib. Mineral. Petrol., 18, 163–174, Berlin 1968.
- GREEN, T.H. & RINGWOOD, A.E.: Crystallisation of garnet-bearing rhyodacite under high pressure hydrous conditions. – J. Geol. Soc. Austral., **19**, 203–212, 1972.
- HARROLD, P.J. & MOORE, J.C.: Composition of deep-sea sands from marginal basins of the northwestern Pacific. – Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj., **31**, 507–514, Washington 1975.
- HEINISCH, H.: Zum ordovizischen "Porphyroid"-Vulkanismus der Ost- und Südalpen, Stratigraphie, Petrographie, Geochemie. – Jb. geol. B.-A., **124/1**, 1–109, Wien 1981.
- HEINISCH, H., HERTOGEN, J. & SCHLAEGEL, P.: Ausgewählte Spurenelementdaten von metamorphen basischen Magmatiten aus der Nördlichen Grauwackenzone (Österreich). – Jb. Geol. B.-A., **131/2**, 267–278, Wien 1988.
- HEINISCH, H. & SCHMIDT, K.: Zur Genese der Augengneise im Altkristallin der Ostalpen. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1982**, 211–239, Stuttgart 1982.
- HELMOLD, K.P.: Provenance of feldspathic sandstones the effect of diagenesis on provenance interpretations: a review. – In: ZUFFA, G.G. (Ed.): Provenance of arenites, 139–163, Dordrecht (Reidel Publishing Company) 1985.
- HERITSCH, F: Die Karnischen Alpen. Monographie einer Gebirgsgruppe der Ostalpen mit variszischem und alpidischem Bau. – 205 S., Geol. Inst. Univ. Graz, Graz 1936.
- HINDERER, M.: Bericht 1987 über geologische Aufnahmen in den westlichen Karnischen Alpen auf Blatt 196 Obertilliach.
 Jb. Geol. B.-A., 131/3, 481–483, Wien 1988.
- HINDERER, M.: Sedimentologie und Vulkanismus des Paläozoikums südlich St. Lorenzen /Lesachtal unter besonderer Berücksichtigung der Fleonsformation (Westliche Karnische Alpen/Österreich/Italien). – Unveröff. Dipl.-Arb. Univ. Tübingen, 198 S., Tübingen 1989.
- HOLL, R.: Time- and stratabound early Paleozoic scheelite, stibnite, and cinnabar deposits in the Eastern Alps. – Verh. Geol. B.-A., **1979**/3, 369–387, Wien 1979.
- HOUSEKNECHT, D.W.: Comparative anatonomy of a Pottsville lithic arenite and quartz arenite of the Pocahonatas basin, southern West Virginia: petrogenetic, depositional, and stratigraphic implications. – J. Sedim. Petrol., **50**, 3–20, Tulsa 1980.
- INGERSOLL, R.V., BULLARD, T.F., FORD, R.L., GRIMM, J.P., PICK-LE, J.D. & SARES, S.W.: The effect of grain size on detrital modes: a test of the Gazzi-Dickinson point-counting method. – J. Sedim. Petrol., 54, 103–116, Tulsa 1984.
- JENKINS, W.A.M.: Ordovician Chitinozoa from Shropshire. Palaeontology, **10**, 436–488, London 1967.
- KUSHIRO, I.: Si-AI relation in clinopyroxenes from igneous rocks. – Amer. J. Sci., 258, 548–554, New Haven, Connecticut 1960.

- LE BAS, M.J.: The role of aluminium in igneous clinopyroxenes with relation to their parentage. – Amer. J. Sci., **260**, 267–288, New Haven, Connecticut 1962.
- LETERRIER, J., MAURY, R.C., THONON, P., GIRARD, D. & MAR-CHAL; M.: Clinopyroxene composition as a method of identification of the magmatic affinities of paleo-volcanic series. – Earth Planet. Sci. Lett., **59**, 139–154, Amsterdam 1982.
- LOESCHKE, J.: Kaledonischer eugeosynklinaler Vulkanismus Norwegens und der Ostalpen im Vergleich mit rezentem Vulkanismus unterschiedlicher geotektonischer Positionen: Eine Arbeitshypothese. – Z. dtsch. geol. Ges., **128**, 185–207, Hannover 1977.
- LOESCHKE, J.: Lower Paleozoic volcanism of the Eastern Alps and its geodynamic implications. – Geol. Rdsch., 78, 599–616, Stuttgart 1989.
- LOESCHKE, J. & HEINISCH, H.: Paleozoic volcanism of parts of the Eastern Alps and its paleotectonic environment. – In: RAUMER, J.F. & NEUBAUER, F. (Eds.): The Pre-Alpine Basement in the Alps, Berlin (Springer-Verlag), in press.
- MACK, G.H. & SUTTNER, L.J.: Paleoclimate interpretation from a petrographic comparison of Holocene sands and the Fountain Formation (Pennsylvanian) in the Colorado Front Range. – J. Sedim. Petrol., **47**, 89–100, Tulsa 1977.
- MAYNARD, J.B.: Composition of plagioclase feldspar in modern deep-sea sands: relationship to tectonic setting. – Sedimentology, **31**, 493–501, Amsterdam 1984.
- MEVEL, C. & VELDE, D.: Clinopyroxene in mesozoic pillow lavas from the French Alps: influence of cooling rate on compositional trends. – Earth Planet. Sci. Lett., **32**, 158–164, Amsterdam 1976.
- MIALL, A.D.: Principles of sedimentary basin analysis. 490 S., New York - Berlin (Springer-Verlag) 1984.
- MILLER, C.F. & STODDARD, E.F.: The role of manganese in the paragenesis of magmatic garnet: an example from the Old Woman-Piute Range, California. – J. Geology, 89, 233–246, Chicago 1981.
- MORTON, A.C.: A new approach to provenance studies: Electron microprobe analysis of detrital garnets from Middle Jurassic sandstones of the northern North Sea. – Sedimentology, **32**, 553–567, Amsterdam 1985.
- MORTON, A.C.: Heavy minerals in provenance studies. In: ZUFFA, G.G. (Ed.): Provenance of arenites, NATO ASI Series C, Vol. **148**, 249–278, Dordrecht (Reidel Publishing Co.) 1985.
- NEUBAUER, F. & FRISCH, W.: Ordovician-Silurian geodynamic evolution of the Alps – the orogeny back-arc basin model. – Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **68**, 351–357, 1988.
- NISBET, E.G. & PEARCE, J.A.: Clinopyroxene composition in mafic lavas from different tectonic setting. – Contrib. Mineral. Petrol., 63, 149–160, Berlin 1977.
- PELLIZZER, R. & TOMADIN, L.: Grauwacke e non tufi fiabasici le rocce costituenti la giogaia dei Fleons-Creta Verde Catena Paleocarnica. – Acad. Naz. Lincei – Rend. Sc. fis. e nat., 32, 516–523, Rom 1962.
- PETTIJOHN, E.J.: Sedimentary rocks. 3rd edition, 628 S., Harper & Row Publishers, 1975.
- PETTIJOHN, F.J., POTTER, P.E. & SIEVER, R.: Sand and sandstone. – 2nd edition, 553 S., Berlin ((Springer-Verlag) 1987. PICHLER, H. & SCHMITT-RIEGRAF, C.: Gesteinsbildende Minerale
- im Dünnschliff. 230 S., Stuttgart (Enke Verlag) 1987.
- POHL, W.: Metallogenetic evolution of the East alpine Paleozoic basement. – Geol. Rdsch., **73/1**, 131–147, Stuttgart 1984.
- POLDERVAART, A. & HESS, H.H.: Pyroxenes in the crystallization of basaltic magma. – J. Geology, **59**, 472–489, Chicago 1951.
- POTTER, P.E.: Petrology and chemistry of modern big river sands. J. Geology, **86**, 423–449.
- POTTER, P.E.: South American modern beach sand and plate tectonics. Nature, 311, 645-648, 1984.

- POTTER, P.E.: South America and a few grains of sand: Part I - Beach sands. - J. Geology, 94, 301-319, Chicago 1986.
- PRIEWALDER, H. & SCHUMACHER, R.: Petrographisch-tektonische Untersuchungen in den Ennstaler Phylliten (Niedere Tauern, Steiermark) und deren Einstufung in das Silur durch Chitinozoen. – Verh. Geol. B.-A., **1976**/1, 95–113, Wien 1976.
- RAUSCHER, R.: Recherches micropaléontologiques et stratigraphiques dans l'Ordovicien et le Silurien en France. Etude des Acritarches, des Chitinizoaires et des spores. – Sci. geol. (Univ. Louis Pasteur Strasbourg, Inst. Géol.), Vol. 38, 224 S., Strasbourg 1973.
- ROSER, B.P. & KORSCH, R.J.: Determination of tectonic setting of sandstone – mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio. – J. Geology, **94**, 635–650, Chicago 1986.
- ROSER, B.P. & KORSCH, R.J.: Provenance signature of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data. – Chem. Geology, 67, 119–139, Amsterdam 1988.
- SASSI, F.P., KALVACHERA, R. & ZANFERRARI, A.: New data on the age of deposition of the South-Alpine phyllitic basement in the Eastern Alps. – N. Jb. Geol. Palönt. Mh., **12**, 741–751, Stuttgart (Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung) 1984.
- SASSI, F.P., ZANFERRARI, A. & ZIRPOLI, G.: Nuovi dati sulla stratigrafia e i caratteri chimico-petrografici dei porfiroidi del Comelico (Alpi orientali). – Mem. Soc. Geol. Ital., 20, 425–434, Bologna 1979.
- SAVELLI, C: Late Oligocene to recent episodes of magmatism in and around the Thyrrhenian Sea: implications for the processes of opening in a young inter-arc basin of intraorogenic (Mediterranean) type. – In: WEZEL, F.C. (Ed.): The origin and evolution of arcs. – Tectonophysics, **146**, 146–181, Amsterdam 1988.
- SAWYER, E.W.: The influence of source rock type, chemical weathering and sorting on the geochemistry of clastic sediments from the Quetico metasedimentary belt, Superior Province, Canada. – Chem. Geology, 55, 77–95, Amsterdam 1986.
- SCHMID, H.: Geologie der Königswandgruppe in den westlichen Karnischen Alpen. – Jb. Geol. B.-A., 80, 1–14, Wien 1930.
- SCHNEPF, H.: Vulkanismus und Sedimentologie im Murauer Paläozoikum (Gurktaler Decke/Oberostalpin/Österreich). – Diss. Univ. Tübingen, 149 S., Tübingen 1988.
- SCHÖNLAUB, H.P.: Die fazielle Entwicklung im Altpaläozoikum und Unterkarbon der Karnischen Alpen. – Z. dtsch. geol. Ges., **122**, 97–122, Hannover 1971.
- SCHONLAUB, H.P.: Das Paläozoikum in Österreich: Verbreitung, Stratigraphie, Korrelation, Entwicklung und Paläogeographie nicht-metamorpher und metamorpher Abfolgen. – Abh. Geol. B.-A., **33**, 1–124, Wien 1979.
- SCHÖNLAUB, H.P.: Das Paläozoikum der Karnischen Alpen. In: Arbeitstagung der Geol. B.-A., Kötschach-Mauthen 1985.

- SCHWAB, F.L.: Framework mineralogy and chemical composition of continental margin-type sandstone. – Geology, 3, 487–490, 1975.
- SELLEY, R.C: Ancient sedimentary environments. 287 S., London (Chapman and Hall) 1978.
- SELLI, R.: Appunti geologici sul gruppo del M. Avanza (Carnia occidentale). Gion. Geol., **18**, 73–88, Bologna 1946.
- SELLI, R.: Schema geologico delle Alpi Carniche e Giulie occidentali. – Gion. Geol., **30**, 1–136, Bologna 1963.
- TOLLMANN, A.: Der südalpine Anteil Österreichs. In: Geologie von Österreich. Band 2, Außerzentralalpiner Anteil, 766 S., Wien (Deuticke-Verlag) 1985.
- TRAVENA, A.S. & NASH, W.P.: An electron microprobe study of detrital feldspar. – J. Sedim. Petrol., 51, 137–150, Tulsa 1981.
- TRÖGER, W.E.: Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil 2, Textband, 2. Aufl., 822 S., Stuttgart (Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung) 1967.
- VAI, G.B.: Hercynian basin evolution of the southern Alps. In: SOUYRES, C.H. (Ed.): Geology of Italy, Vol. 1, 402 S, Tripolis 1975.
- VAI, G.B. & COCCOZZA, T.: Tentative schematic zonation of the Hercynian chain in Italy. – Bull. Soc. Geol. France, 1986, 95–114, Paris 1986.
- VALLANCE, T.G.: Pyroxenes and the basalt-spilite relation. In: AMSTUTZ, G.C (Ed.): Spilites and spilitic rocks. – Intern. Union Geol. Sci. Series A, 4, 59–68, Berlin (Springer-Verlag) 1974.
- VALLONI, R.: Reading provenance from modern marine sands.
 In: ZUFFA G.G. (Ed.): Provenance of arenites, NATO ASI Series C, Vol. 148, 309–332, Dordrecht (Reidel Publishing Company) 1985.
- VALLONI, R. & MAYNARD, J.B.: Detrital modes of recent deepsea sands and their relation to tectonic setting: a first approximation. – Sedimentology, 28, 75-83, Amsterdam 1981.
- VERHOOGEN, J.: Distribution of titanium between silicates and oxydes in igneous rocks. – Amer. J. Sci., **260**, 267–288, New Haven, Connecticut 1962.
- WASS, S.J.: Multiple origins of clinopyroxenes in alkalic basaltic rocks. - Lithos, **12**, 115-132, Oslo 1979.
- WINKLER, H.G.: Petrogenesis of metamorphic rocks (5. Auflage). – 348 S., New York (Springer-Verlag) 1979.
- ZIMMERLE, W.: Petrographische Beschreibung und Deutung der erbohrten Schichten. – In: Die Tiefbohrung Saar 1, Geol. Jb., Reihe A, Heft 27, 91–305, Hannover 1976.
- ZUFFA, G.G.: Optical analysis of arenites: Influence of methodology on compositional results. - In: ZUFFA, G.G. (Ed.): Provenance of arenites, NATO ASI Series C, Vol. 148, 165-189, Dordrecht (Reidel Publishing Co.) 1985.
- ZUFFA, G.G.: Unravelling hinterland and offshore palaeogeography from deep-water arenites. – In: LEGETT, J.K. & ZUFFA, G.G. (Ed.): Marine clastic sedimentology: 39–61, 1987.

Sedimentstrukturen

- Fig. 1: Massige Rinnenfüllung mit interner Schrägschichtung am Übergang von der Quarzitischen in die Grauwackenserie.
 - Lokalität: Westlich Vorgipfel Raudenspitz (Monte Fleons) (12°45'38" östl. Gr., 46°38'24" n. Br.).
- Fig. 2: Trogförmige Schrägschichtung in quarzfeldspatreichen Grauwacken. Lokalität: Gipfel Raudenspitz (Monte Fleons) (12°45′44″ östl. Gr., 46°38′53″ n. Br.).
- Fig. 3: Flachwinkelige, trogförmige Schrägschichtung einer quarzfeldspatarmen Grauwacke. Lokalität: Block in der Halde am Weg von der Obergaileralm zum Schönjöchl.
- Fig. 4: Feinturbiditische Silt-Ton-Wechsellagerung. Lokalität: Ostabhang Raudenspitz (Monte Fleons) (vgl. Taf. 2/1). (12°46'0" östl. Gr., 46°38'45" n. Br.).
 Fig. 5: Konglomeratische Grauwacke.

Lokalität: Block in der Halde nördlich des Edigon. Anstehend im Bereich 12°46'21" östl. Gr., 46°38'47" n. Br.



Polierte Anschliffe von Grauwacken der Fleonsformation

Fig. 1: Silt-Ton-Wechsellagerung mit gradierten feinturbiditischen Lagen. Lokalität: Ostabhang Raudenspitz (Monte Fleons) (12°46'0" östl. Gr., 46°38'45" n. Br.).

Fig. 2: Übergreifen einer schwach gradierten Grauwackenbank auf eine feinlaminierte Silt-Ton-Wechselfolge. Lokalität: Schutthalde am Ostabhang Raudenspitz (Monte Fleons).

Fig. 3: Körnungswechsel in schräggeschichteten, quarzfeldspatreichen Grauwacken. Lokalität: Gipfel Raudenspitz (Monte Fleons).

Fig. 4: Übergreifen einer konglomeratischen Grauwacke auf eine feinpsammitische Lage. Lokalität: Schutthalde Nordwand Edigon.



Detritische Minerale der Fleonsgrauwacken

Fig. 1: Klastischer Pyroxen in quarzfeldspatarmen Grauwacken.

Der Pyroxen ist von einem Uralitisierungssaum aus strahlig-spießigem Aktinolith und Chlorit umgeben. Lokalität: Halde Ostseite Raudenspitz (Monte Fleons) am Weg Obergaileralm – Schönjöchl. Hellfeld.

- Fig. 2: Identischer Ausschnitt wie Fig. 1 unter gekreuzten Nicols.
- Fig. 3: Großer Kalifeldspatklast mit magmatischen Resorptionsschläuchen (Quarzfeldspatreiche Grauwacke). Lokalität: Halde Nordwand des Edigon am Weg zwischen Knolihütte und Enterberghütte.
- Gekreuzte Nicols.
- Fig. 4: Idiomorpher Kalifeldspatklast mit Karlsbader Zwilling in Sanidintracht. Am linken Bildrand stark uralitisierter Pyroxen. Unten Porphyrquarz mit idiomorphem Umriß. Quarzfeldspatarme Grauwacke.
 Lokalität: Halde Ostseite Raudenspitz (Monte Fleons). Gekreuzte Nicols.
- Fig. 5: Deformationsgefüge imkompetenter Gesteinsbruchstücke im Bereich eines Quarzitgerölls. Lokalität: Halde Nordwand des Edigon am Weg zwischen Knolihütte und Enterberghütte. Hellfeld.
- Fig. 6: Kalifeldspatklast mit Fleckenperthit-Entmischungen, verstärkter Umwandlung des Kernbereiches und idiomorphem Umriß.

. Lokalität: Gipfel Raudenspitz (Monte Fleons). Gekreuzte Nicols.

Fig. 7: Mikroklin mit typischer Zwillingsgitterung, guter Rundung und frischem Erscheinungsbild. In der oberen Bildhälfte randlich uralitisierter Pyroxen. Quarzfeldspatarme Grauwacke. Lokalität: Halde Ostseite Raudenspitz (Monte Fleons). Gekreuzte Nicols.



Gesteinsbruchstücke der Fleonsgrauwacken I

- Fig. 1: Spilitisches Vulkanitfragment mit subophitischem Reliktgefüge. Hoher Erzgehalt (Titanomagnetit/Leukoxen). Quarzfeldspatarme Grauwacke. Lokalität: Halde Ostseite Raudenspitz. Hellfeld
- Fig. 2: Spilitisches Vulkanitfragment mit eingeregelten Plagioklasleisten. Relativ geringer Erzgehalt. Quarzfeldspatarme Grauwacke. Lokalität: Halde Nordwand Edigon. Hellfeld.
- Fig. 3: Vulkanitfragment mit hohem Feldspat- und geringem Chlorit- und Erzanteil. Übergangsglied von basischem zu trachytischem Komponententyp. Quarzfeldspatarme Grauwacke. Lokaltät: Halde Nordwand Edigon. Hellfeld.
- Fig. 4: Feinkörniges Vulkanitfragment mit serizitisierten und zerscherten Feldspateinsprenglingen (albitisierter Plagioklas).

Konglomeratische Quarzfeldspatreiche Grauwacke. Lokalität: ca 400 m westlich Gipfel Raudenspitz (Monte Fleons). Hellfeld.

Fig. 5: Fragmente von Blasenlaven.

Die mikro- bis kryptokristalline Matrix ist durch feinverteiltes Erz nahezu opak. Die Blasenhohlräume sind randlich mit Chlorit im Inneren mit Quarz verfüllt. Teilweise sind konzentrische Pigmentsäume ausgebildet. Quarzfeldspatarme Grauwacke. Lokalität: Halde Nordwand Edigon.

Hellfeld.

Fig. 6: Rasch abgekühltes, basisches Vulkanitfragment mit eingeregelten, nadeligen Plagioklasleisten. Mikro- bis kryptokristalline Matrix mit feinverteiltem Erz. Quarzfeldspatreiche Grauwacke. Lokalität: Gipfel Raudenspitz (Monte Fleons). Hellfeld.



Gesteinsbruchstücke der Fleonsgrauwacken II

- Fig. 1: Trachytisches Geröll mit stengelig-strahlig verwachsenen Feldspatleisten. Epidot und Erzkörnchen nehmen kleine Zwickelfüllungen ein. Quarzfeldspatarme Grauwacke. Lokalität: Halde Ostseite Raudenspitz (Monte Fleons). Gekreuzte Nicols.
- Fig. 2: Linke Bildhälfte: trachytisches Geröll mit sphärolithischen Feldspatverwachsungen. Durch eingeschlossenes Pigment getrübt. Es handelt sich wahrscheinlich um entglaste trachytische Grundmasse. Rechte Bildhälfte: Porphyrquarz mit Korrosionsschlauch. Quarzfeldspatreiche Grauwacke. Lokalität: Gipfel Raudenspitz (Monte Fleons). Hellfeld.
- Fig. 3: Rhyolithfragment mit idiomorphen Quarz- und Feldspateinsprenglingen. Die Grundmasse besteht aus einem mikrogranularen Quarz-Feldspat-Mosaik, das von kleinen Chlorit- und Serizitschüppchen durchsetzt ist. Quarzfeldspatreiche Grauwacke. Lokalität: nordwestlicher Wandfuß der Raudenspitz (Monte Fleons). Hellfeld.
- Fig. 4: **Zwickelfüllung von Pillowlaven.** Chalcedon durchsetzt von Hämatit. Quarzfeldspatarme Grauwacke. Lokalität: Halde Nordwand Edigon. Gekreuzte Nicols.
- Fig. 5: Grauwackenfragment in konglomeratischer Quarzfeldspatreicher Grauwacke. Lokalität: ca. 400 m westlich Gipfel Raudenspitz (Monte Fleons). Hellfeld.
- Fig. 6: **Polykristallines Quarzaggregat.** Die bimodale Korngrößenverteilung sowie die Auslängung und Orientierung der Subkörner weisen auf eine metamorphe Quelle hin. Aufgearbeitete Grauwacke. Lokalität: Halde Ostseite Raudenspitz (Monte Fleons). Gekreuzte Nicols.



Neuergebnisse aus dem Paläozoikum der Ost- und Südalpen			en Red	Redaktion: Hans Peter Schönlaub & Albert Daurer		
Jb. Geol. BA.	ISSN 0016-7800	Band 135	Heft 1	S. 381–418	Wien, März 1992	

Stratigraphy, Biogeography and Paleoclimatology of the Alpine Paleozoic and its Implications for Plate Movements*)

By HANS PETER SCHÖNLAUB**)

With 16 Text-Figures

Alpen Paläozoikum Biostratigraphie Bioklimatologie Biogeographie Plattenteklonik Terranes

Contents

	Zusammenfassung	381
	Abstract	382
1.	Introduction	383
2.	Review of Paleozoic Plate Movement	384
3.	Paleogeographical Constraints of the Alpine Paleozoic	388
	3.1. Late Proterozoic	388
	3.2. Cambrian to Ordovician	389
	3.3. Silurian	394
	3.4. Devonian	397
	3.5. Carboniferous	402
	3.6. Permian	405
	Acknowledgements	407
I	References	408

Stratigraphie, Biogeographie und Paläoklimatologie des alpinen Paläozoikums und Konsequenzen für Plattenbewegungen

Zusammenfassung

Das Konzept der Plattentektonik indiziert, daß Bewegungen zwischen einzelnen Kontinenten nicht nur in der Gegenwart feststellbar sind, sondern auch in der geologischen Vergangenheit stattfanden. Während das vierte verbesserte plattentektonische Modell "NUVEL-1" (C. DE METS et al., 1990) für die letzten drei Millionen Jahre von der Existenz von 12 größeren Platten ausgeht, die mit Geschwindigkeiten zwischen 1,5 und 3,5 cm/Jahr u.a. vom mittelatlantischen Rücken bzw. mit 10–17 cm/Jahr vom ostpazifischen Rücken wegdriften (K.C. MACDONALD, 1990) und ähnliche Driftraten anscheinend auch für die Bewegungen Eurasiens in den vergangenen 250 Millionen Jahren anzunehmen sind (durchschnittlich 3,8 cm/Jahr, siehe C.R. DENHAM & C.R. SCOTESE, 1987), ist die Anzahl der Platten und ihre Driftgeschwindigkeiten im Paläozoikum umstritten. Sie schwanken zwischen durchschnittlich 6,3 cm/Jahr und 10–23 cm/Jahr für Gondwana (C.R. SCOTESE & S.F. BARRETT, 1990 bzw. V. BACHTADSE & J.C. BRIDEN, 1990). Noch raschere Bewegungen mit bis zu 28 cm/Jahr sollen hingegen, allerdings in der Oberkreide, an den Grenzen zwischen der pazifischen und der nordamerikanischen Platte in Kalifornien stattgefunden haben (J.A. TARDUNO et al., 1990).

In der rund 300 Millionen Jahre langen Geschichte des alpinen Paläozoikums spiegeln sich ebenfalls Driftbewegungen wider. Für paläogeographische Rekonstruktionen eignen sich vor allem Klima-abhängige Gesteinsparameter, wie die Verteilung von Karbonatgesteinen, Riffbildungen und andere Flachwasserablagerungen, Oolithe, Evaporite, Kohlebildungen und Rotsedimente. Ebenso große Bedeutung haben bestimmte Organismengruppen, wie zum Beispiel Vertreter des Licht- und Temperatur-abhängigen sessilen Benthos und Algen. Hingegen lassen sich paläomagnetische Daten aus den Alpen aufgrund jüngerer Überprägungen für paläogeographische Überlegungen nicht heranziehen.

^{*)} Extended version of a paper entitled "Stratigraphy, Biogeography and Climatic Relationship of the Alpine Paleozoic" for the volume "Pre-Mesozoic Geology of the Alps" (Springer-Verlag).

^{**)} Author's address: Univ.-Doz. Dr. HANS PETER SCHONLAUB, Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien.

Das in dieser Arbeit vorgestellte Szenario stützt sich auf eine umfangreiche Datenbank, die vom ausgehenden Proterozoikum bis ans Ende des Perms reicht; dazu kommen plattentektonisch relevante geochemische Indikatoren von verschieden alten Vulkaniten aus den Ost- und Südalpen. Die daraus abgeleiteten Driftbewegungen und das tektonische Geschehen sind einerseits im Einklang mit der Polwanderkurve (APWP) für Gondwana und Euramerika, weichen aber andererseits in Bezug auf die Paläolatituden des alpinen Altpaläozoikums nicht unbedeutend von den Kartendarstellungen bei C.R. SCOTESE & W.S. McKERROW (1990) ab.

Am Ende des Präkambriums und im Kambrium deuten die wenigen lithologischen und auf Fossilien beruhenden Daten Gemeinsamkeiten zwischen dem afrikanischen Teil von Gondwana und Südeuropa an. Altersmäßig fraglich datierte Reste ehemaliger ozeanischer Kruste sind vielleicht Hinweise auf Ozeane, die zu dieser Zeit einzelne Terrains getrennt haben mögen.

Im Laufe des Ordoviz schwächte sich der "nordafrikanische" Einfluß zugunsten von stärkeren Beziehungen zum warmen Nordeuropa ab. Als Argumente dienen faunistische und karbonatpetrographische Daten, die am Ende des Ordoviz eine Sedimentation in maximal 45° südlicher Breite wahrscheinlich machen.

Während des Silurs bestanden enge Beziehungen zu Süd-und Südwesteuropa und anderen Gebieten Mitteleuropas, hingegen fand nur ein schwacher Austausch mit Nordafrika statt. Das Vorkommen von Korallen, Ooiden, Stromatolithen und weitere biofaziell und biofaunistisch wichtige Merkmale deuten für die silurischen Alpen eine Position um rund 35° südlicher Breite an. Weiters wird die Möglichkeit von zwei terrainmäßig getrennten Ablagerungsräumen in den Süd-und Zentralalpen diskutiert.

Dieser Trend setzte sich im Devon fort. Es bestanden starke Gemeinsamkeiten mit dem hercynisch-böhmischen und uralotienshanischen Faziesbereich, hingegen waren kaum Verbindungen nach Nordafrika vorhanden. Neben diesen Gebieten fand aber auch ein Austausch mit den Devonvorkommen in der Eifel, Belgien, Frankreich und England statt. Die zahlreich vorhandenen Evidenzen deuten darauf hin, daß das alpine Devon

1) innerhalb des tropischen Gürtels von rund 30° oder weniger südlicher Breite zur Ablagerung kam,

2) äquatoriale Oberflächenströmungen die Verbreitung verschiedener Organismengruppen wesentlich beeinflußten und

3) in den Alpen – ähnlich dem Silur – zwei ursprünglich getrennte devonische Ablagerungsräume existierten.

Der Höhepunkt der variszischen Gebirgsbildung war im späten Mittelkarbon, d.h. zwischen der spät-namurischen Gastrioceras-Zone und dem oberen Miatchkovo der Moskau-Stufe. Im Gegensatz zum pelagischen Bereich mit seiner geringeren biogeographischen Aussagekraft unterkarbonischer Faunen ist das "Karbon von Nötsch" im Norden des Periadriatischen Lineaments von ungleich größerer Bedeutung. So zeigen sich im älteren Namur vor allem enge Beziehungen zum westeuropäischen Kohlenkalk, aber auch nach Spanien und bis nach Nordamerika. Darüberhinaus weisen exotische Kalkgerölle auf ehemals ausgedehnte mittelkarbonische Flachwasserschelfe hin, von denen in den Alpen vielleicht nur mehr die Veitscher Decke in der Grauwackenzone als letzter Rest übrig blieb. Allerdings ist diese Flachwasserentwicklung in Spuren auch in den Südalpen nachweisbar, sodaß sich die Frage stellt, ob diese Fazies über das Periadriatische Lineament hinweggriff, d.h. gleichsam zwischen den Zentral- und Südalpen "vermittelte" oder etwa beide Räume im Karbon verschiedene Mikroplatten repräsentierten. Wie dem auch sei, fest steht, daß im Anschluß an die variszische Amalgamation die biogeographischen Beziehungen der Südalpen sich jenen in den Zentralalpen anglichen. Damit wurden offenbar auch hier Verbindungen nach Westeuropa hergestellt.

Nichtsdestoweniger hat die spätvariszische Fauna eher kosmopolitischen Charakter und zeigt dementsprechend Beziehungen zu gleich alten Vorkommen in anderen randnahen Gebieten der Tethys. Dafür mögen in erster Linie oberflächennahe, äquatoriale Strömungssysteme verantwortlich sein.

Aufgrund von Klima-abhängigen Evidenzen glauben wir, daß die Zentralalpen im Karbon in unmittelbarer Nähe des Äquators lagen, an die sich die Südalpen südlich anschlossen. Kontinuierliche Norddrift während des Oberkarbons und des Perms führte dazu, daß sich nördlich des Periadriatischen Lineaments bereits im Unterperm semiaride bis aride Bedingungen einstellten, während dies in den Südalpen erst im Mittelperm der Fall war. Das wiederum bedeutet, daß die Alpen den Äquator zu verschiedenen Zeiten zwischen dem Karbon und dem frühen Perm kreuzten, je nachdem, welche Seite des Periadriatischen Lineaments betrachtet wird.

Abstract

The combined evidence from paleomagnetism, climate sensitive sediments and biogeography suggests that the plates on Earth have been in constant movement relative to the poles and relative to each other during the Phanerozoic and probably during older periods as well. Since the paleogeographic position of the Alps during the Paleozoic is not well constrained by paleomagnetic data the best evidence to infer the paleolatitudinal framework and to reconstruct the complex geological history for this area is provided by lithic paleoclimatic indicators, e.g., the distribution of carbonate rocks and carbonate buildups, oolites, evaporites, coal beds, red beds, and certain fossil data, e.g., the spatial and temporal distribution of temperature and light dependent shallow water benthos and algae. Based on a comprehensive data stock from a continuous record of Ordovician through Late Permian rocks supplemented by plate tectonic relevant geochemical data from well-dated volcanic rocks and a few data from the Late Precambrian for the early Alps a Paleozoic paleogeographic scenario is recognized which is consistent with the Apparent Polar Wander Path (APWP) of Gondwana and Euramerica for this time but slightly modified from the series of world base maps as presented by C.R. SCOTESE & W.S. McKERROW (1990) for this area.

Available lithic, and less founded fossil evidence suggests a common evolution of parts of Gondwana with Southern Europe during the terminal Precambrian and Cambrian. Remnants of oceanic crust though not well dated might even indicate former oceans separating individual terranes.

During the Ordovician, the former supposed relationship with northern Africa decreased. Instead the affinity to the warm water north European realm evidently became closer suggesting that the Alps were positioned in a moderately warm climate and within the carbonate belt of not more than 45° southern latitude as opposed to the conclusions reached by C.R. SCOTESE & W.S. MCKERROW (1990) and others.

In the Silurian, the relationship of faunas from the Eastern Alps with coeval faunas from southern, central and southwestern European regions continued. As for the Ordovician, the affinity to northern Africa was remarkably loose during the Silurian. Corals, ooids and other distinct faunal and lithic occurrences in the Eastern and Southern Alps indicate

- 1) a setting of about 35°S for Silurian rocks in the Alps and
- 2) the option of two separate terranes for this interval.

Similarily, during the Devonian, faunas and floras showed strong affinities with Hercynian-Bohemian and Uralo-Tienshan occurrences and were less closely related to northern Africa. Moreover, similarities did also exist with the Eifelian Hills, Belgium, France and Great Britain. Available faunal, floral and lithic evidences are best explained by supposing

- 1) a paleolatitudinal setting within the tropical belt of some 30° or less,
- 2) the operation of equatorial gyres which aided the dispersal of many groups of organisms,
- and 3) the possible existence of at least two separate terranes during the Devonian.

In the sedimentary sequences, orogenic paroxysm was reached in the Middle Carboniferous, i.e. between the late Namurian Gastrioceras Zone and the Upper Miatchkovo. While Lower Carboniferous faunas of the Southern Alps are only of limited biogeographic significance, the famous "Carboniferous of Nötsch" located north of the Periadriatic Line appears of great interest. Its early Namurian fossil assemblage is closely related to the Western European Kohlenkalk facies and comparable with coeval occurrences in Spain and North America. Furthermore, exotic limestone clasts indicate the existence of a vast shallow platform environment in this or adjacent areas of the Alps of which, however, only small remnants have been preserved. Besides others, the Veitsch Nappe might have belonged to this shelf facies which characterized the Central Alps during the Carboniferous as opposed to the Southern Alps. Consequently, both domains may have represented two different microplates during the Carboniferous Period, and thus seem to confirm the suggested fragmentation of the predecessors of the Alps during the Lower Paleozoic. After the Carboniferous amalgamation the biogeographic pattern of the Southern Alps and Western Europe. The major part of the post-Variscan fauna, however, exhibits a cosmopolitan aspect with similarities to coeval occurrences along the margin of the Tethys Sea. As for the Devonian, dispersal of faunas and floras was much aided by the oceanic circulation system.

From paleoclimatic sensitive data it is inferred that the Central Alps were mainly confined to a humid equatorial belt during the Carboniferous, with the Southern Alps located further to the south. Progressive northward movement during the Late Carboniferous and the Permian resulted in semarid and arid conditions that began north of the Periadriatic Line apparently in the Lower Permian and in the Southern Alps in the Middle Permian. The Alps may thus have crossed the equator at different times between the Carboniferous and the Lower Permian depending on the plate position on either side of the Periadriatic Line.

1. Introduction

In the Paleozoic Era the relative position of continents and oceans can best be constrained by the combination of paleomagnetism, climate related lithic data and the biogeographical distribution of fossils.

In the last two decades, it was realized that the pre-Alpine central and southern Europe represents a continental collage formed by accretion of separate far travelled suspect blocks at different times during the Phanerozoic (e.g., C. BURRETT, 1972; R. RIDING, 1974; V. LORENZ, 1976; A. RAU & M. TONGIORDI, 1981; J.P.N. BADHAM, 1982; J.P.N. BADHAM & C. HALLS, 1975; W. AL-VAREZ, 1976; P. MATTE, 1986, 1991; D. GEBAUER, 1986; J.-P. LEFORT, 1989; P.A. ZIEGLER, 1986, 1989; H.W. FLÜGEL, 1990). These models imply the existence of microplates or terranes resulting either from fragments of major continental plates during Late Silurian or Early Devonian or from a south European plate after collision between Gondwana and Laurussia during the Carboniferous. Their travelling paths, however, were difficult to reconstruct: Paleomagnetic data from Paleozoic sequences of mobile Europe, i.e., the Alpine belt, have clearly demonstrated that they rotated in relation to Africa as well as to stable Europe during the Alpine orogeny (H.J. MAURITSCH & M. BECKE 1987; E. MARTON et al., 1987). The sense of rotation could not be decided since the inclinations were too shallow.

Similarily, the mutual relationship between the Paleozoic terranes of southwestern Europe (Iberia, France, Germany, Bohemia) is still ambiguous. According to H. PERROUD (1983), V. BACHTADSE et al. (1983), H. PERROUD et al. (1984), H. PERROUD & R. VAN DER VOO (1985) and H.J. TORSVIK et al. (1990) some of these areas, in particular Spain and Armorica indicate a position at high southern latitudes during the Early Paleozoic consistent with a position adjacent to the north African margin of Gondwana (see C.R. SCOTESE & W.C. McKERROW, 1990). While from these areas the only congruent pre-Devonian paleomagnetic data have been derived, in central and northern Europe extensive Late Paleozoic magnetic overprinting widely occurs. Also, paleomagnetically based data from the Baltic Shield are as yet insufficient and do not permit any conclusions about the width of the Tornguist Sea between Baltica and Gondwana in the Early Paleozoic (T.H. TORSVIK et al., 1990). In any way, as has been pointed out by R. VAN DER VOO (1988), for a long time the Paleozoic geography in this area has been controlled by collisions and divergences between Laurentia and Gondwana. During this time the intervening ocean the maximum width of which was in the Late Devonian about 2800 km (V. BACHTADSE & J.C. BRIDEN, 1990) and in the Carboniferous still some 2500 km (T. AIFA et al., 1990), was repeatedly shortened, consumed and reestablished. In the past such a wide "Prototethys Ocean" acting as a migration barrier in central Europe between faunas of southern Europe and Gondwana on one side and Euramerica on the other was assumed by several authors and challenged, however, by others (e.g., W.S. McKerrow & A.M. Ziegler, 1972; H. Jaeger, 1975; A.J. BOUCOT, 1985, 1990; A.J. BOUCOT & J. GRAY, 1979, 1983; R. VAN DER VOO, 1979, 1982; M. ROBARDET et al., 1990; T.P. YOUNG, 1990).

Hence, paleomagnetic data may provide some help for the reconstruction of major continental plates during the Paleozoic. Its application for smaller plates, however, seems often poorly founded. Instead of relying on one single evidence, criteria derived from climate sensitive sediments and fossils contained in the stratigraphic record (e.g., carbonates, evaporites, coal, tillites) suggest more plausible results to assess paleolatitudes of certain areas or migration and communication paths of faunas and/or floras between individual occurrences of Paleozoic strata.

The present comprehensive study examines the Paleozoic sediments and the enclosed fauna and flora of the Alps and its relationship with coeval communities from adjacent regions. It is compiled from various parts of the Eastern Alps of Austria and covers a complete stratigraphic record from the Ordovician to the end of the Permian. The bulk of the material has been collected from the Carnic Alps, the remainder from Middle Carinthia, the surroundings of Graz and the Greywacke Zone of Styria and Tyrol. In other parts of the Alps available biostratigraphic control is sparse due to lack of fossils or metamorphism and thus they are excluded from this study.

Yet, increased knowledge and understanding of the faunal composition, its paleoecology, and interchange with coeval faunas from adjacent areas permit comparison not only in the Mediterranean Province but also with other parts of Euramerica and the world. These data thus provide additional evidence for paleogeographical reconstructions through time and may give a tool for testing paleogeographic reconstructions and perhaps answer the question if the observed changes in the sedimentary and biogeographic pattern can be related to, or interpreted as, the result of physical factors governed by plate movements. As far as the Alpine part is concerned, these results may also contribute to the revised world maps published by C.R. SCOTESE & W.S. McKERROW (1990) to reconstruct the Paleozoic world.

2. Review of Paleozoic Plate Movement

The combined paleomagnetic, lithic, biogeographic and tectonic patterns of the sedimentary sequences suggest a continuously changing world during the Paleozoic (Fig. 2). The relative latitudinal position of different continents (or their fragments) may thus have important constraints for the nature of the sediments, the biogeographic zonation of fossils as well as for the magmatic-tectonic activity of the intervening areas depending on plate motion direction and its drift rate through time. Since there are no reliable paleomagnetic measurements for the Paleozoic strata of the Alps the faunal and floral evidence as well as the lithofacies analysis are the only relevant data to assess its relationship with adjacent areas. Geochronologically derived data are additional sources and may help to understand the crustal evolution of this complex area in relation to the changing plate configuration during the Paleozoic Era.

According to C.R. SCOTESE & W.S. MCKERROW (1990) the Late Precambrian is characterized by the breakup of a supercontinent composed of Laurentia, Baltica, Siberia and perhaps Kazakhstan, and the assembly of Gondwana, the latter being consolidated by continental collisions during the Pan-African event (W.Q. KENNEDY, 1964; D.C. ALMOND, 1984; L. CAHEN et al., 1984; R. SACCHI, 1989). A Late Precambrian Pangaea has been already suggested by P. MOREL & E.C. IRVING (1978), L.A. FRAKES (1979), G.C. BOND et al. (1984) and J.D.A. PIPER (1983, 1987) but raised controversy among others. Recently, however, new arguments were provided in favour of such an ancient supercontinent which may have existed at about 900 to 600 Ma, i.e., during the Late Proterozoic Era (see N.M. CHUMAKOV & D.P. ELSTON, 1989; J.L. KIRSCHVINK, 1991; P.F. HOFFMAN, 1988, 1991; E.M. MOORES, 1991; I.W.D. DALZIEL, 1991, and C.J.H. HARTNADY, 1991). It has been suggested that this "Ur-Gondwanaland" split apart at about 550 Ma. According to P.F. HOFFMAN (1991) the predecessor of Gondwana "turned inside-out" (Fig. 1).

Between these continental fragments new oceans formed during the Cambrian, i.e., the lapetus Ocean separating Laurentia from Baltica and Siberia, respectively, and the Tornquist Sea between Baltica and Gondwana. This latter continent shifted continuously southward and, consequently, Cambrian trilobite faunas between Baltica and Gondwana remained isolated suggesting that both regions were separated by a wide ocean (A.R. PALMER, 1973; R. FEIST, 1984, 1986, 1988; J. BERGSTROM & D.G. GEE 1985).

Presently, the location of the Late Precambrian and Cambrian South Pole is not exactly known (R. VAN DER VOO, 1990; P.W. SCHMIDT et al., 1990). The best estimate is achieved by statistical methods rather than on paleomagnetic data and is based on the latitudinal frequency of carbonates and evaporites. Their distribution predicted a location of the South Pole northwest of the present Africa (C.R. SCOTESE & S.F. BARRETT, 1990). A carbonate belt, which consists mainly of Archaeocyathid limestones developed – inter alia – in Morocco, Spain, southern France, the Lausitz-Doberlug area of the Sudetes and Sardinia was thus placed within southern latitudes of at most 60 degrees. Climate sensitive lithic data from Sardinia, however, contradict this assumed setting, and more likely, record a shift of shelf carbonates from arid to humid tropical conditions within the Cambrian equatorial belt (T. COCOZZA, 1979; A. GANDIN, 1990; A. GANDIN & B. TURI, 1988; T. COCOZZA & A. GANDIN, 1990).

During the Ordovician carbonate sedimentation occurred widespread over Laurentia, Siberia, North China and the eastern part of Gondwana suggesting an equatorial position of these continents. The lapetus Ocean and the Tornquist Sea became narrower and Avalonia (Ardennes and northern France, England, Wales, southeastern Ireland, Avalon Peninsula of Newfoundland, Nova Scotia, New Brunswick) started to rift off from western Gondwana (L.R.M. COCKS & R.A. FORTEY, 1982; K.T. PICKERING, 1989; J.V. HOEGEN et al., 1990; F. PARIS & M. ROBARDET, 1990 with opposing statements). This part of Gondwana, comprising Africa, southern Florida and South America, continued to shift in southern direction. It began to cross the South Pole by the Middle Ordovician (C.R. SCOTESE & S.F. BAR-RETT, 1990; V. BACHTADSE & J.C. BRIDEN, 1990).

In the Upper Ordovician a strong thermal gradient from carbonate dominated low latitude regions to clastic sedimentation in a cold to temperate water has been widely recognized (N. SPJELDNAES, 1961, 1967; A. WILLIAMS, 1969; V. HAVLICEK, 1976; P.J. BRENCHLEY, 1984; P.J. BRENCHLEY & B. CULLEN, 1984).

The Late Ashgillian Hirnantian Stage is characterized by a severe glaciation. An extensive ice cap covered the northern margin of Africa with periglacial sediments being spread over southwestern and parts of central Europe (e.g., M. ROBARDET & F. DORE, 1988; P.M. SHEEHAN, 1988; P.M. SHEEHAN, 1988; P.M. SHEEHAN, 1988; P.M. SHEEHAN, 1980; T. YOUNG, 1990) suggesting that this area was at southern high latitudes and within 30 degrees of the South Pole.

During the Silurian a series of collisions occurred in northwestern Europe which culminated in the closure of the northern part of the lapetus Ocean in the Late Silurian Scandian Orogeny. At that time carbonates became more widely distributed over equatorial eastern Gondwana, North China, Euramerica (Laurentia + Baltica) and central Europe. Southwestern Europe and western Gondwana, however, remained in a cold southern climate characterized by the low diversity *Clarkeia* Fauna of the Malvinokaffric Realm (L.R.M. COCKS & A. FORTEY, 1990).

Interestingly, there is some discrepancy in the location of the South Pole between paleomagnetic results and paleoclimatic indications during the Late Ordovician and Silurian (Fig. 2). Based on paleomagnetic data from Niger (R.B. HARGRAVES et al., 1987), D.V. KENT & R. VAN DER VOO (1990) and V. BACHTADSE & J.C. BRIDEN (1990) placed the South Pole in southernmost Argentina. Such a position requires high plate motion rates of more than 15 cm per year. The best evidence determined by lithofacies pattern (C.R. SCOTESE & S.F. BARRETT, 1990) lies, however, in central Argentina and requires Gondwana to move with some 6 cm per year. In any case, these data reflect a relatively quick northward shift of western Gondwana from high polar latitudes in the Late Ordovician to warm temperate latitudes in the Silurian.

Paleomagnetic and faunal evidence from the Early Devonian suggest a slight southward shift of Euramerica in comparison to the Silurian which resulted in a close proximity or even contact with the western edge of Gondwana (C.R. SCOTESE, 1986; R. VAN DER VOO, 1988; J.D. MILLER & D.V. KENT 1988; J. NEUGEBAUER, 1988, B.J.





Fig. 1.

Late Proterozoic and Eocambrian continent reconstructions modified from P.F. HOFFMAN (1991) and C.J.H. HARTNADY (1991) (A, B) and I.W.D. DALZIEL (1991) (C).

A: The supposed supercontinent ("Ur-Gondwanaland" according to C.J.H. HARTNADY) in the pre-750 Ma old configuration with Laurentia (L) in the keystone position flanked by the East and West proto-Gondwanaland (EPG, WPG) and Baltica (B). The southern African block (SA) is located between EPG and WPG. Stippled areas represent the Grenvillian belts formed during assembly of this supercontinent. Hatched lines indicate the rift boundaries of the proto-Pacific Ocean (PPO) shown in Fig. 1B. Barbed lines indicate the external boundary between the supercontinent and the Mozambique Ocean. G = Grenville; N = Namaqua; L = Lurio; S = Sverdrupfjella; V = Vijayan; E = Eastern Ghats; R = Rayner segments.

SA = South America; NA = North America; Ant = Antarctica; Au = Australia; Ind = India.

- B: The 650 to 600 Ma old configuration of continents suggesting that the supercontinent has turned inside-out around the southern African hinge block. Note alignment of the former arcuate Grenville belts and closure of the Mozambique Ocean. Between former EPG and WPG the Mozambique metamorphic belt (M) was formed and the Arabian-Nubian Shield (ANS) was accreted. The Adamastor Ocean (AO) represents a continuation of the PPO and opened during convergence between WPG and EPG. Also the lapetus Ocean (IO) starts opening between Laurentia (L), Baltica (B) and West proto-Gondwanaland (WPG).
- C: The 570 Ma old Eocambrian supercontinent according to I.W.D. DALZIEL. Subduction of Precambrian oceanic lithosphere along the Mozambique suture resulted in the final amalgamation and consolidation of a smaller Gondwana supercontinent at about 500 Ma. Paleolatitudinal setting from paleomagnetic data and position of Laurentia relative to Gondwana based on continuation of Grenville belt into present East Antarctica (EANT). AFR = Africa; AUS = Australia; IND = India; NAM = Laurentia; SAM = South America; CL = Coats Land; EWM = Ellsworth-Whitmore mountains; HN = Haag
- AFH = Africa; AUS = Australia; IND = India; NAM = Laurentia; SAM = South America; CL = Coats Land; EWM = Ellsworth-Whitmore mountains; HN = Haag Nunataks; P = Patagonia terrane; SR = Shackleton Range; T = Tasman orogen; MBL = Marie Byrd Land; NVL = North Victoria Land.



Fig. 2.

Comparison between Apparent Polar Wander Path (APWP) for Gondwana during the Paleozoic after V. BACHTADSE & J.S. BRIDEN (1990) (dotted line) and paleoclimatically determined pole positions after C.R. SCOTESE & S.F. BARRETT (1990) (solid line).

C = Cambrian; C/O = Cambrian/Ordovician; O/S = Ordovician/Silurian; S/D = Silurian/Devonian; D = Devonian; LC = Lower Carboniferous; UC = Upper Carboniferous; LP = Lower Permian; I = Lower; m = Middle; u = Upper.

Modified from C.R. SCOTESE & S.F. BARRETT (1990).

WITZKE & P.H. HECKEL, 1988; C.R. SCOTESE & W.S. MCKERROW, 1990; D.V. KENT & R. VAN DER VOO, 1990; G. YOUNG, 1990). Migration paths between the two supercontinents may then have existed across the narrow "Phoibic Ocean". In the north, however, newly formed mountain belts such as the Caledonides and parts of the Appalachians, developed in the Scandian and Acadian Orogenies, respectively, separated a Laurentian faunal province from a Central and Northern European province corresponding to the Rhenish-Bohemian Province (A.J. BOUCOT, 1985, 1990; A.J. BOUCOT et al., 1969, and others).

The Lower Devonian is characterized by a significant reversal of the general drift motion of Euramerica. The older primarily southward movement changed to a general northward drift of Euramerica (B.J. WITZKE, 1990). Gondwana, however, may have moved in the opposite direction. Possibly, this Devonian motion is expressed by the rapid excursion of the paleomagnetic APW path into central Africa although the database is still far from complete (V. BACHTADSE & J.C. BRIDEN, 1990; C.R. SCOTESE & W.S. MCKERROW, 1990). In any way, the Rheic Ocean separating northwestern from central and southern Europe and Gondwana was no longer a barrier for faunal migrations during the Devonian.

In the Carboniferous the closure of several oceans began, e.g., the Phoibic Ocean between western Gondwana and Euramerica, the Rheic or Mid-European Ocean between northern Europe and Gondwana and the Pleionic Ocean separating Baltica from Siberia (W.S. MCKERROW & A.M. ZIEGLER, 1972). It was completed with the assembly of Pangaea in the Late Permian Kazanian Stage.

Thick flysch deposits of Kulm type in central and southern Europe indicate active plate margins in several small terranes bordering Gondwana before collision and deformation reached the climax in the Namurian and Westphalian. According to J. NEUGEBAUER (1988) and T. AIFA et al. (1990) Gondwana rotated clockwise relative to northern Europe which resulted in an oblique transpressive shear zone and progressive deformation from northeast to southwest (see C.R. SCOTESE & W.S. MCKERROW, 1990). The final phase of Variscan deformation is recorded in the Ouchita Mountains of Oklahoma in the Early Permian. Also, at this time Kazakhstan collided with the Uralian margin of Baltica.

The northward movement of Gondwana appears well constrained in the paleomagnetic APW paths for Africa during the Carboniferous (V. BACHTADSE & J.C. BRIDEN, 1990): The southward drift until the Early Carboniferous was succeeded by continuous northward drift of both Gondwana and Euramerica from the Early Carboniferous to the Permian with minimum drift rates of 10 cm per year. According to B.J. WITZKE (1990) the motion of Euramerica was the most rapid latitudinal movement during the whole Paleozoic. The Middle Carboniferous "loop" in central Africa (Fig. 2) determined by paleomagnetic data is yet not matched by information from lithofacies (C.R. SCOTESE & S.F. BARRETT, 1990). The reasons might be the paucity of data between the Early and Late Carboniferous, the poor stratigraphic control or the lengthy interval of time between the data sets (30 Ma) during which the plates may have drifted considerably if the drift rate was high.

In the Permian the assembly of the northward drifting supercontinent Pangaea was largely completed. By the end of the Artinskian Stage the Kazakhstan, Tarim and Siberian plates were accreted to the Russian (Baltic) platform. Other blocks such as South China rotated and continued to move so that paleogeographical reconstructions in this part of the world are yet poorly constrained until the Late Triassic. Along the northern margin of Gondwana Turkey, Iran, Tibet and Shan Tai-Malaya started to rift off from Gondwana to form the microcontinent Cimmeria (A.M.C. SENGOR, 1984, 1987; D.B. Row-LEY et al., 1985; S. NIE et al., 1990).

Conclusions

In the foregoing chapters we briefly reviewed the Paleozoic plate movements based on paleomagnetic and paleoclimatic evidence as outlined by C.R. SCOTESE & W.S. MCKERROW (1990) and supplemented by other evidences. With reference to central and southern Europe C.R. SCOTESE & W.C. MCKERROW (1990) argued that this area adjacent to the north African margin of Gondwana shifted through different latitudinal settings and thus climatic regimes over a period of more than 300 million years. During their motion the direction and rate probably varied (V. BACHTADSE & J.C. BRIDEN, 1990). As a consequence the intervening oceans widened or shortened and the subsiding sedimentary basins were either affected by compressional or extensional tectonics. From the APW path of V. BACHTADSE & J.C. BRIDEN (1990) which for the Lower Paleozoic period, i.e., from the Cambrian to

Silurian-Devonian:



Ordovician to Devonian rifting and collision/subduction related volcanism in the Eastern Alps.

AB = Alkaline basalts; BA = Basaltic andesites; CAB = Calc-alkaline basalts; FE = Submarine hydrothermal iron ore deposits; MAB = Mildly alkaline basalts; PL = Pillow lava; RH = Rhyolites; TR = Trachytes.

Modified from J. LOESCHKE (1989a) with regard to new fossil data and chronology of events.

almost the end of the Silurian, lies closely parallel to the paleoclimatically determined APW path of C.R. SCOTESE & S.F. BARRETT (1990) it may be inferred that central Europe, and hence, also the Paleozoic sequences of the Alps, were affected by compression and/or shifted relatively rapidly from high to more temperate and lower southern latitudes. Contrary, in the Early Devonian the Mid-European Ocean widened and Africa started to cross over the South Pole a second time after the mid-Ordovician passage. This drift may have resulted in extensional basin tectonics and different latitudinal settings. During the Carboniferous and Lower Permian this pattern was followed by significant northward movements of western Gondwana; it resulted in contemporaneous compression along active plate margins and formation of thick flysch deposits which were strongly deformed during the Variscan Orogeny in the Late Carboniferous. Provided that the volcanic activities in the Eastern and Southern Alps are stratigraphically truely dated rifting and subduction/ collision related volcanism (Fig. 3) is well consistent with these plate movements during the Paleozoic (H. HEINISCH, 1981; H. HEINISCH et al., 1987; H. FRITZ & F. NEUBAUER, 1988; U. GIESE, 1988; J. LOESCHKE, 1989a,b; P. SCHLAEGEL-BLAUT, 1990; H.P. SCHÖNLAUB, 1990).

3. Paleogeographical Constraints on the Alpine Paleozoic

In recent years, it has been suggested that the pre-Alpine basement was formed by accretion of several terranes (W. FRISCH & F. NEUBAUER, 1989). In fact, the existence of many, although volumetrically not significant occurrences of mafic and ultramafic rocks in different tectonic units of the Eastern Alps, might represent remnants of small oceans which may have separated these blocks adjacent to the north African margin sometimes during the Paleozoic (A.v. QUADT, 1985, 1987; W. FRISCH et al., 1987; W. FRISCH & D. RAAB, 1987; W. FRANK et al., 1987; U. GIESE, 1988; G. VAVRA, 1989; S. POLI, 1989; H. KRAIGER, 1989). This model, however, seems poorly founded: firstly, there is evidently a lack of true Ocean Floor Basalts as opposed to Within Plate Basalts and secondly, most if not all, of the respective sequences represent high to low grade metamorphic unfossiliferous rocks with only few radiometric data yet available (see summaries in, e.g., W. FRISCH et al., 1984, 1990; A.V. QUADT 1985, 1987; L.P. BECKER et al., 1987). Consequently, their age and primary geological setting has been a matter of ongoing discussion and inferred geodynamic models have been regarded as being preliminary since their conclusions have been partly controversial.

3.1. Late Proterozoic

According to D. GEBAUER et al. (1989) the metasedimentary precursors of the European Hercynides were deposited after the Pan-African Orogeny, i.e., between approx. 1000 and 600 Ma. Based on detrital zircons, crust-forming events, however, have been dated back as far as 3.84 billion years and are thus much older than previously assumed from Rb-Sr systematics (B. GRAUERT & A. ARNOLD, 1968; B. GRAUERT et al., 1973; E. JÄGER, 1977; Ph. VIDAL, 1977; Ph. VIDAL et al., 1981; F. SÖLLNER & B.T. HANSEN, 1987). The chronology of events recorded in individual zircon grains reveals a complex geological history that agrees well with the crustal evolution of the African craton and, hence, strongly supports the idea that the detrital sediments were supplied from Gondwana and not from Laurussia.

Apparently the oldest fossiliferous rocks of the Alps occur in the Habach Group of the Penninic domain of the Hohe Tauern region of Salzburg (E. REITZ & R. HÖLL, 1988). Another probably coeval microfossil assemblage was recently found in phyllitic rocks close to



Early Cambrian continent and plate distribution after C.R. SCOTESE & W.S. McKERROW (1990) with indicated Alpine relationship.

the northern margin of the Tauern Window and may correspond to parts of the Habach Group (E. REITZ et al., 1989). The latter, up to 1500 m thick, rock sequence comprises thick piles of metasediments and large volumes of metabasalts, metaandesites and other calcalkalic volcanics which according to different authors either represent

- an older oceanic back-arc sheeted-dyke complex followed by subduction-related island arc volcanics in a continental setting, with argillites of the Habach Phyllites on top of it (H. KRAIGER, 1989), or
- represent an ensimatic island arc formed in an intraoceanic environment (W. FRISCH & D. RAAB, 1987).

According to W. FRISCH & F. NEUBAUER (1989) the Habach Group constitutes the Habach Terrane "floating somewhere in the Rheic Ocean". Based on U/Pb zircon ages A.v. QUADT (1985, 1987) concluded a magmatic activity in the Habach Group during the period from Late Cambrian to Early Ordovician (see also G. VAVRA, 1989).

The microfossil assemblage recovered from the black Habach Phyllites and its equivalents are organicwalled spheroidal acritarchs which appear to be diagnostic for the Late Riphean and Lower Vendian suggesting an age of approx. 670 Ma for the deposition of these sediments. Their restriction to this time interval, however, may be challenged due to new discoveries of large complex and ornamented acritarchs from 600 to 650 Ma old cherts and mudstones of the Pertatataka Formation in central Australia (W.L. ZANG & M.R. WALTER, 1989) which shed new light on the evolution and biostratigraphic zonation of Late Proterozoic acritarchs (see comment by A.H. KNOLL & N.J. BUTTER-FIELD, 1989; J.W. SCHOPF, 1991). Moreover, new age constraints place the Riphean/Vendian boundary presently at approx. 620 million years as opposed to B.U. HAQ & F.W.B. VAN EYSINGA (1987).

Whether or not these findings are of climatic significance, or even display provincialism, is yet poorly understood in the Proterozoic. In the past such ornamented acritarchs were reported from many localities on different plates favouring wide geographic and temporal distribution on continental plates and in a plate margin environment instead of colonizing volcanic islands in an oceanic setting as suggested by W. FRISCH & F. NEUBAUER (1989) for the "Habach Terrane".

3.2. Cambrian to Ordovician

Fossiliferous rocks of Cambrian age have yet not been recognized in the Alps. All previous reports on such occurrences were misleading since they were not based on true fossils (see H.P. SCHÖNLAUB, 1979, p. 11, p. 39).

Remarkably well-preserved acritarchs do, however, occur in phyllitic slates near the base of the Graywacke Zone in the vicinity of Kitzbühel, Tyrol (E. REITZ & R. HÖLL, 1989, 1991) and in the Innsbruck Quarzphyllite (E. REITZ & R. HÖLL, 1990). They suggest an Early Ordovician age equivalent to the Tremadocian and Arenigian Series of the British succession, respectively. In contrast to this report the supposed occurrence of Tremadocian graptolites (E. HABERFELNER, 1931) has not been confirmed; it probably represents an artifact (H. JAEGER, 1969).

The oldest megafossil assemblage of the Alps is of Upper Llandeilo age corresponding to the lower Berounian Series of Bohemia (V. HAVLICEK et al., 1987). It is derived from the Gurktal Nappe (locality Bruchnig on the Magdalensberg, north of Klagenfurt, Carinthia; Fig. 5). The fossils comprise mostly brachiopods which occur in tuffaceous strata on top of basic metavolcanic and pyroclastic rocks. They represent mildly alkaline Within-Plate Basalts which have been altered to spilites (J. LOESCHKE, 1989a,b; Fig. 3).

The second important fossil assemblage was recorded from arenaceous shales in the Carnic Alps and appears to be slightly younger, i.e. Caradocian in age. The highly diversified fauna comprises brachiopods, bryozoans, trilobites, cystoids and very rare hyolithes (H.P. SCHÖNLAUB, 1971b, 1988; G.B. VAI, 1971; L. MAREK, 1976; G.B. VAI & C. SPALLETTA, 1980; V. HAV-LICEK et al., 1987).

Interestingly, these two fossil sites, located to the north and the south of the Periadriatic Line, differ significantly from coeval cold-water Mediterranean associations, i.e., those from Bohemia and Morocco, although these regions and the Alps have some elements



Fig. 5.

Main regions with fossiliferous Paleozoic strata in the Eastern Alps north and south of the Periadriatic Line (PL).

Nö = Carboniferous of Nötsch.



Fig. 6.

Latest Ordovician (Ashgillian) paleogeography.

Triangle indicates position of Southern Alps according to C.R. SCOTESE & W.S. McKERROW (1990). The author's latitudinal setting is indicated by the star. Faunal relationships are shown by thick arrows and oceanic circulation system in the southern mid-European ocean by small arrows. Modified from C.R. SCOTESE & W.S. McKERROW (1990).

in common, for example, Svobodaina ellipsoides, Gelidorthis meloui, Saukrodictya porosa, Aegiromena aquila aquila and Paterorthis paterina. Instead, in their presence of warm water elements such as representatives of Dolerorthis, Iberomena, Longvillia, Porambonites, Eoanastrophia a.o. they exhibit a closer affinity to Sardinia, the British Isles and North Europe. This indicates an invasion of North European warm water brachiopods as far south as the Alps, Sardinia, Montagne Noire and Spain (V. HAVLICEK, 1976; V. HAVLICEK et al., 1987).

During the Hirnantian Stage, the supposed relationship with Baltoscandia can still be seen in the ostracod and echinoid fauna described by R. SCHALLREUTER (1990) from the Carnic Alps. This time, corresponding roughly to the glacial maximum, is also characterized by a cold water influx from Gondwana (H. JAEGER et al., 1975). On a global scale it is associated with a worldwide retreat of the sea coupled with a distinct interval of faunal extinction and the appearance of the widespread Hirnantia Fauna (A.D. WRIGHT, 1968; W.B.N. BERRY & A.J. BOUCOT, 1973; P.M. SHEEHAN, 1973, 1975, 1979, 1988; H. JAEGER et al., 1975; P.J. BRENCHLEY & G. NEWALL, 1980; N. SPJELDNAES, 1981; P.J. BRENCHLEY, 1984; P.J. BRENCHLEY & B. CULLEN, 1984; J. RONG, 1984; H.P. SCHÖNLAUB, 1988; P.M. SHEEHAN & P.J. COOROUGH, 1990 a.o.). Its distribution is concentrated in the higher latitudes of the Southern Hemisphere but exceptions do occur in a tropical belt and in northern low latitudes suggesting that this unique fauna was adapted to a glacially induced cold climate and consequently cooler waters at the close of the Ordovician.

The Upper Ordovician conodont fauna of the Alps is well known from detailed studies by O.H. WALLISER



(1964), E. SERPAGLI (1967) and G. FLAJS & H.P. SCHÖN-LAUB (1976) from the Uggwa Limestone of the Carnic Alps and different limestone units of the Graywacke Zone of Styria. They were less well described from a few weakly metamorphosed occurrences in between (F. NEUBAUER, 1979; M.F. BUCHROITHNER, 1979; F. NEUBAUER & J. PISTOTNIK, 1984). Apparently, this conodont association represents the Hamarodus europaeus Dapsilodus mutatus Scabbardella altipes (HDS) Biofacies of W.C. SWEET & S.M. BERGSTRÖM (1984). Although their precise age within the uppermost Caradocian or early Ashgillian Series remains open the conodont bearing limestones clearly can be assigned to the Amorphognathus ordovicicus Zone. According to W.C. SWEET & S.M. BERGSTRÖM (1984) who tentatively revised the published conodont elements from the Carnic Alps in terms of the modern multi-element taxonomy, the Late Ordovician Uggwa Limestone is dominated by Scabbardella allipes (43 %), Hamarodus europaeus (17 %), Amorphognathus cf. ordovicicus (8 %) and Dapsilodus mutatus (2.4 %). Less abundant are Plectodina alpina, Belodella pseudorobusta, "Prionoidus" ethingtoni and Strachanognathus parvus. The occurrence of these species and the abundance of the others, in particular Hamarodus europaeus, varies from coeval faunas of Thuringia, Spain and France. Yet it seems unclear which factors are involved in these differences (J. Dzik, 1989).

A comparison between this fauna from the Carnic Alps and the two others from the Graywacke Zone is difficult to assess due to probably minor differences in age and state of preservation (G. FLAJS & H.P. SCHON-LAUB, 1976). In particular, this is true of the large collection derived from the limestone lenses underlying the thick acid volcanics of the so-called Blasseneck-Porphyroid in the surroundings of Eisenerz, Styria (Fig. 8). Apparently, the revised conodont association represents the same general type as the one from the Carnic Alps in being equally dominated by Amorphognathus cf. ordovicicus, Scabbardella altipes, Hamarodus europaeus, Dapsilodus mutatus and perhaps Plectodina alpina; less abundant are Belodella pseudorobusta, Panderodus ssp. and certain elements which tentatively have been assigned to Birkfeldia circumplicata. Other differences between these two faunas were thoroughly reviewed by G. FLAJS & H.P. SCHÖNLAUB (1976).

According to S.M. BERGSTRÖM (1990) the "Coefficient of Similarity" (CS) between conodonts from Baltoscandia and the Mediterranean area has a value of 0.30 indicating moderate similarity between the two regions. For example, they share the occurrences of specimens of *Amorphognathus*, *Scabbardella* and *Dapsilodus* while others appear to be restricted to continental Europe or North Africa. Obviously, the distribution of Late Ordovician conodonts follows a similar pattern as inferred from megafossil assemblages and facies data. This led W.C. SWEET & S.M. BERGSTRÖM (1984) to conclude that the Mediterranean Province was a cold water realm in a polar or subpolar latitudinal setting.

In the Alps, occurrences of carbonate sediments provide broad latitudinal constraints for the Upper Ordovician. Potentially useful, though only of limited climatic significance, is the distribution of limestones in the Carnic Alps, the Graywacke Zone and the Gurktal Nappe in between. According to W.C. DULLO (pers. comm. Nov. 1990 and this volume) the up to 20 m thick carbonate units, in the local stratigraphical schemes named Wolayer and Uggwa Limestone, respectively (H.P. SCHONLAUB, 1985a), represent greyish and whitish grainstones to rudstones and occasionally also bafflestones with abundant debris of cystoids and bryozoans and less frequently trilobites and nautiloids. Cathodoluminescence studies have revealed the rare occurrence of coated grains. Moreover, of special significance are dogtooth-cements suggesting a vadose diagenetic environment for the Wolayer Limestone in contrast to the coeval and slightly deeper Uggwa Lst. which is enriched in clay and shell fragments but decreased in the content of bryozoans and echinoderms. At about the Caradocian/Ashgillian boundary they succeed various clastic sequences which dominated the Early and Middle Ordovician interrupted by basic volcanics of presumably Llandeilloan age as well as of acid volcanics in the Caradocian.

In a general, climatically based, latitudinal framework these carbonate units suggest a position within the confines of the larger "carbonate belt", i.e., between latitudes of about 45° North and South where it was moderately warm and where there was adequate light penetration rather than high water temperature (A.M. ZIEGLER et al., 1984). Whether or not the Late Ordovician limestones from the Alps may represent cool water carbonates analogous to modern and Cenozoic carbonates off Southern Australia (N.P. JAMES & Y. BONE, 1991) is presently difficult to decide. More plausible, the nature of the corresponding sediments may have developed as the direct response to climatic changes during the Ordovician. For the Ashgillian P.D. WEBBY (1984) suggested a global climatic amelioration as the main cause for the increasing carbonate production. Alternatively, a progressive northward shift of the sedimentary basins into lower latitudes may also explain their temporal and spatial distribution (T.P. YOUNG, 1990). In the Ordovician of the Mediterranean Province contemporary carbonates are widely distributed and have been reported from Sardinia (G.B. VAI & T. COCOZZA, 1986; A. FERRETTI & E. SERPAGLI, 1991), Montagne Noire, the Massifs of Mouthoumet and Agly of Southern France (W. ENGEL et al., 1981), the Armorican Massif (F. PARIS et al., 1981; F. PARIS & M. ROBAR-DET, 1990; M. ROBARDET et al., 1990; M. MELOU, 1990), the Pyrenees (J.J.A. HARTEFELT, 1970; H. DURAN et al., 1984), Catalonia and other areas in Spain (W. HAMANN, 1976; M. HAFENRICHTER, 1980; H. DURAN et al., 1984; R.W. OWENS & W. HAMANN, 1990), Portugal (T.P. YOUNG, 1985, 1988, 1990) and from the Anti-Atlas of Morocco (J. DESTOMBES et al., 1985). Consequently, the Alpine occurrences of Upper Ordovician rocks suggest a position at considerably lower and more temperate latitudes than has been shown in the revised world maps of C.R. SCOTESE & W.S. MCKERROW (1990). More precisely, available faunal and lithic data from the Upper Ordovician of the Alps rather indicate a position between approximately 40 and 50° S instead of being placed around 60° S. This setting, still beyond the present day Darwin Point of some 35° (R.W. GRIGG, 1982), is consistent with the paleogeography of the West European Platform as proposed by T.P. YOUNG (1990).

Conclusions

Although the data base to establish a paleobiogeographic approach during the Cambrian and Ordovician Periods of Central and Southern Europe is sparse and far from being sufficient some related trends in the in-







terchange of past communities and in the geodynamic evolution of this area can clearly be recognized:

- During the Cambrian and Lower Ordovician, thick clastic sequences are the dominating sediments in northern Africa and in the adjacent southern and central European depocentres. Though these rocks are of no, or only limited, climatic significance their inherited zircon population indicates Africa as source area.
- Carbonates first occur in the Lower Cambrian of Southern and Central Europe suggesting a low latitudinal position and close faunal relationships between the individual occurrences within the Mediterranean faunal realm (K. SDZUY, 1962; G. FREYER, 1987). Yet, in the Alps the corresponding rocks have not been found. The oldest limestones are of Upper Ordovician age and occur in various parts of the Eastern Alps. Their fossil content and microfacies indicate a moderate climate in a temperate latitudinal setting.
- Ordovician fossils, in particular most brachiopods, cystoids, ostracodes and conodonts, are more closely related to coeval warm water faunas of northern Europe, Great Britain and Sardinia than to northern Africa. Exceptions are, however, the occurrences of the African brachiopod species *Paterorthis paterina* in the Caradocian, the Ashgillian Hirnantia Fauna and the brachiopod *Clarkeia* sp. which indicate a temporary minor cold water influence from southern high latitudes.
- Probably during the Llandeilo a rifting related basic volcanism occurred first recognized in Middle Carinthia but supposedly also occurring at other places in the Alps. Interestingly, this event seems to coincide with calc-alkaline igneous activity in the Ardennes, Wales and SE Ireland (B.P. KOKELAAR et al., 1984) when Avalonia started to rift off from Gondwana (L.R.M. COCKS & R.A. FORTEY, 1982; W.S. MCKERROW & L.R.M. COCKS, 1986; K.T. PIC-KERING, 1989; C.R. SCOTESE & W.S. MCKERROW, 1990; F. PARIS & M. ROBARDET with opposing statements). An analogous plate disruption and subsequent separation might well be assumed for certain parts of the Variscan Alps.
- A second major magmatic event occurred in the Early Ashgillian and has been regarded as a collision-subduction related process (J. LOESCHKE, 1989a,b). In accordance with paleomagnetic data from Gondwana it seems reasonable to suggest that this event reflects the rapid northward movement of Africa and its final collision with an unknown microcontinent or terrane located to the north.
- Our best estimate for the paleolatitudinal position of the Late Ordovician of the Alps and its relationship with adjacent areas is illustrated on the amended C.R. SCOTESE & W.S. MCKERROW (1990) map for this time (Fig. 6). This plate configuration is based on the data from the Alps presented in the foregoing chapters and seems well constrained by sedimentary and faunal evidence from the West and Central European Platform (M. ROBARDET et al., 1990; M. MELOU, 1990; T.P. YOUNG, 1990; F. PARIS & M. ROBARDET, 1990).

3.3. Silurian

In the Alps the Silurian Period is characterized by a wide range of different lithofacies (H.P. SCHÖNLAUB, 1979). The respective rocks are locally very fossiliferous and have long been known from the Carnic Alps of southern Carinthia and its eastern continuation, the Karawanken Alps, the Graywacke Zone of Styria, Salzburg and Tyrol, the surroundings of Graz, the Gurktal Nappe of Carinthia and Styria and from a few other places within the quartzphyllite complexes of the Eastern Alps.

Generally, three types of lithofacies, each with a distinct faunal assemblage, can be recognized:

1) Fossiliferous carbonate facies

The dominating lithologies are limestones and less frequently dolomites with a thickness of, at most, some 60 m. Although the equivalents of the Lower Llandovery are missing, for the remaining of the Silurian the fossil record from many sections of the Carnic Alps and the Graywacke Zone has indicated a complete but slightly condensed sequence. Fossil assemblages consist of varying abundances of nautiloids, trilobites, bivalves, brachiopods and scarce graptolites as well as of conodonts, foraminifera, acritarchs, chitinozoans, scolecodonts and ostracodes. During the last decades most, but by far not all, groups have been revised or are being studied presently. This facies is best represented by the Plöcken and Wolayer Groups of the Silurian of the Carnic Alps.

2) Graptolitic facies

It is characterized by black siliceous shales, cherts (lydites) and alum shales which prevail over quartzitic sandstones and greenish mudstones at the base and in the basal Pridolian, respectively. The thickness approximates that in the pure limestone facies. A continuous record of graptolites starting with the name bearer of the *Akidograplus atuminalus* Zone of the basalmost Llandovery and ending in the Upper Lochkovian has indicated continuous sedimentation during the Silurian and across its boundary with the Devonian. In particular this is true for the Carnic Alps; in other areas, e.g., the Graywacke Zone such a continuous record has, as yet, not been demonstrated and it seems difficult to assess due to poor preservation of all coflections. During the last 25 years all graptolite faunas were revised by H. JAEGER and numerous new ones have been collected; he named the corresponding strata Bischofalm Formation.

3) Transitional facies

It comprises a mixture of the above mentioned two main rock types, i.e. an alternation of black shales and marls with black or dark grey limestone beds. Its faunal content is very poor and consists of graptolites and few conodonts and nautiloids. In the local stratigraphic scheme of the Carnic Alps this facies was named Findenig Facies.

All three main facies may intergrade to varying degrees depending on their setting in a distinct paleogeographical and paleotectonic environment with different amount of limestone production and fossil support. In particular, this regards the region occupied by the Gurktal Nappe in Carinthia and parts of Styria with its dolomite and marble rich facies, equivalent to several 100 metres thick clastic development in the same area (Fig. 13, F. NEUBAUER, 1979; F. NEUBAUER & J. PIS-TOTNIK, 1984). Moreover, in some other fossiliferous sequences basic volcanics and tuffs are intercalated which indicate rifting associated with intracontinental volcanism at various times during the Silurian (for summary remarks see H.P. SCHÖNLAUB, 1979, 1982; R. HÖLL, 1970; F. EBNER, 1975; M.F. BUCHROITHNER, 1979; F. NEUBAUER, 1979; F. NEUBAUER & J. PISTOTNIK, 1984; U. GIESE, 1988; H. FRITZ & F. NEUBAUER, 1988; J. LOESCHKE, 1989a,b).

Silurian faunas following the terminal Ordovician mass extinction event are generally regarded as cosmopolitan and hence provide only little evidence to determine the latitudinal position of individual plates (D.

JABLONSKI, 1986). This evaluation, however, may change if a varied, highly diversified, fossil association is considered together with lithic data from the host rock.

According to S.M. BERGSTRÖM (1990) most, if not all, post-Ordovician conodont localities lay between 40°S and 40°N paleolatitude. In the Wenlockian continental Europe was located at the margin of this belt consistent with our conclusions drawn for the Late Ordovician. For this time conodont evidence from the Carnic Alps and other areas of the Eastern Alps suggests close affinity to coeval faunas from central, southern and southwestern Europe. Comparable faunas from Britain and Gotland which occupied a more equatorial position seem, however, more diversified. These differences diminished towards the end of the Silurian. S.M. BERGSTRÖM (1990) concluded that the Pridolian was a time of minimal conodont provincialism during which coeval faunas from the Alps, Bohemia and Nevada showed striking similarities at the generic level.

In the Silurian the distribution of phyto- and zooplankton, i.e., acritarchs and chitinozoans displays a broad latitude-parallel-zonation. However, plotted on the new world maps of C.R. SCOTESE & W.S. MCKER-ROW (1990) the old phytoplankton data of F.H. CRAMER (1971) seem to reflect local environmental conditions rather than a biogeographic pattern (G.K. COLBATH, 1990).

Yet, from the Silurian of the Alps only few appropriate data are available (A. BACHMANN & M.E. SCHMID, 1964; H. PRIEWALDER, 1976, 1987; F. MARTIN, 1978). Accordingly, acritarchs from the Cellon section of the Carnic Alps suggest an intermediate position between the high latitude *N. carminae* and the tropical *Domasia-Deunflia* biofacies (J.B. RICHARDSON et al., 1981; H. PRIEWALDER, 1987). This paleolatitudinal setting is well constrained by other data presented here. As regards chitinozoans too little is presently known from the Alps. According to F. PARIS (1981, 1990) it appears that their Silurian distribution is essentially cosmopolitan.

Silurian trilobites from the Carnic Alps are closely related to Bohemia and other central European regions (W. HAAS, 1969; G.K.B. ALBERTI, 1970). Affinities to Morocco may exist but are, as yet, not studied in detail. Interestingly, in the succeeding Devonian the apparent distinction with North Africa except the Rabat area continued; instead, there appears a closer relationship with the Urals and Tienshan (G.K.B. ALBERTI, 1969).

A similar affinity is suggested from the analysis of brachiopods from the Carnic Alps. According to G. PLODOWSKI (1971, 1973) and L.R.M. COCKS (1979) the Silurian brachiopod fauna is more independent than previously supposed although it shows a weak relationship to Bohemia, Great Britain, the Urals and Central Asia but only loose contacts with Morocco.

According to T. KOREN (1979) most, if not all, Silurian to Lower Devonian graptolites occur within paleolatitudes of some 30–40°N and 30°S. As noted by W.B.N. BERRY (1979) Silurian graptolites show only very little endemism suggesting that interplate dispersal was possible and apparently occurred during the Silurian and Lower Devonian. Presumably, its distribution was mainly controlled by the character of the surface water plus ocean currents that overlaid the site at which graptolites are found. The distribution of grapto-

lites may thus have very much depended on the size, shape and position of certain plates.

In 1962 C. ROMARIZ applied N. SPJELDNAES' original term of the "Mediterranean Province" for those graptolites which are characterized by large robust rhabdosoms and have been recorded from middle and late Wenlockian strata of Portugal, Spain, Sardinia and the Carnic Alps (see also M. GORTANI, 1922, and C. ROMARIZ et al., 1971). Many of these giant specimens are, however, tectonically deformed and did not represent a distinct biofacies (H. JAEGER, 1968, 1975; H. JAEGER & D. MASSA, 1965; S. BARCA & H. JAEGER 1990).

During the Ludlow and Pridoli an essentially uniform, graptolite fauna developed in Europe. As pointed out, by H. JAEGER (1976) and S. BARCA & H. JAEGER (1990) the changing environment of this time is portrayed in strikingly similar and closely contemporaneous shifting lithofacies between northern Africa and Baltica which exhibit, with minor local modifications, a characteristic and continuous range from black graptolite shales to limestones, e.g., the well known "Ockerkalk" of Thuringia. According to H. JAEGER (1975) and G.K.B. ALBERTI (1980) this change in facies was controlled by simultaneous sea-level rise and fall that affected a hypothesized single block along its passive margins.

Distribution of extinct cephalopods corresponds widely to their living habitats (J.A. CHAMBERLAIN et al., 1981) and was limited by the same physical barriers as the recent Nautilus. In the absence of a planktic larval stage (N.H. LANDMAN et al., 1983) dispersal took place as part of the vagrant benthos on shallow shelfes or over shallow open marine environments and not as part of the oceanic nekton. Structural studies of the shell (R.E. CRICK, 1988) have indicated that they were restricted to limits between 300 and 500 m water depths. This may explain why Ludlow faunas from North Africa and Laurentia show such striking differences suggesting that an exchange across the wide mid-European ocean was largely impossible (R.E. CRICK, 1990).

In the Alps, the oldest nautiloids not described yet occur in the Ashgillian Uggwa Limestone of the Carnic Alps. From the Late Llandovery onwards, nautiloids became the dominating organisms in the carbonate facies of the Southern Alps with rich abundances of orthocerids in the Late Wenlock and Early Ludlow (H. RISTEDT, 1968, 1969). The diversified faunas seem closely related to Bohemia and Sardinia. With decreased numbers nautiloids continue into the Pridoli and Lower Devonian.

In contrast to the Carnic Alps in the Graywacke Zone and in the Gurktal Nappe of Carinthia, very few nautiloids have been found despite the occurrence of very similar lithologies. This remarkable feature is, as yet, difficult to explain.

The distribution of other molluscs, in particular bivalves, corresponds largely to that of orthoconic nautiloids. According to J. KRIZ (1979) the Silurian cardiolids from the Southern Alps and the Graywacke Zone inhabited the warm equatorial zone or were dispersed through south equatorial currents. However, plotted on the modified base maps proposed by C.R. SCOTESE & W.S. MCKERROW (1990) the central and southern European faunas must either have occurred in slightly higher southern latitudes or the position of the respective plates is too high. In our opinion a position around 35°S would be the best estimate for the Silurian occurrences in the Alps (Fig. 10).

This view is strongly supported by other evidence: in the Silurian corals were prominent constituents of the shallow water environment in the tropical belt. After a crisis at the end of the Ordovician several orders among the Tabulata and the Rugosa diversified in the early Silurian. During this time only weak provincialism



Middle Silurian (Wenlockian) paleogeography.

Triangle indicates position of the Alpine Silurian as suggested by C.R. SCOTESE & W.S. McKERROW (1990). The author's latitudinal setting is shown by two stars for the Silurian of the Southern and Central Alps, respectively. Faunal relationships are shown by heavy arrows, the oceanic current system in the mid-European ocean by small arrows.

Modified from C.R. SCOTESE & W.S. MCKERROW (1990).

is apparent at the generic level (D. HILL, 1959; J.W. PICKETT, 1975; R.A. MCLEAN, 1977, 1985; D.L. KALJO & E. KLAAMANN, 1973; W.A. OLIVER, 1977). An explanation might be the assumed larval life-style of rugose corals so that long-living teleplanic larvae were capable of being transported by ocean currents 1000 km or more (R.S. SCHELTEMA, 1968, 1971, 1972; A.E.H. PEDDER & W.A. OLIVER, 1990).

Remarkably, rugose and tabulate corals occur abundantly in the Late Llandovery of Middle Carinthia (E. STREHL, 1962; M.F. BUCHROITHNER, 1979), in the Upper Silurian (Ludlow) of Graz (H. MENSINK, 1953; H.W. FLÜGEL & H.P. SCHÖNLAUB, 1972; F. EBNER, 1976) and are very rare in shallow water and locally superficial ooid bearing limestones in the Late Llandovery of the Graywacke Zone of Tyrol (Figs. 7,9; H. MOSTLER, 1966a, 1970; N. AL-HASANI & H. MOSTLER, 1969,). They are missing apparently in coeval strata of the Southern Alps. The inferred Silurian age of F. HERITSCH (1929) is actually Lower Devonian (Lochkovian).

We hardly believe that these coral-bearing bioclastic limestones represent the fossil counterpart of modern cold-water coral reefs such as the common Lophelia reefs found presently as far north as beyond the Polar Circle, in the Barents Sea and on the shelf off Mid-Norway at depths between 250 and 300 m and at water temperatures of 6°C (T. STROMGREN, 1971; N. MIK-KELSEN et al., 1982). Rather they display excellent environmental indicators controlled by such physical factors like light, temperature, suspended sediment, salinity, water agitation and other agents (D.J.J. KINSMAN, 1964; T.P. SCOFFIN et al., 1989 and others). Modern and ancient buildups cannot exist beyond the "Darwin Point" of about 35° latitude (R.W. GRIGG, 1982), which is also the northernmost limit of corals in the presentday Pacific (G.W. TRIBBLE & R.H. RANDALL, 1986) and, more generally, carbonate production is light-limited to within 35° N and S (R.A. ZIEGLER et al., 1984). There is no objective reason against the idea that the Silurian of the Central Alps was positioned within these limits (Fig. 10). This conclusion was already drawn by A.J. BOUCOT (1975) and lately 1990 who subdivided the Silurian world into two main realms. The Carnic Alps correspond to the warm water North Silurian Realm characterized by limestones and rich shelly faunas in contrast to the cool and cold water high southern latitude Malvinokaffric Realm.

Conclusions

During the Silurian Period the Alpine occurrences of Silurian strata continued to shift into lower latitudes. Based on the evidence presented above the best position is estimated at approximate 30–35° southern latitude. Faunal relationships existed with southern Europe but apparently were closer to northern Europe. The affinities to southwestern Europe and northern Africa, however, decreased.

Paleomagnetic data from Gondwana seem to support the assumption of a rapid northward movement (V. BACHTADSE & J.C. BRIDEN, 1990; D.V. KENT & R. VAN DER VOO, 1990). It is associated with rifting-related volcanism through much of the Silurian. Interestingly, the Southern and Central Alps differ in two main aspects: the Silurian of the Central Alps, i.e., the development north of the Gailtal Fault, is characterized by warm water occurrences of rugose and tabulate corals in an environment which locally also contains superficial ooids. But these sequences yield only a few cephalopods as opposed to the Southern Alps with the opposite relationship suggesting, most plausibly, a farther south and slightly cooler environment. These differences may indicate two separate terranes or microcontinents prior to the Variscan deformation in the Alps.
3.4. Devonian

Fossiliferous rocks of Devonian age are among the first which have been recognized in pre-Triassic strata of the Alps in the last century. Such "classical" outcrops of Paleozoic strata comprise the surroundings of Graz, the Carnic Alps, the Graywacke Zone of Styria, Salzburg and Tyrol, Middle Carinthia and southern Burgenland (see Fig. 5). In addition, study of microfossils in the last three decades has provided many new data from scattered localities in other areas, particularly from those composed of greenschist-grade Paleozoic rocks.



Fig. 11.

Stratigraphy of the Paleozoic sequences of the Carnic Alps.



Fig. 12.

Stratigraphy of the Paleozoic sequences in the surroundings of Graz.

After H.W. FLÜGEL & F. NEUBAUER (1984).

L₁, L₂ = Laufnitzdorf Group; H = Hochlantsch Group; S = Schöckel Group; si = Silurian; dl = Lower Devonian; dm = Middle Devonian; du = Upper Devonian; cd = Dinantian; cs = Silesian.



Fig. 13.

In the Alps the Devonian Period is characterized by abundant shelly fossils, variably thick carbonate sequences, reef development and interfingering facies ranging from coastal sediments to carbonate buildups, slope deposits, condensed pelagic cephalopod limestones to deep ocean off-shore shales (H.P. SCHÖN- LAUB, 1971, 1980, 1985a; H.W. FLÜGEL & H.P. SCHÖN-LAUB, 1972; T.P. BURCHETTE, 1981; L.H. KREUTZER, 1990, and others). In the Carnic Alps, for example, the ratio of thickness between shallow water limestones and contemporary cephalopod limestones is in the order of 1200: 100 m and thus indicates differentially

Stratigraphy of the northern part of the Gurktal Nappe.

Compiled from H.P. SCHONLAUB (1971a), F. NEUBAUER (1971, 1984), F. NEUBAUER & J. PISTOTNIK (1984), M.F. BUCHROITHNER (1979) and H. SCHLÖSER et al. (1990).



Fig. 14.

Middle Devonian paleogeography.

Two stars indicate position of the Alpine Devonian of the Southern and Central Alps, respectively, as suggested by the author in this paper. Faunal and floral relationships are shown by heavy arrows, the equatorial gyre system in the southern mid-European ocean by small arrows. Modified from C.R. SCOTESE & W.S. MCKERROW (1990) and M.S. OCZLON (1990).

subsiding mobile basins affected by extensional tectonics (Fig. 11). Rifting-related volcanism in the Lower and Middle Devonian of the Graywacke Zone and the area near Graz, respectively, is well consistent with such a basin development (Fig. 3).

According to A.J. BOUCOT (1975, 1985, 1988) and his employment of a pangaeic paleogeography, the biogeographic pattern of the Devonian changed from a highly provincial level in the latest Early Devonian attributed to a global regression to cosmopolitanism in the Late Devonian. At the beginning of the Devonian the warm North Silurian Realm was replaced by the Old World Realm and the Eastern American Realm. The former developed from the Silurian Uralian-Cordilleran Region and from the European Province of the North Atlantic Region and can be divided into several subregions (previously named "magnafacies", according to H.K. ERBEN, 1962, 1964): Rhenish-Bohemian, Uralian, South China, Tasman-New Zealand, and Cordilleran. Similarly, the Eastern American Realm can be divided into several provinces resulting in an overall moderate level of longitudinal provincialism in a warm climate. Both Realms contrasted with the cool climate Malvinokaffric Realm which was characterized, during the Lower and Middle Devonian, by the same characteristics as during earlier periods.

In the Alps only a few groups from essentially two areas, i.e., the Carnic Alps and the surroundings of Graz, have been investigated in terms of biogeographic relationships (Figs. 11,14).

During the Lower Devonian (Lochkovian to Emsian Stages) faunas and floras showed strong affinities to both the Hercynian-Bohemian and to the Uralo-Tienshan Faunal Provinces and remarkably poor similarities with northern Africa except the Rabat area (G.K.B. AL-BERTI, 1969, 1982). Such a relationship is less clearly displayed by more cosmopolitan planctic groups like graptolites, conodonts and dacryoconarids the migration of which primarily was affected by ocean currents (H. JAEGER, 1968, 1975, 1978, 1988; H.W. FLÜGEL et al., 1977; P.H. HECKEL & B.J. WITZKE, 1979; G. KLAPPER & J.G. JOHNSON, 1980; H.P. SCHÖNLAUB, 1980, 1985a; G.K.B. ALBERTI, 1985) and, more distinctly, by the benthos. For example, brachiopods from the *Karpinskia*

Beds are known from the Barrandian region, the Urals (A.J. BOUCOT, 1975; A.J. BOUCOT et al., 1967; G.B. VAI, 1973, 1975), Altai and Kazakhstan (for more details see S. LATZ, 1989); similarly, corals show a strong affinity to Extra-Malvinokaffric Realms like the Urals and the Altai mountains but show no similarity to the Eastern North American Realm (A. FERRARI, 1968; G.M. KODSI, 1971; L.H. KREUTZER, 1990; A.E.H. PEDDER & W.A. OLI-VER, 1990); the distinct Hercynella-gastropod community is typical of the Old World Realm and occurs in the Upper Koneprusy Limestone of Bohemia and also in the Urals, although the relations with both regions appear less close than had been suggested previously (R.B. JHAVERI, 1969; R.B. BLODGETT et al., 1990); finally trilobites, although to some extent endemic, represent a mixed Hercynian-Uralo-Tienshan association which exhibits only a weak affinity to northern Africa (H.K. ER-BEN, 1966, 1969; G.K.B. ALBERTI, 1967, 1969, 1981; K. BANDEL, 1969; H. ALBERTI, 1978; I. ELLERMANN, 1989), and codiacean algae of the Lancicula Beds of P. PALLA (1966, 1967) (= Hercynella-Seewarte Limestone of R.B. JHAVERI, 1969) are found in Chios (Greece), Kusnetsk Basin (southern Siberia) and New South Wales in Australia. According to J. PONCET (1990) they were dispersed by subtropical ocean currents.

From the Middle and Upper Devonian only few biogeographical relevant data are yet available. They confirm the general opinion of decline of endemism and provincialism and the appearance of cosmopolites at the beginning of the Middle Devonian. This has been inferred from the distribution of ammonoids in general (M.R. HOUSE, 1971, 1973) and from the Carnic Alps (M. HOUSE & J.D. PRICE, 1980; D. KORN, 1992), trilobites (R. FEIST, 1992), brachiopods (A. FERRARI & G.B. VAI, 1973), corals (A. FERRARI, 1968; P. KÜSTER, 1987; P. KÜSTER-OEKENTORP & K. OEKENTORP, 1992) and algae, e.g., the genus *Girvanella* and the problematical algae *Renalcis* (L.H. KREUTZER, 1989; G. RANTITSCH, 1990).

The Paleozoic outcrops in the surroundings of Graz have long been famous for the rich occurrences of fossils in particular brachiopods and rugose and tabulate corals (Fig. 12); less abundant are trilobites, bivalves, gastropods and stromatoporoids (H.W. FLÜGEL, 1975a). Among many endemic species mainly of corals some are of biogeographic significance. In accord with evidence from the sedimentological underlvina Dolomitsandstein-Formation (A. FENNINGER & H.-L. HOL-ZER, 1978) the Eifelian brachiopods from the Barrandei Formation indicate a strong Rhenish-Hercynian (i.e., neritic-pelagic) interchange, even in spite of taxonomic uncertainties, and thus immigration of Rhenish elements (H.W. FLÜGEL, 1971), while some others, e.g., the cosmopolitan genus Zdimir, suggests a relationship to the Ardennes, the Eifelian Hills, France, Bohemia, Urals, Siberia (Kusnetsk Basin) and Ferghana (A.J. BOUCOT & A. SIEHL, 1962). Whether or not there was a migration channel across Moravia as suggested by I. CHLUPAC (1971) and challenged by R. SCHÖNENBERG (1973) and H.W. FLÜGEL (1975a) is yet not certain. Furthermore, corals from the succeeding Givetian Calceola Formation seem equally to be related to the Eifelian Hills, but in addition they exhibit also some affinities to the Kusnetsk Basin of Southern Siberia and Nepal (H.W. FLÜGEL, 1971). Rather of limited biogeographic significance are, however, the rarely occurring representatives of the genus Calceola which is a typical Old World Realm coral (W.A. OLIVER, 1964; D. HILL & J.S. JELL, 1969; A.J. BOUCOT, 1988). Stromatoporoids too represent to a high degree cosmopolites during the Devonian (C.W. STOCK, 1990). As for corals and algae, however, they can be used as major indicators of warm temperatures of the Devonian seas (P.H. HECKEL & B.J. WITZKE, 1979). In addition to these reports the Eifelian strata of Graz contains one of the very few occurrences of an algal microflora in southern Europe. It congracilis, sists Zeapora Litanaia of araecensis and Pseudopaleoporella lummatonensis (H.W. FLÜGEL, 1959; B. HUBMANN, 1990). This flora indicates

- a paleolatitudinal setting within the tropical belt of some 30°, and
- 2) similarities to the east, e.g., the Urals, Siberia, Australia, and to the west, e.g., the Eifelian Hills, Belgium, France and Great Britain.

Conclusions

Since the first introduction of Phanerozoic world maps by A.G. SMITH et al. (1973) and subsequently by C.R. SCOTESE et al. (1979, 1985), C.R. SCOTESE (1984, 1986) and others, the quality of the reconstructions have considerably improved. In particular this is true for the Devonian Period for which the paleogeographical reconstruction successfully has been based on a combination of paleomagnetic, faunistic and climate sensitive lithic data in recent years. The alternative approach of a pangaeic based paleogeography of A.J. BOUCOT (see A.J. BOUCOT & J. GRAY, 1979, 1983; A.J. BOUCOT, 1985, 1988, 1990) received also much merit but inevitably raised many questions and criticism.

In order to test the proposed models and to confirm the supposed paleolatitude as the major control of the spatial faunal distribution the complete data base for the Devonian of the Alps can be employed.

There is general consent that the Devonian calcareous sediments were deposited in the tropical belt

within paleolatitudes of 30°S or less. Such an assumption is based on thick occurrences of carbonate buildups and associated limestones composed of typical microfacies types, fabrics and components (e.g., oncoids, coated grains, ooids), and all kinds of "guilds" (J.A. FAGERSTROM, 1987, 1988), e.g., abundant rugose and tabulate corals, massive and dendroid stromatoporoids, algae and stromatolites, suggesting warm agitated sea waters for most of the Devonian. Studies of the diagenetic environment and the cement stratigraphy closely support this inferred position (G. GALLI, 1985; L.H. KREUTZER, 1989; G. RANTITSCH, 1990). Even stronger arguments in favour of a low latitudinal setting have been expressed by A. FENNINGER & H.-L. HOLZER (1978, p. 139) who recorded tepee structures and vadose pisolites from the Dolomitsandstein Formation in the surroundings of Graz and concluded a hypersaline environment in an arid climate.

At first look it appears difficult, if not impossible that these groups should have been capable of travelling over such long distances and/or crossing the supposedly wide and deep Mid-European ocean that separated, for example, Siberia and the Urals from the Alps during the Devonian. More easily, however, migration could be achieved between other central European regions, e.g., from the Alps to Bohemia, the Eifelian Hills, the Harz Mountains, the Ardennes and England. The hazards of fauna travelling, however, have long been recognized (P.E. CLOUD, 1961) and have been discussed at length for the widely distributed Lower Paleozoic trilobites (e.g. W.T. DEAN, 1967; A.R. PALMER, 1972; J.L. CISNE, 1973; H.B. WHITTINGTON & C.P. HUGHES, 1972, 1973; H.B. WHITTINGTON, 1973; R.J. ROSS, 1975; L.R.M. COCKS & R.A. FORTEY, 1982, 1990, and others).

Amongst the first, R.J. Ross (1975) emphasized the operation of coriolis forces in the Lower Paleozoic. Comparable to the presentday ocean circulation systems in surface waters, they caused two equatorial gyres in which organisms (trilobites) with long-lasting larval stages were caught and transported along the margins of the seas to split eventually and to continue in other directions. However, this improved circulation pattern of favourable ocean surface currents operated not only during the Cambrian and Ordovician but aided the dispersal of trilobites and of many other groups during the Devonian as well, for example conodonts (G. KLAPPER & J.G. JOHNSON, 1980), corals (A.E.H. PEDDER & W.A. OLIVER, 1990), stromatoporoids (C.W. STOCK, 1990), algae (J. PONCET, 1990) and probably many others too (A.J. BOUCOT, 1988, 1990). Strong currents may even affect the bottom sediment and produce erosion and nondeposition or reworking and accumulations of clastic sediments; such deposits have been described in modern environments as contourites (C.D. HOLLISTER & B.C. HEEZEN, 1972; J.B.P. LOVELL & D.A.V. STOW, 1981).

Independently from our study of faunal relationships between the Alps and adjacent or more distant areas for the Middle Devonian M.S. OCZLON (1990) convincingly postulated such a South Equatorial Current along the southern margin of Laurussia being deflected to the North Gondwana Current at the contact between Gondwana and Laurentia (see C.R. SCOTESE & W.S. MCKERROW, 1990). We believe that these two currents can be held responsible for the distinct exchange of faunas between Siberia, Kazakhstan, the Urals and the Alps on one side and Bohemia, Greece and Australia on the other. The surroundings of Graz may equally have been influenced by this current when it flowed through central Europe and passed the Eifelian Hills and parts of Belgium. Likewise, such a current direction might also explain the low affinity between the Alps and northern Africa during the Devonian (Fig. 14).

For the Devonian it may be speculated whether or not the surroundings of Graz were located in lower latitudes than the Southern Alps. Some evidence in favour of such an idea is indicated in climatic sensitive sediments and also in the close relationship to the Rhenish-Hercynian Province. In contrast to this development the Southern Alps represent a highly mobile subsiding basin affected by tensional tectonics throughout the Devonian. Possibly, thinning of the crust during this time is the result of the temporary southward movement of Africa relative to the South Pole which described a rapid excursion ("loop") into central Africa (see Fig. 2).

3.5. Carboniferous

The Carboniferous Period of the Alps is generally subdivided into the final Variscan series representing a Lower Carboniferous pelagic development in the Tournaisian and succeeding flysch deposits of Visean and Namurian age, and the post-Variscan transgressive cover sediments of Late Carboniferous and Permian age. Both groups of rocks are separated by the Variscan unconformity. Based on new and revised data on conodonts and fusulinids in the Southern Alps, the pre-Variscan strata were deformed between the late Namurian *Gastrioceras*-Zone and the Upper Miatchkovian of the late Middle Carboniferous in the Russian terminology (F. KAHLER, 1983; H.P. SCHÖNLAUB, unpubl.), the latter corresponding to the West European Westfalian D Substage.

From the older cycle only few biogeographically relevant data are yet available which mostly comprise cosmopolitan groups like goniatites and some pelagic trilobites. According to D. KORN (in H.P. SCHÖNLAUB et al., 1988) and D. KORN (1992) across the Devonian/Carboniferous boundary a complete succession of ammonoids occur which indicate continuous pelagic sedimentation in an open marine pelagic environment comparable to many other places in the world, e.g., Rhenish Massif, Sauerland, Moravia, Southern France or South China. Similarly, trilobites are related to those in Cornwall and North Devon as well as to the Rhenish Massif, Frankenwald, Montagne Noire, the Sudetes, Poland, the Urals, Kazakhstan and southeast China (R. FEIST, 1992, this volume). Some of these faunas are characterized by blind or reduced eyes indicating benthic forms of moderately deep waters; some, however, represent fully blind trilobites not known yet from elsewhere in the Variscan basin (G. HAHN & R. KRATZ, 1992, this volume). Nevertheless, loose relations do exist to those in Sauerland, Thuringia, Poland and England.

Floras from the Culmian Hochwipfel flysch of the Carnic Alps are of little biogeographic significance. According to H.W.J. VAN AMEROM et al. (1984) these new discoveries indicate similarities to the Erzgebirge (Chemnitz), Silesia, Thuringia, CSFR, the Black Forest, France and Scotland.

In contrast to these reports and, hence, of special interest is the so-called "Carboniferous of Nötsch", north of the Gail valley and west of Villach in Carinthia. With regard to its lithology and the rich and diversified fossil content the Carboniferous of Nötsch has long been regarded as being unique and distinct within the entire Alps. The latest Visean or, more probably, early Namurian fossil assemblage (H.P. SCHÖNLAUB, 1985b) comprises brachiopods, trilobites, gastropods, bivalves, crinoids, corals, bryozoans, foraminifera, ostracodes, plants and algae; yet, only a small part has been studied.

According to G. & R. HAHN (1973) the trilobite fauna is characterized by its special Tethyan aspect with some similarity to coeval occurrences in the Veitsch Nappe of the Graywacke Zone of Styria. Subsequently this view was rejected by G. HAHN & R. HAHN (1987) when they recovered additional trilobites showing a strong relationship with the Kohlenkalk of Belgium. They then concluded a mixing of Asiatic-Australian, i.e., Tethyan and West-European trilobites. Based on additional rich material, however, G. SCHRAUT (1990) finally emphasized a strong affinity to the Western European Kohlenkalk facies and even to North America, and less close similarities to Asia and Australia. Even ostracodes follow these suggested pathways and show affinities to the Cantabrian Mountains, the western Pyrenees, England and North America.

The rich faunal and floral association of the Carboniferous of Nötsch represents a shallow water environment characterized by full marine conditions, agitated water, penetration of light and significant nutrient supply. Temporarily, however, this environment was replaced by thick gravity flows named Badstub-Breccia which were formed as proximal inner fan or slope deposits along an active plate margin (H.P. SCHÖNLAUB, 1985; K. KRAINER & A. MOGESSIE, 1991).

Such an inferred plate margin position seems strongly corroborated by other evidence. According to E. FLÜGEL & H.P. SCHÖNLAUB (1990) in the Carboniferous of Nötsch as well as in the Hochwipfel Formation of the Southern Alps (Carnic Alps) there occur exotic limestone clasts of varying microfacies-types. They indicate a shallow carbonate water setting of an open marine and restricted shelf environment during the Visean. Presumably, this platform development existed north of the Gailtal Line and adjacent to a supposed land area. Yet, no relics of this platform have been preserved. The only records are some limestone clasts and paleoenvironmentally significant fossils such as the heterocoral Hexaphyllia mirabilis (DUNCAN), the algae Pseudodonezella tenuissima (BERCHENKO), the foraminifera Howchinia bradyana (HOWCHIN) and abundant conodont faunas corresponding to the Eumorphoceras-Stage E2 of the basal Namurian. Recently in other parts of Carinthia apparently coeval limestone clasts of boulder size were found (H. SCHLÖSER et al., 1990).

Litho- and biofacies of these exotic limestone clasts exhibit strong affinities to the Kohlenkalk facies of various parts of Europe (Belgium, France, England, Poland), but also to Hungary, the eastern and southern Carpathians, the Pyrenees, southern Spain, northern Africa, the Donets Basin and the Urals (E. POTY, 1981; H.-G. HERBIG, 1986; E. FLÜGEL & H.-G. HERBIG, 1988; F. EBNER, 1990; D. HENNINGSEN & H.-G. HERBIG, 1990; H. SCHLÖSER et al., 1990). Moreover, the supposed setting on an active continental margin and its formation through successive erosion of an accretionary wedge during a collision of two different plates reflect a remarkable coincidence between the Eastern Alps and the western part of the Mediterranean.

Besides the lowermost Carboniferous, during which the end-Devonian climate prevailed the available paleoclimatic data from the Southern Alps, the Carboniferous of Nötsch and the Veitsch Nappe of the Graywacke Zone suggest an increase of temperature and humidity during the Visean. Of particular significance is a widespread emersion that occurred in the lengthy Scaliognathus anchoralis-conodont-Zone, i.e., at the Tournaisian/Visean boundary prior to the deposition of transgressive cherts and the succeeding flysch deposits. It resulted in a variety of buried paleokarst features like an extensive relief and small-scale disconformities, mixed faunas, coated fissures, collapse breccias, caves with internal fillings and mineralizations which recently have been recognized in the Carnic Alps and most probably also occurred in the Graywacke Zone and the surroundings of Graz (H.P. SCHÖNLAUB, 1991).

In the Southern Alps Late Paleozoic sediments unconformably overlie the Variscan flysch and other basement rocks of varying age, i.e., different Silurian and Devonian strata (Fig. 11). According to F. KAHLER (1983), the oldest transgressive sediments are Middle Carboniferous in age and, more precisely, correspond to the Fusulinella bocki Zone of the Upper Miatchkovo of the Moscow Basin. This Late Paleozoic cover comprises clastic and calcareous shallow marine sediments of the Auernig Formation in the Upper Carboniferous (Kasimovian and Ghzelian Stages) followed by various Lower Permian shelf and shelf edge deposits. They represent differentially subsiding platform and outer shelf settings and are characterized by transgressive-regressive cycles that lasted from the Westfalian to the Artinskian Stage of the Lower Permian.

Upper Permian sediments rest disconformably upon the Lower Permian and its equivalents in the Dolomites, or, farther west on phyllites of the Variscan basement. They indicate a transgressive regime starting with red beds of the Gröden Formation and followed by the Bellerophon Formation of the Late Permian. This formation represents a carbonate ramp which gently dips to the southeast, but is located far east from the Permian shoreline exposed in the Dolomites of Northern Italy in the west.

Even more restricted was the extent of the sea in the Late Carboniferous. In the Upper Miatchkovo the westernmost transgressive sediments were deposited near Lake Zollner in the central Carnic Alps. From there the transgression continuously progressed in western direction to reach Forni Avoltri and the region of the Seikofel north of the Sexten Dolomites during the Upper Carboniferous.

This whole area is very close to segments of the Periadriatic Fault Zone in the Lesach and Gail Valleys, immediately in the north. The prominent fault separates the predominantly marine post-Variscan sequences of the Southern Alps from clastic terrigenous Upper Carboniferous and Permian sediments of the Central Alps (Fig. 5).

The marine post-Variscan sequences of the Southern Alps have long been famous for their abundant and highly diverse fossil groups. During the last few years the major part of the fauna and flora has been reinvestigated and new material was collected. Based upon these studies the following conclusions can be drawn (Fig. 15): fusulinids are of typical "Paleotethyan" and thus, apparently of cosmopolitan aspect showing similarities with coeval faunas in many other parts of the world, e.g., the Dinarides (Serbia, Velebit, Montenegro, Albania), the Bükk Mountains of Hungary, northern Africa (Tunis), Turkey (Anatolia), Iran (Elburs), Afghanistan, Indochina, South China, as well as to the Moscow and Donets Basins, the Urals, Ferghana, Mongolia, Pamir, Greenland, northern California and Texas (F. KAHLER, 1939, 1955, 1974, 1983; F. & G. KAHLER,



Fig. 15.

Late Carboniferous (Westphalian) paleogeography.

Two stars indicate position of the Alpine Carboniferous of the Southern and Central Alps, respectively, as suggested by the author in this paper. Faunal and floral relationships are shown by heavy arrows, the equatorial gyre system by small arrows. Modified from C.R. SCOTESE & W.S. MCKERROW (1990).

1982); trilobites are closely related to the Karawanken Alps and the Cantabrian Mountains of northern Spain and less close to the Urals, the Moscow and Donets Basins (G. HAHN & R. HAHN, 1977, 1987; G. HAHN et al., 1989); brachiopods are equally related to these regions as they have many species in common as opposed to the weak links with North America (K.L. GAURI, 1965; A. RAMOVS, 1972; C.F. WINKLER PRINS, 1971, 1983, 1984); the ostracod fauna too suggests a close similarity with the Cantabrian Mountains of Asturia and reflects a shallow marine and low energy environment (G. Rug-GIERI, 1966; B. FOHRER, 1990; G. BECKER, 1978); sphinctozoans appear well comparable to those from New Mexico, Texas and the Cantabrian Mountains (H.-W. KÜGEL, 1987); the rich coral faunas have yet not been revised but it appears that it is closely related to Eastern Europe, East Asia and China (F. HERITSCH, 1936, 1943); in addition, Lower Permian faunas are of low diversity (W. HOMANN, 1971); calcareous algae often occur as massive algal wackestones attributed to lense-shaped algal mud-mounds which consist of low diversity phylloid algae (Epimastopora, Archaeolithophyllum, Eugonophyllum) and the dasycladacean Anthracoporella and others (E. BUTTERSACK & K. BOECKELMANN, 1984; K. BOECKELMANN, 1985) which appear of no biogeographic significance.

During the last twenty years in the Eastern Alps more than 60 localities with Upper Carboniferous and Early Permian plants were studied together with revisions of old collections (for summary see Y.G. TENCHOV, 1980; A. FRITZ & M. BOERSMA, 1990; M. BOERSMA & A. FRITZ, 1990). Besides implications for the paleoclimate and for the local facies development no distinct paleofloristic-biogeographic relationships can be inferred. Yet, its main importance is the potential for correlating West-European continental with Tethyan marine sequences which has been demonstrated for a good deal from floras of the Carnic Alps.

Conclusions

As a response to the Variscan Orogeny dramatic changes affected the Alps during the Carboniferous Period. In the Southern Alps the climax of deformation occurred between the Late Namurian and the Late Westphalian Stages, or, in the Russian terminology, between the Early Bashkirian and the Middle or Late Moscovian Stages.

In the Central Alps, however, deformation and metamorphism evidently occurred earlier. This conclusion seems well founded from radiometric ages and from the transgressive molasse-type sediments within the Gurktal Nappe, the Carboniferous of Nötsch and the Veitsch Nappe of the Graywacke Zone. Moreover, we presented evidence that these scattered occurrences might represent the last remains of an originally vast shelf characterized by various platform sediments as opposed to the Southern Alps with contemporary flysch deposits.

During the Carboniferous this northern development was biogeographically more closely related to Western Europe and even to North America than to Eastern Europe or Asia. In particular, there appears a striking similarity with the Cantabrian Mountains, the western Mediterranean and to the "Kohlenkalk" regions of England, Belgium and Poland.

Consequently, we suspect that the Southern and Central Alps represented two different microplates dur-

ing the Lower Carboniferous. This assumption confirms the suggested fragmentation of the predecessors of the Alps which has been concluded in this report from the analysis of older rocks and faunas. If at all and how much they were separated is presently difficult to decide. Yet, it is worth mentioning that reworked amphibolite clasts in the Badstub Breccie of the Carboniferous of Nötsch are metamorphosed tholeiitic ocean floor basalts (T. TEICH, 1982; K. KRAINER & A. MOGESSIE, 1991) suggesting an enigmatic oceanic crust in this area of the Alps some time during the Paleozoic.

Soon after collision and amalgamation of the two plates the biogeographic patterns of the Southern Alps began to match those from the former settings in the Central Alps indicating migration of faunas and floras into the newly established Southern Alps domain where they found remarkably favourable environmental conditions. F. & G. KAHLER noted already 1982 that this new sedimentary cycle started approximately at the same time as sedimentation of the marine fusulinid-bearing strata of the Cantabrian Mountains ceased. In the light of new research, however, marine rocks of Stephanian age and *Triticites* bearing Late Kasimovian strata have been recognized there (E. MARTINEZ-GARCIA & R.H. WAGNER, 1971, 1984; E. MARTINEZ-GARCIA, 1984).

Most, if not all, suggested faunal and floral migration paths of fusulinids and other groups along the northern shelf margin of the Tethys Sea, the Ural Sea and the Arctic region to North America as well as to analogous occurrences on the southern shelf appear well constrained by the revised world maps of C.R. SCOTESE & W.S. McKERROW (1990) for the Late Carboniferous. Possibly, dispersal of planctic groups was aided by warm subequatorial gyres which were blocked and deflected at the contact between Laurussia and Gondwana (Fig. 15; A.M. ZIEGLER et al., 1981; C.A. Ross & J.R.P. Ross, 1985; P.H. KELLEY et al., 1990).

Potentially useful climate-sensitive sediments of Carboniferous age comprise in the Veitsch Nappe of the Graywacke Zone several tens of metres of graphite and related rocks as well as limestones and dolomites which supposedly formed in a temporary hypersaline environment (L. RATSCHBACHER, 1984). Furthermore, at many localities plants occur in rich abundances and diversity; up to a few metres thick coal seams, however, are mainly restricted to the Carnic Alps and the Gurktal Nappe. In the former they are interbedded with locally rich occurrences of corals, fusulinids, algal mudmounds and oncoid limestones consistent with the inferred low latitudinal position close to the equator and humid climatic conditions for the Middle and Late Carboniferous of the Alps. Nonetheless, it should always be kept in mind that the O2-concentration of the Carboniferous atmosphere is still unsettled and may have varied between 13 and 35 % of the present 21 % level (H.D. HOLLAND, 1990).

According to J.N.J. VISSER (1990), J.J. VEEVERS & C. MCPOWELL (1987), M.V. CAPUTO (1985), M.V.CAPUTO & J.C. CROWELL (1985), M.J. HAMBREY & W.B. HARLAND (1981) and A. BOUROZ et al. (1978) the continental glaciation in the Southern Hemisphere started diachronously in the Namurian A or near the Namurian A/ B boundary, i.e., in the Serpukhovian, and caused a high-latitude cooling and a contemporary equatorial warming episode. Recently, however, J. LANG et al. (1991) reported glacial deposits from the Visean of Niger suggesting an even earlier onset of the Carboniferous ice age. P.H. KELLEY et al. (1990) assumed that this climatic alteration resulted in changes of latitudinal diversity patterns coupled with migration of different organisms, for example brachiopods. The well-known "Auernig-cyclicity" in the Late Carboniferous of the Carnic Alps may certainly be explained as a glacial rebound although alternative proposals have also been made (e.g., G.M. FRIEDMAN, 1989); evidently, it was of no consequence to the biogeographic distribution of fauna and flora of that region.

At the beginning of the Carboniferous the apparent polar wander path (APWP) shows a change in the drift direction from a Devonian southward movement to a continuous and rapid northward drift of Gondwana with minimum drift rates of 10 cm/a-1 (Fig. 2; R. VAN DER VOO, 1988; D.E. KENT & R. VAN DER VOO, 1990; V.BACHTADSE & J.C. BRIDEN, 1990). This rapid movement of Africa over the South Pole is held responsible for the final disappearance of the Mid-European or Rheic Ocean besides several other oceans and the collision between Gondwana and Laurussia in the Namurian (e.g., W.S. McKERROW & A.M. ZIEGLER, 1972; J. NEUGEBAUER, 1988; C.R. SCOTESE & W.S. MCKERROW, 1990). As mentioned, the collision of the Southern Alps with the central part of the Eastern Alps can also be related to this motion; it occurred, however, slightly later at the end of the Namurian or at the beginning of the Westfalian Stage, i.e., in the Bashkirian or early Moscovian.

3.6. Permian

During the Permian, the facies pattern of the Carboniferous Period continued without any recognizable breaks. As for the latter the marine facies was restricted to the Southern Alps but progressive shifting of the shoreline towards the west indicates an expanding and deepening sea as far west as the Italian Dolomites.

In the Southern Alps the marine Permian sediments are up to 1150 m thick (Fig. 11). They comprise Lower Permian shallow water limestones and clastics. They contain abundant fossils, e.g., foraminifera, fusulinids, calcisponges, corals, bryozoans, brachiopods, gastropods, bivalves, ostracodes, echinoderms, calcareous algae, plants and trace fossils suggesting a warm climate and predominantly full marine conditions on a shallow subsiding platform setting of the inner and outer shelf (E. FLÜGEL, 1974, 1980, 1981; W. BUGGISCH et al., 1976; W. BUGGISCH, 1980).

The Permian sequence starts with the Lower Pseudoschwagerina Limestone representing a protected inner shelf environment and characterized by local algal mud-mounds; followed by the Grenzland Formation of a near-shore high-energy environment in an intertidal to subtidal setting; and succeeded by the Upper Pseudoschwagerina Limestone characterized by more diversified faunal and floral associations of subtidal offshore and outer shelf areas.

The most distinct formation of the Lower Permian is the following massive and locally bedded Trogkofel Limestone the thickness of which varies between 170 and 330 m. According to E. FLÜGEL (1980, 1981, 1989) this unit represents biopelsparites and intrabiosparites with low diverse algae of the problematical type *Tubiphyles* and *Archaeolithoporella*, bryozoans, echinoderms, calcisponges, fusulinids, encrusting foraminifera and rare corals. Based on fusulinids a Sakmarian to Upper Artinskian age has been suggested for the Trogkofel buildups considering that the overlying Tressdorf and Goggau Limestones are included in this group (F. KAHLER, 1980; E. FLÜGEL, 1981).

Study of microfacies has shown that the Trogkofel Lst. represents algal/cement reefs which consist of biogenic algal crusts alternating with cement crusts of microbial origin. According to E. FLÜGEL (1981, 1989) carbonate precipitation was bacterially induced and took place at the shelf edge as opposed to contemporary bedded limestones with high diversified fossil groups which were deposited in protected and open shelf lagoonal settings with temporary high energies.

Lower Permian sediments are characterized by transgressive and regressive trends. The Goggau Lst. on top of the Trogkofel Lst. represents the final stage of this cyclicity indicating an inner shelf environment. The regression culminates in the succeeding Tarvis Breccia and is documented in freshwater algal limestones and freshwater clasts (W. BUGGISCH & E. FLÜGEL, 1980; E. FLÜGEL, 1980; E. FLÜGEL & E. FLÜGEL-KAHLER, 1980; E. FLÜGEL & S. KRAUS, 1988).

At the end of the Lower Permian, destruction of the carbonate platform resulted in the 2 to 20 m thick Tarvis Breccia. Presumably, erosion of more than 180 m thick strata, reworking and formation of this breccia occurred in the Misellina fusulinid zone of the marine realm, i.e., at or near the boundary between the Lower and Upper Rotliegend of the continental Permian, and hence may be related to the Saalic Phase (F. KAHLER, 1980).

A remarkable facies change is recognized at the base of the Middle Permian when the former carbonate dominated facies was replaced by the 0-800 m thick transgressive clastics of the Gröden Formation. They represent thick continental deposits in South Tyrol (e.g., F. MASSARI et al., 1988) and highly bioturbated marine sediments of less than 100 m thickness in the Carnic and Karawanken Alps (W. BUGGISCH, 1978).

In the Late Permian, the Gröden Formation is succeeded by the 170 m thick Bellerophon Formation. In the Carnic Alps this unit starts with basal evaporites (rauhwackes and bituminous dolomites; on the Italian side also with laminated gypsum and gypsum nodules), followed by fossiliferous dolomitic rocks and terminated by ostracod and radiolarian wackestones. According to W. BUGGISCH (1975) the occurrences in the Carnic Alps represent an intermediate position between the open marine environment to the east and coastal sabhkas in the west. In this latter area a coastal evaporitic sequence ("facies fiamazza") and a lagoonal-neritic facies ("facies badiotica") have long been known (B. ACCORDI, 1959; R. ASSERETO et al., 1973). It was finally suggested that these two facies represent cyclic evaporites of a shallow lagoon-sabhka complex (A. BOSELLINI & A.L. HARDIE, 1973).

The Permian fauna and flora show close affinities to adjacent areas in southeastern Europe (Fig. 16, Slovenia, Velebit in Croatia, Montenegro, Chios), Turkey, Iran (Elburz), Afghanistan, Oman, East Asia (Vietnam, Thailand, Japan, China), Eastern Europe and Western Asia (Moscow Basin, the Urals, Transcaucasia, Ferghana, Bashkiria) and also to Spain,



Fig. 16.

Late Permian (Kazanian) paleogeography.

Two stars indicate position of the Alpine Permian of the Southern and Central Alps, respectively, as suggested by the author in this paper. Faunal and floral relationships are shown by heavy arrows, the equatorial gyre system of the Tethys by small arrows. Modified from C.R. SCOTESE & W.S. McKERROW (1990).

Alaska, British Columbia, California, New Mexico, Texas, Kansas and other areas of the mid-West (F. KAHLER, 1939, 1955, 1960, 1962, 1973, 1974, 1980, 1983, 1989; E. FLÜGEL, 1966; W. HOMANN, 1972; E. FLÜGEL & E. FLÜGEL-KAHLER, 1980).

The Permian climate of the Southern Alps can be inferred from several lines of evidence: the oldest Permian evaporites (gypsum, salt, bituminous sediments) and pedogenetic calcretes occur in the Middle Permian Gröden Formation suggesting semiarid conditions for this time (R. ASSERETO et al., 1973; W. BUGGISCH, 1978; W. BUGGISCH et al., 1976; G.G. ORI & C. VENTURINI, 1981; E. FARABEGOLI & G. VIEL, 1982; C. BROGLIO LORIGA et al., 1986, 1988; M.A. CONTI et al., 1986; F. MASSARI et al., 1988). At the Bletterbach-Butterloch section of Radegno, South Tyrol, they are associated with ooids, algal crusts and foraminifera. These evaporites grossly portray the "coal belt" which is characterized by cm to dm thick allochthonous coal layers interbedded with marine faunas and evaporitic layers suggesting a hot semiarid but not arid climate (P. LEONARDI, 1948). Furthermore, R. ASSERETO et al. (1973) claimed that aridity is indicated by unaltered feldspars in sandstones, the stream network, rich occurrences of plants and tetrapod footprints as well as analysis of quartz in conglomerates (R. DAL CIN, 1965). A seasonally arid climate has also been concluded from early diagenetic Pb-, Zn-, Cu-, and U-mineralizations and the formation of dolomite, magnesite and barite indicating aggressive groundwaters (H. WOPFNER, 1984).

Towards the end of the Permian the climatic pattern was even more pronounced: due to the shallow Bellerophon Sea and a low-gradient topography, an extended evaporitic basin with high salinity developed in the Dolomites. Here anhydrite, gypsum, salt and aphanitic dolomite alternating with shale beds were deposited in sabhka-type regressive cycles (R. ASSERETO et al., 1973; A. BOSELLINI & L.A. HARDIE, 1973).

In contrast to this southern domain, north of the prominent Alpine geosuture of the Periadriatic Line continental deposits were widely deposited during the Permian, forming the base of the transgressive sequences of the Middle and Upper East Alpine tectonic units. Lack of fossils in these strata does not permit any precise age assignments nor any conclusive statements concerning paleobiogeography. Based on faunal or floral evidences only a few data are yet available from Lower Permian or uppermost Stephanian floras of Carinthia, i.e., from the localities Stangnock, Kötschach, Ulrichsberg, Christofberg, Wunderstätten and Pum, from the Kristberg Formation of the Montafon region of Vorarlberg, and from the "Perm von Zöbing" in the southeastern Bohemian Massif (F. THIEDIG & D. KLUSSMANN, 1974; W. VASICEK, 1977; Y. G. TENCHOV, 1980; H.W.J. VAN AMEROM et al., 1982; M. BOERSMA & A. FRITZ, 1990). Also, spores may be useful to date weakly metamorphosed rocks of Late Carboniferous or Lower Permian age or help to distinguish between Upper Permian and Lower Triassic sediments (W. KLAUS, 1974, 1980; E. PLANDEROVA & A. PAHR, 1983).

Tetrapod footprints found in the Laas Formation at its type locality near Kötschach, Carinthia (G. NIEDERMAYR & E. SCHERIAU-NIEDER-MAYR, 1980) have a considerable potential for paleobiological and paleoenvironmental analysis and interpretations as they may provide evidence of shoreline location, paleoslope, water depth and sediment supply but also about the trackmaker (M.G. LOCKLEY, 1986). Contrary to the Southern Alps (see M.A. CONTI et al., 1975–1986, P. CEOLONI et al., 1988) the tracks which up to now have been recognized in the Austrian Alps are by far too few to contribute very many details to this subject. Other trace fossils are exceedingly rare in the Austrian Alps although bioturbation is a common feature of Permian sediments (H. PIRKL, 1961; H. MOSTLER, 1972; G. RIEHL-HERWIRSCH, 1972; G. NIEDERMAYR & E. SCHERIAU-NIEDERMAYR 1982; G. NIEDER-MAYR, 1985; R. HESS, 1983; K. KRAINER, 1989).

The depositional framework of the Permian sequence north of the Periadriatic Line comprises various unfossiliferous clastic sediments of molasse-type ranging from conglomerates to fanglomerates, coarse-grained sandstones, shales, mudstones and magnesite. According to G. NIEDERMAYR (1975, 1985), E. ERKAN (1977), G. NIEDERMAYR & E. SCHERIAU-NIEDERMAYR (1982), K. KRAINER (1984, 1985), H. SYLVESTER (1989) and others, they represent ephemeral braided and meandering stream deposits of alluvial plains, in the lower part, which are progressively replaced by coastal sabhkas and intertidal clastics above. This lithology suggests an overall arid to semiarid climate with minor evaporation. The red colour resulted from primary clay minerals cemented by secondary dispersed hematite which originated from destructed Fe-minerals (K. KRAINER, 1984; H. SYLVESTER, 1989).

In the northern Alps the evaporitic series include anhydrite and gypsum interbedded with shales and sandstones (Ramsau and Radmer type, respectively, according to E. ERKAN, 1977). Based upon spores an Upper Permian age has been proposed for these rocks (W. KLAUS, 1974, 1980). They overlie a thick unfossiliferous clastic complex which apparently was deposited in a predominantly continental and temporarily aquatic environment with minor marine incursions. According to G. NIEDERMAYR et al. (1979, 1983, 1989) a saline to hypersaline environment was responsible for the formation of magnesite in playa lakes and coastal sabhkas frequently occurring in the Permian to Lower Triassic sequences of the Eastern Alps.

G. RIEHL-HERWIRSCH (1972) concluded that a humid Late Carboniferous climate with karstification was followed by semihumid conditions in the Rotliegend. Based on trace-element chemistry G. KURAT et al. (1974) even proposed a relatively dry climate and lateritic weathering during the Permian. Rich floral occurrences in interbedded red and grey-greenish sediments of the basal Werchzirm Formation of Carinthia indicate that red bed sedimentation started in the lowermost Permian (K. KRAINER, 1990). These basal clastics are followed by predominantly red beds suggesting that the change from a semiarid to an arid climate approximates the boundary between the Carboniferous and Permian Periods.

Conclusions

With regard to lithofacies and climate sensitive data the Permian sequences of the Eastern and Southern Alps reflect profound differences (Fig. 16).

The facies relationship of the Permian of the Southern Alps has recently been summarized by H. WOPFNER (1984) and by the Italian IGCP 203 Group in 1986 (Field Guide-Book on Permian and Permian-Triassic Boundary in the South-Alpine Segment of the Western Tethys, Soc. Geol. Ital., Brescia). In this synthesis data from the Bergamasc, the Etsch and the Carnia Basins are compiled.

The Bergamasc Basin consists of three troughs which are filled with up to 2000 m of Permian siliciclastic and acid volcanics of the freshwater continental Collio Formation and the equivalents of the Bozen Quartzporphyry and the Gröden Formation, respectively. Rich plant remains clearly indicate a Sakmarian to Early Artinskian age for the Collio Formation being thus partly time-equivalent with the Tregiovo Formation in the Southern Dolomites (G. CASSINIS, 1966a,b, 1986; H. MOSTLER, 1966b; H. HAUBOLD & G. KATZUNG, 1975; W. REMY & R. REMY, 1978). Apparently corresponding sediments of Lower Permian age occur in the Val Müstair of south-eastern Switzerland and are named Ruina Formation (R. TRÜMPY & R. DÖSSEGGER, 1972; R. DÖS-SEGGER & W.H. MÜLLER 1976).

The Bozen Volcanics characterize the middle Etsch (Adige) Basin. The intermediate to acid ignimbrites are more than 2000 m thick and cover an area of more than 2000 km². Radiometric data yielded an age around 270 million years corresponding roughly to the Sakmarian/Artinskian boundary (P. LEONARDI, 1967; C. GHEZZO, 1967; H. MOSTLER, 1982; C. D'AMICO et al., 1980; C. D'AMICO, 1986, and others).

In the western part of the Etsch Basin the Bozen Volcanics are locally overlain by the greyish-greenish and up to 160 m thick Tregiovo Formation which in turn is succeeded by the red Gröden Formation. In other parts this latter unit rests on the Bozen Volcanics or crystalline basement rocks. The Gröden Formation has generally been regarded as a rough lateral equivalent of the Verrucano Lombardo and the Monte Mignolo Sandstone, respectively, and represents a wide spectrum of depositional features characterizing fluvial sediments. Its base is formed by the Waidbruck Conglomerate and its equivalents to the east, i.e. the Sexten and Tarvis Breccias, respectively. Following F. KAHLER (1975) most authors regard the Gröden Formation as Middle Permian in age (see above). At its base in the marine sequences a stratigraphic gap may occur but has not been ascertained yet biostratigraphically.

The distribution of climate sensitive data from the Southern Alps indicate a humid climate for the Carboniferous and Early Permian Periods. Evidently, at the beginning of the Middle Permian, this pattern changed when the dominating greyish-blackish (greenish) sediments abruptly changed to red beds, with temporarily appearing evaporites, suggesting semiarid or even arid conditions that lasted at least to the end of the Permian (for details see above).

In the Eastern Alps north of the Periadriatic Line, this change in climate may have occurred earlier in the Permian. Plant remains from the Laas and the Werchzirm Formations indicate the onset of arid conditions in the basalmost Rotliegend corresponding to the early Asselian in the marine sequence. An overall humid climate, however, prevailed throughout the Middle and Late Carboniferous.

Whether or not this different climate pattern reflects different latitudinal settings of the Southern and Central Alps, remains open. However, from the continuous northward shift of Gondwana through the Permian, it seems reasonable to assume and not merely to speculate, that a northern realm crossed the equatorial wet belt and approached an arid climatic belt earlier during the Permian than the Southern Alps located an unknown distance farther south.

Acknowledgements

The author is much indebted to W. FRANKE (Gießen) and F. PARIS (Rennes) who kindly read this paper and made several suggestions for improvement.

- ACCORDI, B. (1959): Contributo alla conoscenza del Permiano medio-superiore della zona di Redagno (Bolzano). – Ann. Univ. Ferrara, NS 3, 37-47.
- AIFA, T., FEINBERG, H. & POZZI, J.-P. (1990): Devonian-Carboniferous paleopoles for Africa: Consequences for Hercynian geodynamics. – Tectonophysics, **179**, 287–304.
- ALBERTI, G.K.B. (1967): Neue obersilurische sowie unter- und mitteldevonische Trilobiten aus Marokko, Deutschland und einigen anderen europäischen Gebieten. 2. – Senck. leth., 48, 481–509.
- ALBERTI, G.K.B. (1969): Trilobiten des jüngeren Siluriums sowie des Unter- und Mitteldevons. I. – Abh. Senck. Naturf. Ges., 520, 1–692.
- ALBERTI, G.K.B. (1970): Trilobiten des jüngeren Siluriums sowie des Unter- und Mitteldevons. – II. – Abh. Senck. Naturf. Ges., 525, 1–233.
- ALBERTI, G.K.B. (1980): Zur lithofaziellen Entwicklung, Fauna (Trilobiten, Tentaculiten) und Biostratigraphie des Paläozoikums (Silur-Devon) von Beni Afeur (Kleine Kabylei, Tell-Atlas, Algerien). – N. Jb. Geol. Paläont. Mh. 1980, 277–286.
- ALBERTI, G.K.B. (1981): Beziehungen zwischen "hercynischen" Trilobiten-Faunen aus NW-Marokko und Deutschland (Unter- und Mittel-Devon). – Natur und Museum, 111, 362–369.
- ALBERTI, G.K.B. (1982): Der Hamar Laghdad (Tafilalt, SE-Marokko), eine bedeutende Fundstätte devonischer Trilobiten. – Natur und Museum, **112**, 172–182.
- ALBERTI, G.K.B. (1985): Zur Tentakulitenführung im Unter- und Mittel-Devon der Zentralen Karnischen Alpen (Österreich). – Cour. Forsch-Inst. Senckenberg, **75**, 375–388.
- ALBERTI, H. (1978): Ein Vertreter des Genus Wolayella ERBEN, 1966 (Trilobitae) aus dem Unter-Devon des Harzes. – Der Aufschluß, SB 28, 69–74.
- AL-HASANI, N. & MOSTLER, H. (1969): Zur Geologie der Spießnägel südlich Kirchberg (Nördliche Grauwackenzone, Tirol).
 Veröff. Univ. Innsbruck, 9, Alpenkundl. Stud., 5, 5–26.
- ALMOND, D.C. (1984): The concepts of "Pan-African episode" and "Mozambique Belt" in relation to the geology of E and NE Africa. – Bull. Fac. Earth Sci. Abdulaziz Univ., 6, 71–87.
- ALVAREZ, W. (1976): A former continuation of the Alps. Geol. Soc. Amer. Bull., 87, 891–896.
- AMEROM, H.W.J. VAN, ANGERER, H. & MOSTLER H. (1982): Über eine Autuno-Stephanische Flora aus den Kristbergschichten im Montafon, Vorarlberg (Österreich). - Jb. Geol. B.-A., 124, 283–323.
- AMEROM, H.W.J. VAN, FLAJS, G. & HUNGER, G. (1984): Die "Flora der Marinelli Hütte" (Mittleres Visé) aus dem Hochwipfelflysch der Karnischen Alpen (Italien). – Med. Rijks Geol. Dienst, **37–3**, 1–41.
- ASSERETO, R., BOSELLINI, A., FANTINI SESTINI, N. & SWEET, W. (1973): The Permian-Triassic boundary in the Southern Alps (Italy). – In: LOGAN, A. & HILLS, L.V. (Eds.): The Permian and Triassic Systems and their mutual boundary. – Alberta Soc. Petr. Geol., 2, 176–199.
- BACHMANN, A. & SCHMID, M.E. (1964): Mikrofossilien aus dem österreichischen Silur. – Verh. Geol. B.-A., **1964**, 53–64.
- BACHTADSE, V. & BRIDEN, J.C. (1990): Palaeomagnetic constraints on the position of Gondwana during Ordovician to Devonian times. – In: McKERROW, W.S., SCOTESE, C.R. (Eds.): Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography. – Geol. Soc. Mem., **12**, 43–48.
- BACHTADSE, V., HELLER, F. & KRONER, A. (1983): Paleomagnetic investigations in the Hercynian mountain belt of Central Europe. – Tectonophysics, 91, 285–299.
- BADHAM, J.P.N. (1982): Strike-slip orogens an explanation for the Hercynides. – J. Geol. Soc. London, **139**, 493–504.
- BADHAM, J.P.N. & HALLS, C. (1975): Microplate tectonics, oblique collision, and the evolution of the Hercynian orogenic system. – Geology, 3, 373–376.

- BANDEL, K. (1969): Feinstratigraphische und biofazielle Untersuchungen unterdevonischer Kalke am Fuß der Seewarte (Wolayer See, zentrale Karnische Alpen). – Jb. Geol. B.-A., **112**, 197–234.
- BARCA, S. & JAEGER, H. (1990): New geological and biostratigraphical data on the Silurian in SE-Sardinia. – Close affinity with Thuringia. – Boll. Soc. Geol. It., **108** (1989), 565–580.
- BECKER, G. (1978): Flachwasser-Ostracoden aus dem hohen Westfal Asturiens (Kantabrisches Gebirge, N-Spanien). 1. Palaeocopida. – Senck. leth., 59, 37–69.
- BECKER, L.P., FRANK, W., HÖCK, V., KLEINSCHMIDT, G., NEUBAUER, F., SASSI, F.P. & SCHRAMM, J-M. (1987): Outlines of the pre-Alpine metamorphic events in the Austrian Alps.
 In: FLÜGEL, H.W., SASSI, F.P. & GRECULA, P. (Eds.): Pre-Variscan and Variscan Events in the Alpine-Mediterranean Mountain Belts. - 69-106, Bratislava (Alfa Publs.).
- BERGSTRÖM, J. & GEE, D.G. (1985): The Cambrian in Scandinavia. – In: GEE, D.G. & STUART, B.A. (Eds.): The Caledonide Orogen – Scandinavian and related areas. – 247–271, Chichester (John Wiley & Sons).
- BERGSTRÖM, S.M. (1990): Relations between conodont provincialism and the changing palaeogeography during the Early Palaeozoic. In: McKERROW, W.S. & SCOTESE, C.R. (Eds.): Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography. Geol. Soc. Mem., 12, 105–121.
- BERRY, W.B.N. (1979): Graptolite biogeography: A biogeography of some Lower Palaeozoic plancton. – In: GRAY, J. & BOUCOT, A.J. (Eds.): Historical Biogeography, Plate Tectonics, and the Changing Environment. – Proceedings 37th Annual Biology Colloquium, 105–115, Corvallis, Oregon (Oregon State Univ. Press).
- BERRY, W.B.N. & BOUCOT, A.J. (1973): Glacio-eustatic control of Late Ordovician-Early Silurian platform sedimentation and faunal changes. – Geol. Soc. Amer. Bull., 84, 275–284.
- BLODGETT, R.B., ROHR, D.M. & BOUCOT, A.J. (1990): Early and Middle Devonian gastropod biogeography. – In: MCKERROW, W.S. & SCOTESE, C.R. (Eds.): Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography. – Geol. Soc. Mem., 12, 277–284.
- BOECKELMANN, K. (1985): Mikrofazies der Auernig-Schichten und Grenzland-Bänke westlich des Rudnig-Sattels (Karbon-Perm, Karnische Alpen). – Facies, **13**, 155–174.
- BOERSMA, M. & FRITZ, A. (1990): Die Paläofloren Kärntens: Ober-Karbon/Unter-Perm. – Carinthia II, **180**/49, 133–172.
- BOND, G.C., NICKESON, P.A. & KOMINZ, M.A. (1984): Breakup of a supercontinent between 625 Ma and 555 Ma: new evidence and implications for continental histories. – Earth Planet. Sc. Letters, **70**, 325–345.
- BOSELLINI, A. & HARDIE, A.L. (1973): Depositional theme of a marginal marine evaporite. Sedimentology, **20**, 5–27.
- BOUCOT, A.J. (1975): Evolution and Extinction Rate Controls. Development in Palaeontology and Stratigraphy. 1. – Amsterdam – Oxford – New York (Elsevier).
- BOUCOT, A.J. (1985): Late Silurian-Early Devonian biogeography, provincialism, evolution and extinction. – Phil. Trans. Roy. Soc. London, **B309**, 323–339.
- BOUCOT, A.J. (1988): Devonian Biogeography: An Update. In: McMILLAN, N.J., EMBRY, A.F. & GLASS, D.J. (Eds.): Devonian of the World. – Proceedings 2nd International Symposium on the Devonian System Calgary. – Can. Soc. Petrol. Geol., 3, 211–227.
- BOUCOT, A.J. (1990): Silurian biogeography. In: McKERROW, W.S. & SCOTESE, C.R. (Eds.): Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography. – Geol. Soc. Mem., **12**, 191–196.
- BOUCOT, A.J. & GRAY, J. (1979): Epilogue: A Palaeozoic Pangaea? In: GRAY, J. & BOUCOT, A.J. (Eds.): Historical biogeography, plate tectonics, and the changing environment. – 465–482, Corvallis, Oregon (Oregon State Univ. Press).
- BOUCOT, A.J. & GRAY, J. (1983): A Paleozoic Pangaea. Science, 222, 571-581.

- BOUCOT, A.J. & SIEHL, A. (1962): Zdimir BARRANDE (Brachiopoda) redefined. – Notizbl. hess. Landesamt Bodenf., 80, 117–131.
- BOUCOT, A.J., JOHNSON, J.G. & TALENT, J.A. (1967): Lower and Middle Devonian Faunal Provinces based on Brachiopoda.
 In: OSWALD, D.H. (Ed.): Internat. Symposium on the Devonian System Calgary 1967 II. - 1239-1254, Alberta Soc. Petrol. Geol.
- BOUCOT, A.J., JOHNSON, J.G. & TALENT, J.A. (1969): Early Devonian brachiopod zoogeography. – Geol. Soc. Amer. Spec. Pap., 199, 1–113.
- BOUROZ, A., EINOR, O.L., GORDON, M., MEYEN, S.V. & WAGNER, R.H. (1978): Proposals for an international chronostratigraphic classification of the Carboniferous. – Huitième Congr. Intern. Stratigr. Geol. Carbonif., Compte Rendu 1, 36-52.
- BRENCHLEY, P.J. (1984): Late Ordovician extinctions and their relationship to the Gondwana glaciation. – In: BRENCHLEY, P.J. (Ed.): Fossils and Climate. – 291–327, Chichester (John Wiley & Sons).
- BRENCHLEY, P.J. & CULLEN, B. (1984): The environmental distribution of associations belonging to the Hirnantia fauna evidence from North Wales and Norway. In: BRUTON, D.L. (Ed.): Aspects of the Ordovician System. Palaeont. Contr. from Univ. Oslo, 295, 113–126.
- BRENCHLEY, P.J. & NEWALL, G. (1980): A facies analysis of Upper Ordovician regressive sequences in the Oslo region, Norway – A record of glacio-eustatic changes. – Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **31**, 1–38.
- BROGLIO LORIGA, C., CONTI, M.A., FONTANA, D., MARIOTTI, N., MASSARI, F., NERI, C., NICOSIA, U., PASINI, M., PERRI, M.V., PITTAU, P., POSENATO, R., VENTURINI, C. & VIEL, G. (1986): Upper Permian sequence and P/T boundary in the area between Carnia and Adige Valley. – In: Field Conference on Permian and Permian-Triassic boundary in the South-Alpine segment of the Western Tethys, Field Guide-Book. – Soc. Geol. It., 23–28.
- BROGLIO LORIGA, C., NERI, C., PASINI, M. & POSENATO, R. (1988): Marine fossil assemblages from Upper Permian to Lowermost Triassic in the western Dolomites (Italy). – Mem. Soc. Geol. It., 34/1986, 5–44.
- BUCHROITHNER, M.F. (1979): Biostratigraphie und fazielle Untersuchungen im Paläozoikum von Mittelkärnten. – Carinthia II, **169**, 71–95.
- Buggisch, W. (1975): Die Bellerophonschichten der Reppwand (Gartnerkofel; Oberperm, Karnische Alpen). – Carinthia II, 164, 17–26.
- BUGGISCH, W. (1978): Die Grödener Schichten (Perm, Südalpen) – Sedimentologische und geochemische Untersuchungen zur Unterscheidung mariner und kontinentaler Sedimente. – Geol. Rdsch., 67, 149–180.
- BUGGISCH, W. (1980): Die Geochemie der Kalke in den Trogkofel-Schichten der Karnischen Alpen. – In: FLügEL, E. (Ed.): Die Trogkofel-Stufe im Unterperm der Karnischen Alpen. – Carinthia II, SH **36**, 101–111.
- BUGGISCH, W. & FLÜGEL, E. (1980): Die Trogkofel-Schichten der Karnischen Alpen – Verbreitung, geologische Situation und Geländebefund. – In: FLÜGEL, E. (Ed.): Die Trogkofel-Stufe im Unterperm der Karnischen Alpen. – Carinthia II, SH 36, 13–50.
- BUGGISCH, W., FLÜGEL, E., LEITZ, F. & TIETZ, G.-F. (1976): Die fazielle und paläogeographische Entwicklung im Perm der Karnischen Alpen und in den Randgebieten. – Geol. Rdsch., 65, 649–690.
- BURCHETTE, T.P. (1981): European Devonian Reefs: A Review of Current Concepts and Models. – In: TOOMEY, D.F. (Ed.): European Fossil Reef Models. – Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ., **30**, 85–142.
- BURRETT, C. (1972): Plate tectonics and the Hercynian orogeny. Nature, 239, 155–156.
- BUTTERSACK, E. & BOECKELMANN, K. (1984): Palaeoenvironmental Evolution during the Upper Carboniferous and the Permian in the Schulter-Trogkofel Area (Carnic Alps, Northern Italy). – Jb. Geol. B.-A., **126**, 349–358.

- CAHEN, L., SNELLING, N.J., DELHAL, J. & VAIL, van J.R. (1984): The Geochronology and Evolution of Africa. – Oxford (Clarendon).
- CAPUTO, M.V. (1985): Late Devonian glaciation in South America. – Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 51, 291–317.
- CAPUTO, M.V. & CROWELL, J.C. (1985): Migration of glacial centers across Gondwana during Palaeozoic Era. – Geol. Soc. Amer. Bull., **96**, 1020–1036.
- CASSINIS, G. (1966a): La formazione di Collio nell'area-tipo dell'alta Val Trompia (Permiano inferiore bresciano). Riv. It. Paleont., **72**, 507–588.
- CASSINIS, G. (1966b): Rassegna delle formazione Permiane dell'alta Val Trompia (Brescia). – Atti Ist. Geol. Univ. Pavia, **17**, 50-66.
- CASSINIS, G. (1986): The Western Continental Area of the Permian Southalpine Tethys. – In: Field Conference on Permian and Permian-Triassic boundary in the South-Alpine segment of the Western Tethys, Field Guide-Book. – Soc. Geol. It., 35–37.
- CEOLONI, P., CONTI, M.A., MARIOTTI, N. & NICOSIA, U. (1988): New Late Permian Tetrapod Footprints from Southern Alps. – Mem. Soc. Geol. It., **34/1986**, 45–65.
- CHAMBERLAIN, J.A Jr., WARD, P.D. & WEAVER, J.S. (1981): Postmortem ascent of *Nautilus* shells: implications for cephalopod paleobiogeography. -- Paleobiology, 7, 494-509.
- CHLUPAC, I. (1971): Einige Erkenntnisse aus Vergleichsstudien des Paläozoikums der Ostalpen. – Cas. Mineral. Geol., 16, 175–185.
- CHUMAKOV, N.M. & ELSTON, D.P. (1989): The paradox of Late Proterozoic glaciation at low latitudes. – Episodes, **12**, 115–120.
- CISNE, J.L. (1973): Life history of an Ordovician trilobite *Triarthus eatoni.* – Ecology, **54**, 135–142.
- CLOUD, P.E. (1961): Paleobiogeography of the marine realm. In: SEARS, M. (Ed.): Oceanography.-Amer. Ass. Adv. Sci. Publ. **67**, 151-200.
- COCKS, L.R.M. (1972): The origin of the Silurian *Clarkeia* shelly fauna of South America and its extension to West Africa. Palaeontology, **15**, 623–630.
- COCKS, L.R.M. (1979): New acrotretacean brachiopods from the Palaeozoic of Britain and Austria. – Palaeontology, 22, 93–100, London.
- COCKS, L.R.M. & FORTEY, R.A. (1982): Faunal evidence for oceanic separations in the Palaeozoic of Britain. J. Geol. Soc. London, **139**, 465–478.
- COCKS, L.R.M. & FORTEY, R.A. (1990): Biogeography of Ordovician and Silurian faunas. – In: MCKERROW, W.S. & SCOTESE, C.R. (Eds.): Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography. – Geol. Soc. Mem., **12**, 97–104.
- Cocozza, T. (1979): The Cambrian of Sardinia. Mem. Soc. Geol. It., **20**, 163-187.
- Cocozza, T. & GANDIN, A. (1990): Carbonate deposition during early rifting: The Cambrian of Sardinia and the Triassic-Jurassic of Tuscany, Italy. – Spec. Publs. Int. Ass. Sediment., 9, 9–37.
- COLBATH, G.K. (1990): Palaeobiogeography of Middle Palaeozoic organic-walled phytoplankton. – In: McKERROW, W.S. & SCOTESE, C.R. (Eds.): Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography. – Geol. Soc. Mem., **12**, 207–213.
- CONTI, M.A., FONTANA, D., MARIOTTI, N., MASSARI, F., NERI, C., NICOSIA, U., PASINI, M. & PITTAU, D. (1986): The Bletterbach-Butterloch section (Val Gardena Sandstone and Bellerophon Formation). – In: Field Conference on Permian and Permian-Triassic boundary in the South-Alpine segment of the Western Tethys, Field Guide-Book. – Soc. Geol. It., Exc. 5, 99–119.
- CRAMER, F.H. (1971): Distribution of selected Silurian acritarchs. – Rev. Españ. Micropal. Num. Extraord., 1–203.
- CRICK, R.E. (1988): Buoyancy regulation and macroevolution in nautiloid cephalopods. – Senckenbergiana leth., 69, 13–42.
- CRICK, R.E. (1990): Cambro-Devonian biogeography of nautiloid cephalopods. – In: MCKERROW, W.S. & SCOTESE,

C.R. (Eds.): Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography. - Geol. Soc. Mem., **12**, 147-161.

- D'AMICO, C. (1986): Volcanic sequence in Trento-Alto Adige. In: Field Conference on Permian and Permian-Triassic boundary in the South-Alpine segment of the Western Tethys, Field Guide-Book. – Soc. Geol. It., 16–22.
- D'AMICO, C., DEL MORO, A., FREDDO, A. & PARDINI, G. (1980): Studio radiometrico delle ignimbriti riolitiche atesine, gruppo superiore. – Rend. Soc. It. Min. Petr., 36, 703–716.
- DAL CIN, R. (1965): Ricerche morfoscopiche sulle Arenarie di Val Gardena della Regione Dolomitica. – Ann. Univ. Ferrara Sez., 9, 163–172.
- DEAN, W.T. (1967): The distribution of Ordovician shelly faunas in the Tethyan region. – In: ADAMS, C.G. & AGER, D.V. (Eds.): Aspects of Tethyan Biogeography. – System. Ass. Publ., 7, 11–44.
- DEMETS, C., GORDON, R.G., ARGUS, D.F. & STEIN, S. (1990): Current plate motions. – Geophys. J. Int., **101**, 425–478.
- DENHAM, C.R. & SCOTESE, C.R. (1987): Terra Mobilis: A Plate Tectonics program for the MacIntosh. – Earth in Motion Technologies Houston.
- DESTOMBES, J., HOLLARD, H. & WILLEFERT, S. (1985): Lower Palaeozoic rocks of Morocco. – In: HOLLAND, C.H. (Ed.): Lower Palaeozoic rocks of the world, **4**, 91–336..
- Dössegger, R. & Müller, W.H. (1976): Die Sedimentserien der Engadiner Dolomiten und ihre lithostratigraphische Gliederung. – Ecl. Geol. Helv., 69, 229–238.
- DURAN, H., GIL IBARGUCHI, J.I., JULIVERT, M. & UBACH, J. (1984): Early Paleozoic acid volcanism in the Catalonian coastal ranges (Northwestern Mediterranean). – In SASSI, F.P. & JU-LIVERT, M. (Eds.): Newsletter IGCP Project 5, No 6, 33–43.
- Dzik, J. (1989): Conodont Evolution in High Latitudes of the Ordovician. – Cour. Forsch-Inst. Senckenberg, **117**, 1–28.

EBNER, F. (1975): Ein Beitrag zum Altpaläozoikum des Remschnigg (Steiermark). – Verh. Geol. B.-A., 1974, 281–287.

- EBNER, F. (1976): Das Silur/Devon-Vorkommen von Eggenfeld – ein Beitrag zur Biostratigraphie des Grazer Paläozoikums. – Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Mus. Joanneum, 37, 1–33.
- EBNER, F. (1990): Circummediterranean Carboniferous preflysch sedimentation. – In: VENTURINI, C. & KRAINER, K. (Eds.): Field workshop on Carboniferous to Permian sequence of the Pramollo-Nassfeld Basin (Carnic Alps). – Proceedings, 20–32.
- ELLERMANN, I. (1989): Trilobiten aus dem Unterdevon der Karnischen Alpen, Österreich. – Unpubl. Inaugural-Dissertation Univ. Bonn, 1–50.
- ENGEL, W., FEIST, R. & FRANKE, W. (1981): Le Carbonifère ante-Stéphanien de la Montagne Noire: Rapports entre mise en place des nappes et sédimentation. – Bull. BRGM, Ser. 2, Sec 1/4, 1980–1981, 341–389.
- ERBEN, H.K. (1962): Zur Analyse und Interpretation der Rheinischen und Hercynischen Magnafazies des Devons. – In: Symposium 2. Internat. Arbeitstagung Silur/Devon-Grenze Bonn – Bruxelles 1960. – 42–61, Stuttgart (Schweizerbart).

ERBEN, H.K. (1964): Facies developments in the marine Devonian of the Old World. – Proc. Ussher Soc., 1, 92–118.

- ERBEN, H.K. (1966): Über die Tropidocoryphinae (Tril.) Liefg. I. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **125**, 170–211.
- ERBEN, H.K. (1969): Faunenprovinzielle Beziehungen zwischen unterdevonischen Trilobiten der Karnischen Alpen und Zentralasiens. – Carinthia II, SH 27, 19–20.
- ERKAN, E. (1977): Uran- und gipsführendes Permoskyth der östlichen Ostalpen. Jb. Geol. B.-A., **120**, 343-400.
- FAGERSTROM, J.A. (1987): The Evolution of Reef Communities. - 1-600, New York - Chichester - Brisbane - Toronto -Singapore (John Wiley & Sons).
- FAGERSTROM, A.J. (1988): A Structural Model for Reef Communities. – Palaios, 3, 228–232.

- FARABEGOLI, C. & VIEL, G. (1982): Il Permo-Scitico delle Alpi Meridionale. – Relazione finale Contr. CREST Samim-Pertusola, 1–48.
- FEIST, R. (1984): La Tethys au Cambrien supérieur. Trav. Lab. Strat. Paléoécol. Marseille nouv. sér., 3, 105–106.
- FEIST, R. (1986): Late Cambrian trilobite biogeography of the western Mediterranean area: relationship between Southern Europe and Gondwana. – In: International Conference Iberian terranes and their regional correlation, IGCP 233, Oviedo 1986, Abstracts, p. 50.
- FEIST, R. (1988): Evènement de dispersion faunistique et mouvements des plaques: l'example des trilobites néocambriens. – Colloques CNRS "ASP Evolution 1984-1988, bilan et perspectives", Résumés, p. 42
- FEIST, R. (1992): Trilobiten aus dem Devon/Karbon-Grenzprofil an der Grünen Schneid, zentrale Karnische Alpen., Österreich. – Jb. Geol. B-A. (this volume).
- FENNINGER, A. & HOLZER, H.-L. (1978): Die Genese der Dolomitsandstein-Folge des Grazer Paläozoikums. – Mitt. Österr. Geol. Ges., **69**, 109–162.
- FERRARI, A. (1968): Tetracoralli delle Alpi Carniche La fauna di Monte Zermula. Giorn. Geol., 34/1966, 531–594.
- FERRARI, A. & VAI, G.B. (1973): Revision of the Famennian Rhynchonellid Genus *Plectorhynchella*. – Giorn. Geol., **39**/ 1971, 163-220.
- FERRETTI, A. & SERPAGLI, E. (1991): First record of Ordovician conodonts from Southwestern Sardinia. Riv. It. Paleont. Strat., **97**, 27–34.
- FLAJS, G. & SCHÖNLAUB, H.P. (1976): Die biostratigraphische Gliederung des Altpaläozoikums am Polster bei Eisenerz. (Nördliche Grauwackenzone, Österreich). – Verh. Geol. B.-A., 1976, 257–303.
- FLÜGEL, E. (1966): Algen aus dem Perm der Karnischen Alpen. – Carinthia II, SH 25, 3-76.
- FLÜGEL, E. (1974): Fazies-Interpretation der unterpermischen Sedimente in den Karnischen Alpen. – Carinthia II, 164, 43–62.
- FLÜGEL, E. (1980): Die Mikrofazies der Kalke in den Trogkofel-Schichten der Karnischen Alpen. – In: FLÜGEL, E. (Ed.): Die Trogkofel-Stufe im Unterperm der Karnischen Alpen. – Carinthia II, SH 36, 51–99.
- FLÜGEL, E. (1981): Lower Permian Tubiphyles/Archaeolithoporella Buildups in the Southern Alps (Austria and Italy). – In: TOOMEY, D.F. (Ed.): European Fossil Reef Models. – Soc. Econ. Paleont. Mineral. Spec. Publ., **30**, 143–160.
- FLÜGEL, E. (1989): "Ålgen/Zement"-Riffe. Arch. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **10**, 125–131.
- FLÜGEL, E. & FLÜGEL-KAHLER, E. (1980): Algen aus den Kalken der Trogkofel-Schichten der Karnischen Alpen. – In: FLÜGEL, E. (Ed.): Die Trogkofel-Stufe im Unterperm der Karnischen Alpen. – Carinthia II, SH 36, 113–182.
- FLÜGEL, E. & HERBIG, H.-G. (1988): Mikrofazies karbonischer Kalkgerölle aus dem Paläozoikum des Rif (Marokko): Ein Beitrag zur Paläogeographie der westmediterranen Paläotethys im Karbon. – Facies, **19**, 271–300.
- FLÜGEL, E. & KRAUS, S. (1988): The Lower Permian Sexten Breccia (Sexten Dolomites) and the Tarvis Breccia (Carnic Alps): microfacies, depositional environment and paleotectonic implications. – Mem. Soc. Geol. It., 34/1986, 67–90.
- FLÜGEL, E. & SCHÖNLAUB, H.P. (1990): Exotic limestone clasts in the Carboniferous of the Carnic Alps and Nötsch. – In: VENTURINI, C. & KRAINER, K. (Eds.): Field workshop on Carboniferous to Permian sequence of the Pramollo-Nassfeld Basin (Carnic Alps). – Proceedings, 15–19.
- FLÜGEL, H.W. (1959): Zeapora PENECKE 1894: Eine Dasycladaceen-Gattung aus dem Mittel-Devon von Graz. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1959, 145–152.
- FLÜGEL, H.W. (1971): Einige biostratigraphisch wichtige Rugosa aus den Calceola-Schichten des Hochlantsch (Grazer Paläozoikum). – Mitt. Naturw. Ver. Stmk., 100, 72–83.
- FLÜGEL, H.W. (1975a): Erläuterungen zur Geologischen Wanderkarte des Grazer Berglandes 1 : 100.000. – 1–288, Geol. B-A.

- FLÜGEL, H.W. (1975b): Einige Probleme des Variszikums von Neo-Europa. Geol. Rdsch., 64, 1–62.
- FLÜGEL, H.W. (1984): Das Grazer Paläozoikum. In: FLÜGEL, H.W. & NEUBAUER, F.: Steiermark – Geologie der österreichischen Bundesländer in kurzgefaßten Einzeldarstellungen. – 44–54, Geol. B.-A.
- FLÜGEL, H.W. (1990): Das voralpine Basement im Alpin-Mediterranen Belt – Überblick und Problematik. – Jb. Geol. B.-A., 133, 181–221.
- FLÜGEL, H.W. & NEUBAUER, F. (1984): Steiermark Geologie der österreichischen Bundesländer in kurzgefaßten Einzeldarstellungen. – 1–127, Wien (Geol. B.-A.).
- FLÜGEL, H.W. & SCHÖNLAUB, H.P. (1972): Nachweis von tieferem Unterdevon und höherem Silur in der Rannach-Fazies des Grazer Paläozoikums. – Mitt. Österr Geol. Ges., 63, 142–148.
- FLÜGEL, H.W., JAEGER, H., SCHÖNLAUB, H.P. & VAI, G.B. (1977): Carnic Alps. – In: MARTINSSON, A. (Ed.): The Silurian-Devonian Boundary. – IUGS Series A., No 5, 126–142.
- FOHRER, B. (1990): Verkieselte Flachwasser-Ostracoden und ihre Begleitfauna und -flora aus dem Oberkarbon der Karnischen Alpen (Nassfeld-Region, Kärnten, Österreich). – Diplomarb. Inst. Paläont. Univ. Erlangen-Nürnberg, 1–170.
- FRAKES, L.A. (1979): Climates Throughout Geologic Time. 310 pp., New York (Elsevier).
- FRANK, W., KRALIK, M., SCHARBERT, S. & THÖNI, M. (1987): Geochronological data from the Eastern Alps. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Eds.): Geodynamics of the Eastern Alps. – 272–281, Wien (Deuticke).
- FREYER, G. (1987): Über Archaeocyathinen-Funde und den lithologischen Aufbau des Unterkambriums im Gebiet von Torgau. – Z. Geol. Wiss. Berlin, 15, 665–680.
- FRIEDMAN, G.M. (1989): Recent developments in Carboniferous geology: some comments. – Proc. Geol. Ass., 100, 239–240.
- FRISCH, W. & NEUBAUER, F. (1989): Pre-Alpine terranes and tectonic zoning in the Eastern Alps. – Geol. Soc. Amer. Spec. Pap., 230, 91–99.
- FRISCH, W. & RAAB, D. (1987): Early Paleozoic back arc and island arc settings in greenstone sequences of the Central Tauern Window (Eastern Alps). – Jb. Geol. B.-A., **129**, 545–566.
- FRISCH, W., NEUBAUER, F. & SATIR, M. (1984): Concepts of the evolution of the Austroalpine basement complex (Eastern Alps) during the Caledonian-Variscan cycle. – Geol. Rdsch., 73, 47–68.
- FRISCH, W., NEUBAUER, F., BRÖCKER, M., BRÜCKMANN, W. & HAISS, N. (1987): Interpretation of geochemical data from the Caledonian basement complex. – In: FLÜGEL, H.W., SASSI, F.P. & GRECULA, P. (Eds.): Pre-Variscan and Variscan events in the Alpine-Mediterranean mountain belts. – 209–226, Bratislava (Alfa Publ.).
- FRISCH, W., MÉNOT, R.-P., NEUBAUER, F. & RAUMER, J.F. von (1990): Correlation and evolution of the Alpine basement. – Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 70, 265–285.
- FRITZ, A. & BOERSMA, M. (1990): Die steinkohlenzeitliche Pflanzenwelt Kärntens in ihrer fossilen Überlieferung. – Carinthia II, 180, SH 49, 15–108.
- FRITZ, H. & NEUBAUER, F. (1988): Geodynamic aspects of the Silurian and Early Devonian sedimentation in the Paleozoic of Graz (Eastern Alps). – Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 68, 359–367.
- GALLI, G. (1985): Depositional Environment in the Devonian Limestone Succession of the Cima Ombladet (Carnic Alps, Italy). - Facies, **12**, 97-112.
- GANDIN, A. (1990): Depositional and Paleogeographic evolution of the Cambrian in southwestern Sardinia. In: SASSI,
 F.P. & BOURROUILH, R. (Eds.): International Geological Correlation Project 5, Newsletter 7, 151-166.
- GANDIN, A. & TURI, B. (1988): Sedimentologic and isotopic analysis of the Sardinian carbonates. – In: SASSI, F.P. & BOURROUILH, R. (Eds.): International Geological Correlation Project 5, Newsletter 7, p. 56.

- GAURI, K.L. (1965): Uralian stratigraphy, trilobites and brachiopods of the Western Carnic Alps (Austria). – Jb. Geol. B.-A., SB **11**, 1–94.
- GEBAUER, D. (1986): The development of the continental crust of the European Hercynides since the Archaean based on radiometric data. – In: Proc. Europ. Geotrav. Workshop, 15–22, 3rd Europ. Sci. Found. Strasbourg.
- GEBAUER, D., WILLIAMS, I.S., COMPSTON, W. & GRÜNENFELDER, M. (1989): The development of the Central European continental crust since the Early Archaean based on conventional and ion-microprobe dating of up to 3.84 b.y. old detrital zircons. – Tectonophysics, **157**, 81–96.
- GHEZZO, C. (1967): Le vulcaniti paleozoiche nell'area centroorientale del complesso effusivo atesino. – Miner. Petr. Acta, 13, 339-408.
- GIESE, U. (1988): Lower Paleozoic volcanic evolution at the northwestern border of the Gurktal nappe, Upper Austroalpine, Eastern Alps. – Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., 68, 381–396.
- GORTANI, M. (1922): Faune Paleozoiche della Sardegna. I. Le graptoliti di Goni. II. Graptoliti della Sardegna Orientale. – Palaeontogr. Italica, **28**, 51–67, 85–111.
- GRAUERT, B. & ARNOLD, A. (1968): Deutung diskordanter Zirkonalter der Silvrettadecke und des Gotthardmassivs (Schweizer Alpen). – Contr. Mineral. Petrol., 20, 34–56.
- GRAUERT, B., SEITZ, M.G. & SOPTRAJANOVA, B. (1973): Age and origin of detrital zircons from the pre-Permian basement of the Bohemian Massif and the Alps. – Contr. Miner. Petr., 40, 195–230.
- GRIGG, R.W. (1982): Darwin Point: A threshold for atoll formation. - Coral Reefs, 1, 29-54.
- HAAS, W. (1969): Trilobiten aus dem Silur der Karnischen Alpen. – Carinthia II, SH 27, 23.
- HABERFELNER, E. (1931): Graptolithen aus dem unteren Ordovicium von Gaishorn im Paltental. – Verh. Geol. B.-A., **1931**, 235–238.
- HAFENRICHTER, M. (1980): The lower and upper boundary of the Ordovician system of some selected regions (Celtiberia, Eastern Sierra Morena) in Spain. Part II: The Ordovician/Silurian boundary in Spain. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., 160, 138–148.
- HAHN, G. & HAHN, R. (1973): Trilobiten aus dem Unter-Karbon (Dinantium) von Nötsch (Österreich). – Geologica et Palaeontologica, 7, 135–146.
- HAHN, G. & HAHN, R. (1977): Trilobiten aus dem Unter-Karbon der Veitsch (Steiermark, Österreich). – N. Jb. Geol. Paläont. Mh. 1977, 137–143.
- HAHN, G. & HAHN, R. (1987): Trilobiten aus dem Karbon von Nötsch und aus den Karnischen Alpen Österreichs. – Jb. Geol. B.-A., **129**, 567–619.
- HAHN, G. & KRATZ, R. (1992): Eine Trilobiten-Fauna des tiefen Wassers aus dem Unter-Karbon der Karnischen Alpen (Österreich) – vorläufige Mitteilung. – Jb. Geol. B-A. (this volume).
- HAHN, G., HAHN, R. & SCHNEIDER, G. (1989): Neue Trilobitenfunde aus der Waidegg-Formation (hohes Oberkarbon) der Karnischen Alpen (Österreich). – Jb. Geol. B.-A., **132**, 645–664.
- HAMANN, W. (1976): The Ordovician of the Iberian Peninsula A review. – In: BASSETT, M.G. (Ed.): The Ordovician System: Proceedings of a Palaeontological Association Symposium, Birmingham 1974. – 387–409, Univ. Wales Press and Nat. Mus. Wales.
- HAMBREY, M.J. & HARLAND, W.B. (Eds. 1981): Earth's Pre-Pleistocene Glacial Record. – Cambridge (Cambridge Univ. Press).
- HAQ, B.U. & VAN EYSINGA, F.W.B. (1987): Geological Time Table, 4th ed. – Amsterdam (Elsevier).
- HARGRAVES, R.B., DAWSON, E.M. & VAN HOUTEN, F.B. (1987): Paleomagnetism and age of mid-Palaeozoic ring complexes in Niger, West Africa, and tectonic implications. – Geophys. J. Roy. Astro. Soc., **90**, 709–729.

- HARTEFELT, J.J.A. (1970): Geology of the Upper Segre and Valira valleys, Central Pyrenees, Andorra/Spain. – Leidse Geol. Med., **45**, 167–236.
- HARTNADY, C.-J.H. (1991): About turn for supercontinents. Nature, 352, 476-478.
- HAUBOLD, H. & KATZUNG, G. (1975): Die Position der Autun/Saxon Grenze (Unteres Perm) in Europa und Nordamerika. – Schr. Geol. Wiss., **3**, 87–138.
- HAVLICEK, V. (1976): Evolution of Ordovician brachiopod communities in the Mediterranean Province. In: BASSETT, M.G. (Ed.): The Ordovician System: Proceedings of a Palaeontological Association Symposium, Birmingham 1974. 349–358, Univ. Wales Press and Nat. Mus. Wales.
- HAVLICEK, V., KRIZ, J. & SERPAGLI, E. (1987): Upper Ordovician brachiopod assemblages of the Carnic Alps, Middle Carinthia and Sardinia. – Boll. Soc. Paleont. It., **25**, 277–311.
- HECKEL, P.H. & WITZKE, B.J. (1979): Devonian World palaeogeography determined from distribution of carbonates and related lithic palaeoclimatic indicators. – In: HOUSE, M.R., SCRUTTON, C.T. & BASSETT, M.G. (Eds.): The Devonian System. – Spec. Pap. Paleontology, **23**, 99–123.
- HEINISCH, H. (1981): Zum ordovizischen "Porphyroid"-Vulkanismus der Ost- und Südalpen – Stratigraphie, Petrographie, Geochemie. – Jb. Geol. B.-A., **124**, 1–109.
- HEINISCH, H. (1988): Hinweise auf die Existenz eines passiven Kontinentalrandes im Altpaläozoikum der Nördlichen Grauwackenzone – Ostalpen. – Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **68**, 407–418.
- HEINISCH, H., SPRENGER, W. & WEDDIGE, K. (1987): Neue Daten zur Altersstellung der Wildschönauer Schiefer und des Basaltvulkanismus im ostalpinen Paläozoikum der Kitzbühler Grauwackenzone (Österreich). – Jb. Geol. B.-A., 130, 163–173.
- HENNINGSEN, D. & HERBIG, H.-G. (1990): Die karbonischen Grauwacken der Malagiden und Menorcas im Vergleich (Betische Kordillere und Balearen, Spanien). – Z. Dt. Geol. Ges., 141, 13–29.
- HENRY, J.L., NION, J., PARIS, F. & TADEU, D. (1974): Chitinozoaires, Ostracodes et Trilobites de l'Ordovicien du Portugal (Serra de Bucaco) et du Massif Armoricain: Essai de comparaison et signification paléogéographique. – Comm. Serv. Géol. Portugal 1973-1974, 57, 303-345.
- HERBIG, H.-G. (1986): Rugosa und Heterocorallia aus Obervisé-Geröllen der Marbella-Formation (Betische Kordillere, Südspanien). – Paläont. Z., **60**, 189–225.
- HERITSCH, F. (1929): Faunen aus dem Silur der Ostalpen. Abh. Geol. B.-A., 23/2, 1–183.
- HERITSCH, F. (1936): Die Karnischen Alpen. Monographie einer Gebirgsgruppe der Ostalpen mit variszischem und alpidischem Bau. – 1–205, Graz (Geol. Inst. Univ. Graz).
- HERITSCH, F. (1943): Das Paläozoikum. In: Die Stratigraphie der geologischen Formationen der Ostalpen I. – 1–681, Berlin (Borntraeger).
- HESS, R. (1983): Das Spurenfossil Asteriacites im klastischen Permoskyth (Prebichl-Schichten) der südlichen Admonter Schuppenzone (Ostalpen) und seine paläogeographische Bedeutung. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1983**, 513–519.
- HILL, D. (1959): Distribution and sequence of Silurian coral faunas. – Journ. Proc. Roy. Soc. N.S.W., 42 NS 70, 151–173.
- HILL, D. & JELL, J.S. (1969): On the rugose coral genera *Rhizo-phyllum* LINDSTRÖM, *Platyphyllum* LINDSTRÖM and *Calceola* LA-MARCK. N. Jb. Geol. Pal. Mh., 9, 534–551.
- HOFFMAN, P.F. (1988): United plates of America, the birth of a craton: Early Proterozoic assembly and growth of Laurentia.
 Ann. Rev. Earth Planet. Sc., 16, 543-604..
- HOFFMAN, P.F. (1991): Did the breakout of Laurentia turn Gondwanaland inside out? – Science, **252**, 1409–1412.
- HOEGEN, J. von, KRAMM, U. & WALTER, R. (1990): The Brabant Massif as part of Armorica/Gondwana: U-Pb isotopic evidence from detrital zircons. – Tectonophysics, 185, 37–50.
- HöLL, R. (1970): Die Zinnober-Vorkommen im Gebiet der Turracher Höhe (Nock-Gebiet/Österreich) und das Alter der

Eisenhut-Schieferserie. - N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1970, 201-224.

- HOLLAND, H.D. (1990): Origins of breathable air. Nature, 347, 17.
- HOLLISTER, C.D. & HEEZEN, B.C. (1972): Geological effects of ocean bottom currents, western North Atlantic. – In: GOR-DON, A.L. (Ed.): Studies in physical oceanography 1. – 37–66, New York, Gordon, Breach.
- HOMANN, W. (1971): Korallen aus dem Unter- und Mittelperm der Karnischen Alpen. – Carinthia II, SH 28, 97–143.
- HOMANN, W. (1972): Unter- und tief-mittelpermische Kalkalgen aus den Rattendorfer Schichten, dem Trogkofel-Kalk und dem Tressdorfer Kalk der Karnischen Alpen (Österreich). – Senck. leth., **53**, 135–313.
- HOUSE, M.R. (1971): Devonian faunal distribution. In: MIDDLEMISS, F.A., RAWSON, P.F. & NEWALL, G. (Eds.): Faunal Provinces in Space and Time. – 77–94, Liverpool (Pal. Ass. Seel House Press).
- HOUSE, M.R. (1973): Devonian Goniatites. In: HALLAM, A. (Ed.): Atlas of Palaeobiogeography. 97–104, Amsterdam (Elsevier).
- HOUSE, M.R. & PRICE, J.D. (1980): Devonian ammonoid faunas of the Carnic Alps, a review. – In: SCHÖNLAUB, H.P. (Ed.): Second European Conodont Symposium ECOS II, Field Trip A. – Abh. Geol. B.-A., **35**, 14–15.
- HUBMANN, B. (1990): Udoteaceen (Grünalgen) aus dem Grazer Paläozoikum/Österreich (Barrandeikalke, Eifelium). – Facies, 22, 147–158.
- JABLONSKI, D. (1986): Background and mass extinctions: The alternation of macroevolutionary regimes. Science, 270, 129–133.
- JAEGER, H. (1968): Vorbericht über graptolithenstratigraphische Untersuchungen in den Karnischen Alpen, insbesondere an der Bischofalm. – Anz. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl. 1968/7, 155–159.
- JAEGER, H. (1969): Kritische Bemerkungen zu einigen Angaben über Graptolithenfunde in den Ostalpen. – Anz. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., **1969**, 173–177.
- JAEGER, H. (1975): Die Graptolithenführung im Silur/Devon des Cellon-Profils (Karnische Alpen). – Carinthia II, 165/85, 111–126.
- JAEGER, H. (1976): Das Silur und Unterdevon vom th
 üringischen Typ in Sardinien und seine regionalgeologische Bedeutung. – In: Franz-Kossmat-Symposium. – Nova Acta Leopoldina, NF 224, 263–299.
- JAEGER, H. (1978): Late Graptoloid Faunas and the Problem of Graptoloid Extinction. – Acta Palaeont. Polon., 23, 497–521.
- JAEGER, H. (1988): Devonian Graptoloidea. In: McMILLAN, N.J., EMBRY, A.F. & GLASS, D.J. (Eds.): Devonian of the World. – Proceedings 2nd Internat. Symposium Devonian System Calgary Canada, 3, 431–438.
- JAEGER, H. & MASSA, D. (1965): Quelques données stratigraphiques sur le Silurien des confins algéro-marocains (Ben Zireg, Djebel Grouz et régions voisines). – Bull. Soc. Géol. France, 7, 426–436.
- JAEGER, H., HAVLICEK, V. & SCHÖNLAUB, H.P. (1975): Biostratigraphie der Ordovizium/Silur-Grenze in den Südalpen – Ein Beitrag zur Diskussion um die Hirnantia-Fauna. – Verh. Ge-
- ol. B.-A., **1975**, 271–289. JÄGER, E. (1977): The evolution of the Central and Western European continent. – In: VIDAL, P. (Ed.): Limitation Isotopique à l'age de l'évolution de la Croute Continentale en Europe Moyenne et Occidentale. – Coll. Int. CNRS, **234**, 129–141.
- JAMES, N.P. & BONE, Y. (1991): Modern and Cenozoic, cool water open platform carbonates, Southern Australia. – In: A. BOSELLINI, R. BRANDNER, E. FLÜGEL, B. PURSER, W. SCHLA-GER, M. TUCKER & D. ZENGER (Eds.): Abstracts, Dolomieu Conference on Carbonate Platforms and Dolomitization, 125-126.
- JHAVERI, R.B. (1969): Unterdevonische Gastropoden aus den Karnischen Alpen. Palaeontographica A, **133**, 146–176.

- KAHLER, F. (1939): Verbreitung und Lebensdauer der Fusuliniden-Gattung Pseudoschwagerina und Paraschwagerina und deren Bedeutung für die Grenze Karbon/Perm. – Senck. leth., 21, 169–215.
- KAHLER, F. (1955): Entwicklungsräume und Wanderwege der Fusuliniden im euroasiatischen Kontinent. – Geologie, 4, 178–188.
- KAHLER, F. (1962): Stratigraphische Vergleiche im Karbon und Perm mit Hilfe der Fusuliniden. – Mitt. Geol. Ges. Wien, 54, 147–161.
- KAHLER, F. (1973): Beiträge zur Kenntnis der Fusuliniden der Ostalpen: Die Gattung Quasifusulina in den Karnischen Alpen. – Palaeontographica A, **141**, 154–173.
- KAHLER, F. (1974): Fusuliniden aus T'ien-schan und Tibet Mit Gedanken zur Geschichte der Fusuliniden-Meere im Perm. – Repts. Sc. Exp. NW Prov. China under Leadersh. Sv. Hedin, Publ. 52, V. Inv. Palaeont., 4, 1–148, Sven Hedin Found. Stockholm.
- KAHLER, F. (1980): Zur Definition der Saalischen Phase im marinen Bereich der Südalpen. – In: FLügel, E. (Ed.): Die Trogkofel-Stufe im Unterperm der Karnischen Alpen. – Carinthia II, SH 36, 259–260.
- KAHLER, F. (1983): Fusuliniden aus Karbon und Perm der Karnischen Alpen und der Karawanken. – Carinthia II, SH 41, 1–107.
- KAHLER, F. (1985): Oberkarbon und Unterperm der Karnischen Alpen. – Ihre Biostratigraphie mit Hilfe der Fusuliniden. – Carinthia II, SH **42**, 1–93.
- KAHLER, F. (1989): Die Fusuliniden. In: Catalogus Fossilium Austriae, H II/b/1, Foraminifera Palaeozoica. – 87–271, Wien (Österr. Akad. Wiss).
- KAHLER, F. & KAHLER, G. (1982): Beiträge zur Kenntnis der Fusuliniden der Ostalpen: Oberkarbonische Fusuliniden der Karnischen Alpen. – Palaeontographica A, 177, 89–128.
- KALJO, D.L. & KLAAMANN, E. (1973): Ordovician and Silurian corals. In: HALLAM, A. (Ed.): Atlas of Palaeobiogeography.
 37–45, Amsterdam (Elsevier).
- KELLEY, P.H., RAYMOND, A. & LUTKEN, C.B. (1990): Carboniferous brachiopod migration and latitudinal diversity: a new palaeoclimatic method. – In: MCKERROW, W.S. & SCOTESE, C.R. (Eds.): Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography. – Geol. Soc. Mem., **12**, 325–332.
- KENNEDY, W.Q. (1964): The structural differentiation of Africa in the Pan-African (+ 500 m.y.) tectonic episode. – Univ. Leeds Res. Inst. African Geol., Ann. Rept., 8, 48–49.
- KENT, D.V. & VAN DER VOO, R. (1990): Palaeozoic palaeogeography from palaeomagnetism of the Atlantic-bordering continents. – In: MCKERROW, W.S. & SCOTESE, C.R. (Eds.): Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography.-Geol. Soc. Mem., **12**, 49–56.
- KINSMAN, D.J.J. (1964): Reef coral tolerance of high temperatures and salinities. - Nature, 202, 1280-1282.
- KIRSCHVINK, J.L. (1991): A paleogeographic model for Vendian and Cambrian time. – In: SCHOPF, J.W. & KLEIN, C. (Eds.): The Proterozoic Biosphere: A Multidisciplinary Study. – Cambridge (Cambridge Univ. Press).
- KLAPPER, G. & JOHNSON, J.G. (1980): Endemism and dispersal of Devonian conodonts. J. Paleont., 54, 400–455.
- KLAUS, W. (1974): Neue Beiträge zur Datierung von Evaporiten des Ober-Perm. Carinthia II, **164**, 79–85.
- KLAUS, W. (1980): Microfloristic events towards Permo-Triassic boundary. – Proc. IV Inter. Palyn. Conf. Lucknow (1976-77), 2, 228-232.
- KNOLL, A.H. & BUTTERFIELD, N.J. (1989): New window on Proterozoic life. - Nature, 337, 602-603.
- KODSI, M.G. (1971): Korallen aus dem Unterdevon der Karnischen Alpen. – Verh. Geol. B.-A., **1971**, 576–607.
- KOKELAAR, B.P., HOWELLS, M.F., BEVINS, R.E., ROACH, R.A. & DUNKEY, P.N. (1984): The Ordovician marginal basin of Wales. – In: KOKELAAR, B.P. & HOWELLS, M.F. (Eds.): Marginal Basin Geology. – Geol. Soc. Spec. Publ., 16, 245–269.
- KOREN, T. (1979): Late monograptid faunas and the problem of graptolite extinction. – Acta Paleont. Polon, 24, 79–106.

- KORN, D. (1992): Ammonoideen vom Devon/Karbon-Grenzprofil an der Grünen Schneid, Karnische Alpen, Österreich. – Jb. Geol. B-A. (this volume).
- KRAIGER, H. (1989): Die Habachformation ein Produkt ozeanischer und kontinentaler Kruste. – Mitt. Österr. Geol. Ges., 81, 47–64.
- KRAINER, K. (1984): Sedimentologische Untersuchungen an permischen und untertriadischen Sedimenten des Stangalm-Mesozoikums (Kärnten/Österreich). – Jb. Geol. B.-A., 127, 159–179.
- KRAINER, K. (1985): Zur Sedimentologie des alpinen Buntsandsteins und der Werfener Schichten (Skyth) Kärntens. – Geol. Paläont. Mitt. Innsbr., 14, 21–81.
- KRAINER, K. (1989): Zum gegenwärtigen Stand der Permoskythforschung im Drauzug. – Carinthia II, **179**, 371–382.
- KRAINER, K. (1990): Zur faziellen Entwicklung Pflanzenfossilführender Oberkarbon- und Unterpermsedimente Kärntens. – Carinthia II, SH 49, 109–132.
- KRAINER, K. & MOGESSIE, A. (1991): Composition and Significance of Resedimented Amphibolite Breccias and Conglomerates ("Badstubbreccia Complex") in the Carboniferous of Nötsch (Eastern Alps, Carinthia, Austria). – Jb. Geol. B.-A., **134**, 65–81.
- KREUTZER, L.H. (1989): Reef-basin distance in the Devonian of the Carnic Alps. – Ann. Soc. Geol. Belg., **112**, 159–163.
- KREUTZER, L.H. (1990): Mikrofazies, Stratigraphie und Paläogeographie des Zentralkarnischen Hauptkammes zwischen Seewarte und Cellon. – Jb. Geol. B.-A., **133**, 275–343.
- KRIZ, J. (1979): Silurian Cardiolidae (Bivalvia). Sb. Geol., VED Paleont., 22, 1–157.
- KÜGEL, H.-W. (1987): Sphinctozoen aus den Auernigschichten des Naßfeldes (Oberkarbon, Karnische Alpen, Österreich). – Facies, 16, 143–156.
- KURAT, G., NIEDERMAYR, G., KORKISCH, J. & SEEMANN, R. (1974): Zur Geochemie der postvariszischen Basis-Serien im westlichen Drauzug, Kärnten-Osttirol. – Carinthia II, 164, 87–98.
- KÜSTER, P. (1987): Nachweis von Frasnium durch Scruttonia julli (PEDDER, 1986) in den Flachwasserkalken der zentralen Karnischen Alpen. – Münster Forsch. Geol. Paläont., 66, 33–56.
- KÜSTER-OEKENTORP, P. & OEKENTORP, K. (1992): Rugose Korallenfaunen des Mittel- und Ober-Devons der zentralen Karnischen Alpen. – Jb. Geol. B.-A., **135** (this volume).
- LANDMAN, N.H., RYE, D.M. & SHELTON, K.L. (1983): Early ontogeny of *Eutrephoceras* compared to recent *Nautilus* and Mesozoic ammonites: evidence from shell morphology and light stable isotopes. – Palaeobiology, **9**, 269–279.
- LANG, J., YAHAYA, M., HAMET EL, M.O., BESOMBES, J.C. & CAZOULAT, M. (1991): Depôts glaciaires du Carbonifère inférieur à l'Ouest de l'Aïr (Niger). – Geol. Rdsch., 80/3, 611–622.
- LATZ, S. (1989): Unterdevonische Brachiopoden aus dem Hellen Crinoidenschutt- und Riffkalk der Seewarte (Zentrale Karnische Alpen, Kärnten, Österreich). – Unpubl. Inaug.-Dissertation Univ. Bonn, 1–127.
- LEFORT, J.-P. (1989): Basement correlation across the North Atlantic. – 1–148, Berlin – Heidelberg – New York (Springer).
- LEONARDI, P. (1948): Contributi alla conoscenza della Flora delle Arenarie di Val Gardena (Permiano medio-inferiore) dell'Alto Adige. La nuova flora di Redagno e una felce di Egna. – Mem. Ist. Geol. Univ. Padova, **16**, 3–15.
- LEONARDI, P. (1967): Le Dolomiti Geologia dei Monti tra Isarco e Piave. – Rovereto (Manfrini Ed.).
- LOCKLEY, M.G. (1986): The Paleobiological and Paleoenvironmental Importance of Dinosaur Footprints. – Palaios, 1, 37-47.
- LOESCHKE, J. (1989a): Lower Palaeozoic volcanism of the Eastern Alps and its geodynamic implications. – Geol. Rdsch., **78**, 599–616.

LOESCHKE, J. (1989b): Die paläotektonische Stellung der Vulkanite der Magdalensberg-Serie (Ober-Ordovizium, Gurktaler Decke, Kärnten, Österreich). – Carinthia II, **179**, 491–507.

- LORENZ, V. (1976): Formation of Hercynian subplates, possible causes and consequences. Nature, **262**, 374–377.
- LOTTES, A.L. & ROWLEY, D.B. (1990): Reconstruction of the Laurasian and Gondwanan segments of Permian Pangaea.
 In: McKERROW, W.S. & SCOTESE, C.R. (Eds.): Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography. – Geol. Soc. Mem., 12, 383–395.
- LOVELL, J.B.P. & STOW, D.A.V. (1981): Identification of ancient sandy contourites. Geology, 9, 347-349.
- MAREK, L. (1976): The distribution of the Mediterranean Ordovician. – In: BASSETT, M.G. (Ed.): The Ordovician System.
 Proceedings of a Paleont. Ass. Symp. Birmingham 1974, 491-499, Cardiff (Nat. Mus. Univ. Wales Press).
- MARTIN, F. (1978): Sur quelques Acritarches Llandoveriens de Cellon (Alpes Carniques Centrales, Autriche). – Verh. Geol. B.-A., **1978**, 35-42.
- MARTINEZ-GARCIA, E. (1984): Outline of Paleozoic Stratigraphy and Structure of the Eastern Cantabrian Mountains (Northwest Spain). – In: SUTHERLAND, P.K. & MANGER, W.L. (Eds.): Compte Rendu 2, 329–344, 9th Congr. Intern. de Stratigraphie et de Géologie du Carbonifère. – Washington – Champaign – Urbana.
- MARTINEZ-GARCIA, E. & WAGNER, R.H. (1971): Marine and continental deposits of Stephanian age in Eastern Asturias (NW Spain). – In: "The Carboniferous of Northwest Spain", Pt 1. – Trab. Geol., 3, 285–305.
- MARTINEZ-GARCIA, E. & WAGNER, R.H. (1984): The Post-Asturian Marine Basin of Late Stephanian Age in Northwest Spain. In: SUTHERLAND, P.K. & MANGER, W.L. (Eds.): Compte Rendu 2, 508–516, 9th Congr. Intern. de Stratigraphie et de Géologie du Carbonifère. Washington Champaign Urbana.
- MARTON, E., MAURITSCH, H.J. & TARLING, D.H. (1987): Pre-Alpine paleomagnetic results of the Alpine-Mediterranean belt: compilation, discussion, interpretation. – In: FLÜGEL, H.W., SASSI, F.P. & GRECULA, P. (Eds.): Pre-Variscan and Variscan Events in the Alpine-Mediterranean Mountain Belts. – 351–360, Bratislava (Alfa Publs.).
- MASSARI, F., CONTI, M.A., FONTANA, D., HELMOLD, K., MARIOTTI, N., NERI, C., NICOSIA, U., ORI, G.B., PASINI, M. & PITTAU P. (1988): The Val Gardena Sandstone and Bellerophon Formation in the Bletterbach Gorge (Alto Adige, Italy): Biostratigraphy and Sedimentology. – Mem. Soc. Geol. It., 40, 229–273.
- MATTE, P. (1986): Tectonics and plate tectonics model for the Variscan belt of Europe. Tectonophysics, **126**, 329-374.
- MATTE, P. (1991): Accretionary history and crustal evolution of the Variscan belt in Western Europe. – Tectonophysics, 196, 309–337.
- MAURITSCH, H.J. & BECKE, M. (1987): Paleomagnetic Investigations in the Eastern Alps and the Southern Border Zone. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Eds.): Geodynamics of the Eastern Alps, 282–308, Wien (Deuticke).
- MACDONALD, K.C. (1990): A slow but restless ridge. Nature, 348, 108-109.
- MCKERROW, W.S. & COCKS, L.R.M. (1986): Oceans, island arcs and olistostromes: the use of fossils in distinguishing sutures, terranes and environments around the lapetus ocean. – J. Geol. Soc. London, **143**, 185–191.
- McKERROW, W.S. & ZIEGLER, A.M. (1972): Palaeozoic Oceans. - Nature, **240**, 92-94.
- McLEAN, R.A. (1977): Biostratigraphy and zoogeographic affinities of the Lower Silurian Corals of New South Wales, Australia. – Mém. Bur. Rech. Géol. Min., 89, 102–107.
- McLEAN, R.A. (1985): New Early Silurian rugose corals from the Panuara area, central New South Wales. – Alcheringa, 9, 23–34.

- MELOU, M. (1990): Brachiopodes articulés de la coupe de l'Ile de Rosan (Crozon, Finistère). Formation des Tufs et Calcaires de Rosan (Caradoc-Ashgill). – Geobios, 23, 539–579.
- MENSINK, H. (1953): Eine tektonische Detailuntersuchung im Raum nördlich Gratkorn. – Mitt. Naturw. Ver. Steiermark, 83, 123–129.
- MIKKELSEN, N., ERLENKEUSER, H., KILLINGLEY, J.S. & BERGER, W.H. (1982): Norwegian corals: radiocarbon and stable isotopes in *Lophelia pertusa*. – Boreas, **11**, 163–171.
- MILLER, J.D. & KENT, D.V. (1988): Paleomagnetism of the Silurian-Devonian Andreas redbeds: Evidence for an Early Devonian supercontinent? - Geology, 16, 195-198.
- MOORES, E.M. (1991): Southwest U.S. East Antarctic (SWEAT) connection: A hypothesis. Geology, **19**, 425-428.
- MOREL, P. & IRVING, C. (1978): Tentative paleocontinental maps for the early Phanerozoic and Proterozoic. J. Geol., **86**, 535–561.
- MOSTLER, H. (1966a): Zur Einstufung der "Kieselschiefer" von der Lachtal-Grundalm (Fieberbrunn, Tirol). Verh. Geol. B.-A., **1966**, 157–170.
- MOSTLER, H. (1966b): Zur Genese der Schichtgebundenen Blei-Zink-Erze im Südalpinen Perm. – In: Atti del Symposium Internat. Giacimenti Minerari delle Alpi, Trento. – Saturnia Trento, **2**, 349–354.
- MOSTLER, H. (1970): Struktureller Wandel und Ursachen der Faziesdifferenzierung an der Ordoviz/Silur-Grenze in der Nördlichen Grauwackenzone (Österreich). – Festband Geol. Inst. 300-Jahr-Jub. Univ. Innsbruck, 507–522.
- MOSTLER, H. (1972): Zur Gliederung der Permoskyth-Schichtfolge im Raume zwischen Wörgl und Hochfilzen. – Verh. Geol. B.-A., **1972**, 155–162.
- MOSTLER, H. (1982): Exkursion 1, Bozener Quarzporphyr und Werfener Schichten. – In: Exkursionsführer Jahrestagung Österr. Geol. Ges., Seis am Schlern, Südtirol 1982. – 43–79, Innsbruck (Österr. Geol. Ges.).
- NEUBAUER, F. (1979): Die Gliederung des Altpaläozoikums südlich und westlich von Murau (Steiermark/Kärnten). – Jb. Geol. B.-A., **122**, 455–511.
- NEUBAUER, F. (1984): Das Murauer und Gurktaler Paläozoikum. – In: FLÜGEL, H.W. & NEUBAUER, F.: Steiermark – Geologie der österreichischen Bundesländer in kurzgefassten Einzeldarstellungen. – 55–58, Wien (Geol. B.-A.).
- NEUBAUER, F. (1988): The Variscan orogeny in the Austroalpine and Southalpine domains of the Eastern Alps. – Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **68**, 339–349.
- NEUBAUER, F. & PISTOTNIK, J. (1984): Das Altpaläozoikum und Unterkarbon des Gurktaler Deckensystems (Ostalpen) und ihre paläogeographischen Beziehungen. – Geol. Rdsch., **73**, 149–174.
- NEUGEBAUER, J. (1988): The Variscan plate tectonic evolution: an improved "lapetus model". – Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **68**, 313–333.
- NIE, S.Y., ROWLEY, D.B. & ZIEGLER, A.M. (1990): Constraints on the locations of Asian microcontinents in Palaeo-Tethys during the Late Palaeozoic. – In: McKERROW, W.S. & SCOTESE, C.R. (Eds.): Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography. – Geol. Soc. Mem., **12**, 397–409.
- NIEDERMAYR, G. (1975): Gedanken zur lithofaziellen Gliederung der postvariszischen Transgressions-Serie der westlichen Gailtaler Alpen. – Mitt. Geol. Ges. Wien, **66/67**, 105–126.
- NIEDERMAYR, G. (1985): Fluvial Braidplain Passing into an Intertidal Belt at the Margin of the Tethys Sea in the Alpine Buntsandstein of the Drauzug in Carinthia and Eastern Tyrol (Austria). – In: MADER, D. (Ed.): Aspects of Fluvial Sedimentation in the Lower Triassic Buntsandstein of Europe. – Lecture Notes in Earth Sciences, 4, 487–496, Berlin – Heidelberg – New York – Tokyo (Springer).
- NIEDERMAYR, G. & SCHERIAU-NIEDERMAYR, E. (1980): Eine Tetrapodenfährte aus dem Unter-Rotliegend von Kötschach in den westlichen Gailtaler Alpen, Kärnten-Österreich. – Ann. Naturhist. Mus. Wien, **83**, 259–264.

NIEDERMAYR, G. & SCHERIAU-NIEDERMAYR, E. (1982): Zur Nomenklatur, Seriengliederung und Lithofazies der permoskythischen Basisschichten des westlichen Drauzuges. – Verh. Geol. B.-A., **1982**, 33–51.

NIEDERMAYR, G., SCHERIAU-NIEDERMAYR, E. & BERAN, A. (1979): Diagenetisch gebildeter Magnesit und Dolomit in den Grödener Schichten des Dobratsch im Gailtal, Kärnten-Österreich. – Geol. Rdsch., **68**, 979–995.

- NIEDERMAYR, G., BERAN, A. & SCHERIAU-NIEDERMAYR, E. (1983): Magnesite in Permian and Scythian Series of the Eastern Alps, Austria, and its Petrogenetic Significance. – In: SCHNEIDER, H.-J. (Ed.): Mineral Deposits of the Alps and of the Alpine Epoch in Europe. – 97–104, Berlin – Heidelberg (Springer).
- NIEDERMAYR, G., BERAN, A. & BRANDSTÄTTER, F. (1989): Diagenetic type magnesite in the Permo-Scythian rocks of the Eastern Alps, Austria. – Mon. Ser. Mineral. Dep., 28, 35–59.
- OCZLON, M.S. (1990): Ocean currents and unconformities: The North Gondwana Middle Devonian. – Geology, **18**, 509–512.
- OLIVER, W.A.Jr. (1964): New occurrences of the rugose coral *Rhizophyllum* in North America. US Geol. Surv. Prof. Pap., **475D**, Art. 153, D149–D158.
- OLIVER, W.A.Jr. (1977): Biogeography of Late Silurian and Devonian rugose corals. – Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **22**, 85–135.
- ORI, G.G. & VENTURINI, C. (1981): Facies continentali Permiane nelle Alpi Carniche. – Rend. Soc. Geol. It., **3**, 21–24.
- PALLA, P. (1966): Lancicula gortanii n.sp. di Alga Codiacea del Devoniano inferiore della Carnia (Alpi Orientali). – Natura, 57, 89-102.
- PALLA, P. (1967): New Lower Devonian Codiacean Algae from Carnic Alps. – Natura, 57, 94–112.
- PALMER, A.R. (1972): Problems of Cambrian biogeography. 24th Internat. Geol. Congr. 7, 310–315.
- PALMER, A.R. (1973): Cambrian trilobites. In: HALLAM, A. (Ed.): Atlas of Palaeobiogeography, 3–11, Amsterdam (Elsevier)
- PARIS, F. (1981): Les Chitinozoaires dans le Paléozoique du Sud-Ouest de l'Europe. – Mém. Soc. Géol. Minér. Bretagne, 26, 1-412.
- PARIS, F. (1990): The Ordovician chitinozoan biozones of the Northern Gondwana Domain. – Rev. Palaeobotany and Palynology, 66, 181–209.
- PARIS, F., PELHATE, A. & WEYANT, M. (1981): Conodontes ashgilliens dans la Formation de Rosan, coupe de Lostmarc'h (Finistère, Massif armoricain). Conséquences paléogéographiques. – Bull. Soc. géol. minéral. Bretagne, 13, 15–35.
- PARIS, F. & ROBARDET, M. (1990): Early Palaeozoic palaeobiogeography of the Variscan regions. – Tectonophysics, 177, 193–213.
- PEDDER, A.E.H. & OLIVER, W.A.Jr. (1990): Rugose coral distribution as a test of Devonian palaeogeographic models. In: McKERROW, W.S. & SCOTESE, C.R. (Eds.): Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography. – Geol. Soc. Mem., 12, 267–275.
- PERROUD, H. (1983): Palaeomagnetism of Palaeozoic rocks from the Cabo de Penas, Asturia, Spain. – Geophys. J. Roy. Astro. Soc., **75**, 201–215.
- PERROUD, H. & VAN DER VOO, R. (1985): Paleomagnetism of the Late Ordovician Thouars Massif, Vendée Province, France.
 J. Geophys. Res., 90, 4611–4625.
- PERROUD, H., VAN DER VOO, R. & BONHOMMET, N. (1984): Palaeozoic evolution of the Armorica plate on the basis of paleomagnetic data. – Geology, **12**, 579–582.
- PICKERING, K.T. (1989): The destruction of lapetus and Tornquist's Oceans. – Geology Today, Sept./Oct. 1989, 160–166.

- PICKETT, J. (1975): Continental reconstructions and the distribution of coral faunas during the Silurian. – J. Proc. Roy. Soc. New South Wales, **108**, 147–156.
- PIPER, J.D.A. (1983): Proterozoic paleomagnetism and single continent plate tectonics. – Geophys. J. Roy. Astro. Soc., 74, 163–197.
- PIPER, J.D.A. (1987): Paleomagnetism and the continental crust. New York (J. Wiley & Sons).
- PIRKL, H. (1961): Geologie des Triasstreifens und des Schwazer Dolomits südlich des Inn zwischen Schwaz und Wörgl (Tirol). – Jb. Geol. B.-A., **104**, 1–150.
- PLANDEROVA, E. & PAHR, A. (1983): Biostratigraphical evaluation of weakly metamorphosed sediments of Wechsel Series and their possible correlation with Harmónia Group in Malé Karpaty Mts. – Mineral. Slov., **15**, 385–436.
- PLODOWSKI, G. (1971): Revision der Brachiopoden-Fauna des Ober-Siluriums der Karnischen Alpen, 1: Glattschalige Atrypacea aus den Zentralkarnischen Alpen und aus Böhmen. - Senckenbergiana lethaea, 52, 285–313, Frankfurt.
- PLODOWSKI, G. (1973): Revision der Brachiopoden-Fauna des Ober-Siluriums der Karnischen Alpen, 2: Rhynchonellacea aus den Zentralkarnischen Alpen. – Senckenbergiana lethaea, **54**, 65–103, Frankfurt.
- POLI, S. (1989): Pre-Hercynian magmatism in the Eastern Alps: the origin of metabasites from the Austroalpine basement. – Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **69**, 407–421.
- PONCET, J. (1990): Biogeography of Devonian Algae. In: McKERROW, W.S. & SCOTESE, C.R. (Eds.): Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography. – Geol. Soc. Mem., **12**, 285–289.
- POTY, E. (1981): Recherches sur les Tétracoralliaires et les Hétérocoralliaires du Viséen de la Belgique. – Med. Rijks Geol. Dienst, **35**, 1–161.
- PRIEWALDER, H. (1976): In: PRIEWALDER, H. & SCHUMACHER, R.: Petrographisch-tektonische Untersuchungen in den Ennstaler Phylliten (Niedere Tauern, Steiermark) und deren Einstufung in das Silur durch Chitinozoen. – Verh. Geol. B.-A., **1976**, 95–113.
- PRIEWALDER, H. (1987): Acritarchen aus dem Silur des Cellon-Profils, Karnische Alpen, Österreich. – Abh. Geol. B.-A., **40**, 1–121.
- QUADT, A. von (1985): Geochemische und U-Pb-Untersuchungen der unteren Schieferhülle (Ostalpen). – Fortschr. Mineral., **62**, 191–193.
- QUADT, A. von (1987): U-Pb- und Sm-Nd-Datierungen der Habach-Formation und des Basisamphibolits im Bereich der mittleren Hohen Tauern. – Uni Aktuell Salzburg, 10, p. 28.
- RAMOVS, A. (1972): Mittelpermische Klastite und deren marine Altersäquivalente in Slowenien, NW Jugoslawien. – Verh. Geol. B.-A., **1972**, 35–45.
- RANTITSCH, G. (1990): Fazies und Diagenese devonischer Riffkalke des Seeberger Aufbruches (Kärnten, Österreich). – Diplomarb. Inst. Geol. Paläont. Univ. Graz, 1–120.
- RATSCHBACHER, R. (1984): Beitrag zur Neugliederung der Veitscher Decke (Grauwackenzone) in ihrem Westabschnitt (Obersteiermark, Österreich). – Jb. Geol. B.-A., **127**, 423–453.
- RAU, A. & TONGIORDI, M. (1981): Some problems regarding the Palaeozoic paleogeography in Mediterranean western Europe. – J. Geol., 89, 663–673.
- REITZ, E. & HÖLL, R. (1988): Jungproterozoische Mikrofossilien aus der Habachformation in den mittleren Hohen Tauern und dem nordostbayerischen Grundgebirge. – Jb. Geol. B.-A., 131, 329–340.
- REITZ, E. & HÖLL, R. (1989): Unterordovizische Acritarchen aus der Nördlichen Grauwackenzone (Ostalpen). – Jb. Geol. B.-A., 132, 761–774.
- REITZ, E. & HÖLL, R. (1990): Biostratigraphischer Nachweis von Unterordovizium in der Innsbrucker Quarzphyllitserie (Ostalpen). – Jb. Geol. B.A., **133**, 603–610.

- REITZ, E. & HÖLL, R. (1991): Biostratigraphischer Nachweis von Arenig in der Nördlichen Grauwackenzone (Ostalpen). – Jb. Geol. B.-A., **134**, 329–344, Wien.
- REITZ, E., DANECK, T. & MILLER, H. (1989): Ein Nachweis jungproterozoischen Alters von Schwarzphylliten am Tauern-Nordrand (Salzburg, Österreich) und seine Bedeutung für den Bau der Hohen Tauern. – Jb. Geol. B.-A., 132, 751–760.
- REMY, W. & REMY, R. (1978): Die Flora des Perms im Trompia-Tal und die Grenze Saxon/Thuring in den Alpen. – Arg. Palaeobot., **5**, 57–90.
- RICHARDSON, J.B., RASUL, S.M. & AL-AMERI, T. (1981): Acritarchs, miospores and correlation of the Ludlovian-Downtonian and Silurian-Devonian boundaries. – Rev. Palaeobot. Palynol., **34**, 209–224.
- RIDING, R. (1974): Model of Hercynian Foldbelt. Earth Planet. Sc. Lett., 24, 125–135.
- RIEHL-HERWIRSCH, G. (1972): Vorstellung zur Paläogeographie – Verrucano. – Verh. Geol. B.-A., **1972**, 97–106.
- RISTEDT, H. (1968): Zur Revision der Orthoceratidae. Abh. Akad. Wiss. Mainz, math.-naturw. Kl., **1968**/1, 213-287.
- RISTEDT, H. (1969): Orthoceren als Leitfossilien des Silurs. -Carinthia II, SH 27, 25-28.
- ROBARDET, M. & DORE, F. (1988): The Late Ordovician diamictic formations from southwestern Europe: north-Gondwana glaciomarine deposits. – Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 66, 19–31.
- ROBARDET, M., PARIS, F. & RACHEBOEUF, P.R. (1990): Palaeogeographic evolution of southwestern Europe during Early Palaeozoic times. – In: MCKERROW, W.S. & SCOTESE, C.R. (Eds.): Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography. – Geol. Soc. Mem., **12**, 411–419.
- ROMARIZ, C. (1962): Graptoloides des formacoes ftaniticas do Silurico portugues. – Bol. Soc. Geol. Portugal, 14, 1–135.
- ROMARIZ, C., ARCHE, A., BARBA, A., GUTIERREZ ELORZA M. & VEGAS, R. (1971): The Mediterranean graptolitic fauna of the Wenlockian in the Iberian Peninsula. ~ Bol. Soc. Geol. Portugal, 18, 57-61.
- RONG, J.Y. (1984): Distribution of the Hirnantia fauna and its meaning. – In: BRUTON, D.L. (Ed.): Aspects of the Ordovician System. – Palaeont. Contr. Univ. Oslo, **295**, 101–112.
- Ross, C.A. & Ross, J.R.P. (1985): Carboniferous and Early Permian biogeography. - Geology, **13**, 27-30.
- Ross, R.J. (1975): Early Paleozoic trilobites, sedimentary facies, lithospheric plates, and ocean current. Fossils and Strata, 4, 307–329.
- ROWLEY, D.B., RAYMOND, A., PARRISH, J.T., LOTTES, A.L., SCO-TESE, C.R. & ZIEGLER, A.M. (1985): Carboniferous palaeogeographic, phytogeographic and paleoclimatic reconstructions. – Intern. J. Coal Geol., 5, 7–42.
- RUGGIERI, G. (1966): Nuovo genere di ostracode del Carbonifero superiore delle Alpi Carniche. – Riv. It. Paleont., 72, 1-8.
- SACCHI, R. (1989): Pan African Rejuvenation. 28th Intern. Geol. Congr. Washington, Abstracts 3, 2–3.
- SCHALLREUTER, R. (1990): Ordovizische Ostrakoden und Seeigel der Karnischen Alpen und ihre Beziehungen zu Böhmen und Baltoskandien. – N. Jb. Geol. Paläont., Mh. 1990, 120–128.
- SCHELTEMA, R.S. (1968): Dispersal of larvae by equatorial ocean currents and its importance to the zoogeography of shoal-water tropical species. Nature, **217**, 1159-1162.
- SCHELTEMA, R.S. (1971): The dispersal of the larvae of shoalwater benthic invertebrates over long distances by ocean currents. – In: CRISP, D.J. (Ed.): 4th European Marine Biology Symposium Bangor. – 7–28, Cambridge (Univ. Press).
- SCHELTEMA, R.S. (1972): Dispersal of larvae as a means of genetic exchange between widely separated populations of shoal-water benthic invertebrate species. – In: BATAGLIA, B. (Ed.): 5th European Marine Biology Symposium Venice. – 101–114, Padua (Piccini Editore).

- SCHLAEGEL-BLAUT, P. (1990): Der basische Magmatismus der Nördlichen Grauwackenzone, Oberostalpines Paläozoikum.
 Abh. Geol. B.-A., 43, 1–149.
- SCHLÖSER, H., KULLMANN, J. & LOESCHKE, J. (1990): Korallenführendes Unterkarbon auf der Brunnachhöhe (Nockgebiet, Gurktaler Decke, Österreich). – Carinthia II, **180**, 643–650.
- SCHMIDT, P.W., POWELL, C.Mc.A., LI, Z.X. & THRUPP, G.A. (1990): Reliability of Palaeozoic palaeomagnetic poles and APWP of Gondwanaland. – Tectonophysics, **184**, 87–100.
- SCHÖNENBERG, R. (1973): Zur Frage der Verbindung von Sudetikum und ostalpinem Variszikum. – Zentralinst. Phys. Erde, 14, 437–450.
- SCHÖNLAUB, H.P. (1971a): Die Althofener Gruppe eine neue stratigraphische Einheit im Devon Mittelkärntens (Österreich). – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., 1971, 288–305.
- SCHÖNLAUB, H.P. (1971b): Palaeo-environmental studies at the Ordovician/Silurian boundary in the Carnic Alps. – In: Colloque Ordovicien-Silurien Brest 1971. – Mem. Bur. Rech. géol. minières, **73**, 367–377.
- SCHÖNLAUB, H.P. (1979): Die Nördliche Grauwackenzone. In: Das Paläozoikum von Österreich. – Abh. Geol. B.-A., **33**, 76–97.
- SCHÖNLAUB, H.P. (1980): Carnic Alps. Field Trip A. In: SCHÖNLAUB H.P. (Ed.): Second European Conodont Symposium ECOS II, Guidebook-Abstracts. – Abh. Geol. B.-A., 35, 5–57.
- SCHÖNLAUB, H.P. (1985a): Das Paläozoikum der Karnischen Alpen. – In: Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1985. – 34–52, Wien (Geol. B.-A.).
- SCHÖNLAUB, H.P. (1985b): Das Karbon von Nötsch und sein Rahmen. – Jb. Geol. B.-A., **12**7, 673–692.
- SCHÖNLAUB, H.P. (1986): Significant geological events in the Paleozoic record of the Southern Alps (Austrian part). – In: WALLISER, O.H. (Ed.): Global Bio-Events. – Lecture Notes in Earth Sciences, 8, 163–167, Berlin – Heidelberg (Springer).
- SCHÖNLAUB, H.P. (1988): The Ordovician-Silurian boundary in the Carnic Alps of Austria. – In: COCKS, L.R.M. & RICKARDS, R.B. (Eds.): A Global Analysis of the Ordovician-Silurian Boundary. – Bull. Brit. Mus. Nat. Hist. (Geol), 43, 107–115.
- SCHÖNLAUB, H.P. (1990): The collapse of the Carboniferous flysch trough in the Carnic Alps. In: VENTURINI, C. & KRAI-NER, K. (Eds.): Field workshop on Carboniferous to Permian sequence of the Pramollo-Nassfeld Basin (Carnic Alps). – Proceedings, p. 14.
- SCHÖNLAUB, H.P. (1991): Lower Carboniferous Paleokarst in the Carnic Alps (Austria, Italy). Facies, **25**, 91–118.
- SCHÖNLAUB, H.P., FEIST, R. & KORN, D. (1988): The Devonian-Carboniferous Boundary at the section "Grüne Schneid" (Carnic Alps, Austria): A preliminary report. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **100**, 149–167.
- SCHOPF, J.W. (1991): Collapse of the Late Proterozoic ecosystem. - S. Afr. J. Geol., 94, 33-43.
- SCHRAUT, G. (1990): Neue Trilobiten und andere Fossilien aus dem Karbon von Nötsch. – Diplomarb. (Teil 1) Fachbereich Geowiss. Univ. Marburg, 1–62.
- SCOFFIN, T.P., TUDHOPE, A.W. & BROWN, B.E. (1989): Corals as environmental indicators, with preliminary results from South Thailand. – Terra Nova, 2, 559–563.
- SCOTESE, C.R. (1984): An introduction to this volume: Palaeozoic paleomagnetism and the assembly of Pangaea. – In: VAN DER VOO, R., SCOTESE, C.R. & BONHOMMET, N. (Eds.): Plate Reconstruction from Paleozoic Paleomagnetism. – Amer. Geophys. Union Geodyn. Ser., **12**, 1–10.
- SCOTESE, C.R. (1986): Phanerozoic reconstructions: A new look at the assembly of Asia. Univ. Texas Inst. Geophys. Techn. Rep., 66.
- SCOTESE, C.R. & BARRETT, S.F. (1990): Gondwana's movement over the South Pole during the Palaeozoic: evidence from lithological indicators of climate. – In: MCKERROW, W.S., SCOTESE, C.R. (Eds.): Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography. – Geol. Soc. Mem., **12**, 75–85.
- SCOTESE, C.R. & MCKERROW W.S. (1990): Revised World maps and introduction. - In: MCKERROW, W.S. & SCOTESE, C.R.

(Eds.): Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography. - Geol. Soc. Mem., **12**, 1-21.

- SCOTESE, C.R., BAMBACH, R.K., BARTON, C., VAN DER VOO, R. & ZIEGLER, A.M. (1979): Palaeozoic base maps. – J. Geol., 87, 217–227.
- SCOTESE, C.R., BARRETT, S.F. & VAN DER VOO, R. (1985): Silurian and Devonian base maps. In: CHALONER, W.G. & LAWSON, J.D. (Eds.): Evolution and environment in the late Silurian and early Devonian. Phil. Trans. Roy. Soc. London B, **309**, 57–77.
- SDZUY, K. (1962): Neue kambrische Fossilien aus Bohrungen im Gebiet von Doberlug. – Geologie, **11**, 1087–1101.
- SENGÖR, A.M.C. (1984): The Cimmeride orogenic system and the tectonics of Eurasia. – Geol. Soc. Amer. Spec. Pap., 195.
- SENGÖR, A.M.C. (1987): Tectonics of the Tethysides: orogenic collage development in a collisional setting. – Ann. Rev. Earth Planet Sc., 15, 213–244.
- SERPAGLI, E. (1967): I conodonti dell'Ordoviciano superiore (Ashgilliano) delle Alpi Carniche. – Boll. Soc. Paleont. It., 6, 30-111.
- SHEEHAN, P.M. (1973): The relation of Late Ordovician glaciation to the Ordovician-Silurian changeover in North America brachiopod faunas. – Lethaia, 6, 147–154.
- SHEEHAN, P.M. (1975): Brachiopod synecology in a time of crisis (Late Ordovician Early Silurian). Palaeobiology, 1, 205-212.
- SHEEHAN, P.M. (1979): Swedish Late Ordovician marine benthic assemblages and their bearing on brachiopod zoogeography. – In: GRAY, J. & BOUCOT, A.J. (Eds.): Historical Biogeography, Plate Tectonics and the Changing Environment. – 61–73, Corvallis (Oregon State Univ. Press).
- SHEEHAN, P.M. (1988): Late Ordovician events and the terminal Ordovician extinction. – In: WOBERG, D.L. (Ed.): Rousseau Flower Volume. – New Mexico Bur. Mines. Miner. Res. Mem., 44, 31–49.
- SHEEHAN, P.M. & COOROUGH, P.J. (1990): Brachiopod zoogeography across the Ordovician-Silurian extinction event. – In: McKERROW, W.S. & SCOTESE, C.R. (Eds.): Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography. – Geol. Soc. Mem., 12, 181–187.
- SMITH, A.G., BRIDEN, J.C. & DREWRY, G.E. (1973): Phanerozoic world maps. – In: HUGHES, N.F. (Ed.): Organisms and Continents through time. – Spec. Pap. Paleont., 12, 1–42.
- SOLLNER, F. & HANSEN, B.T. (1987): "Pan-afrikanisches" und "kaledonisches" Ereignis im Ötztalkristallin der Ostalpen: Rb-Sr- und U-Pb-Altersbestimmungen an Migmatiten und Metamorphiten. – Jb. Geol. B.-A., 130, 524–569.
- SPJELDNAES, N. (1961): Ordovician climatic zones. Norsk Geol. Tidsskr., 41, 45–77.
- SPJELDNAES, N. (1967): The palaeogeography of the Tethyan region during the Ordovician. – In: ADAMS, C.G. & AGER, D.V. (Eds.): Aspects of Tethyan biogeography.–Syst. Ass. Publ., 7, 45–57.
- SPJELDNAES, N. (1981): Lower Palaeozoic Paleoclimatology. In: HOLLAND, C.W. (Ed.): Lower Palaeozoic of the Middle East, Eastern and Southern Africa, and Antarctica. – 199–256, New York (John Wiley & Sons).
- STOCK, C.W. (1990): Biogeography of the Devonian stromatoporoids. – In: MCKERROW, W.S. & SCOTESE, C.R. (Eds.): Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography. – Geol. Soc. Mem., **12**, 257–265.
- STREHL, E. (1962): Die geologische Neuaufnahme des Saualpen-Kristallins. IV. Das Paläozoikum und sein Deckgebirge zwischen Klein St. Paul und Brückl. – Carinthia II, 152, 46-74.
- STROMGREN, T. (1971): Vertical and horizontal distribution of Lophelia pertusa (LINNÉ) in Trondheimsfjorden on the West Coast of Norway. – Kong. Norsk. Vitensk Selsk. Skr., 6, 1–19.
- SWEET, W.C. & BERGSTRÖM, S.M. (1984): Conodont provinces and biofacies of the Late Ordovician. – In: CLARK, D.L. (Ed.): Conodont Biofacies and Provincialism. – Geol. Soc. Amer. Spec. Pap., **196**, 69–87.

- SYLVESTER, H. (1989): Vergleich von Perm/Skyth-Profilen des Ober-, Mittel- und Unterostalpins. – Jb. Geol. B.-A., **132**, 791–821.
- TARDUNO, J.A., MCWILLIAMS, M. & SLEEP, N. (1990): Fast Instantaneous Oceanic Plate Velocities Recorded by the Cretaceous Laytonville Limestone: Paleomagnetic Analysis and Kinematic Implications. – J. Geophys. Res., 95, 15.503–15.527.
- TEICH, T. (1982): Zum Chemismus der Badstubbrekzie im Unterkarbon von Nötsch in Kärnten. – Carinthia II, 162, 91–96.
- TENCHOV, Y.G. (1980): Die paläozoische Megaflora von Österreich. Eine Übersicht. – Verh. Geol. B.-A., **1980**, 161–174.
- THIEDIG, F. & KLUSSMANN, D. (1974): Limnisches Oberkarbon an der Basis der postvariszischen Transgressionsserie in den St. Pauler Bergen Ostkärntens. – Mitt. Geol. Paläont. Inst. Univ. Hamburg, **43**, 79–84.
- TORSVIK, H.J., SMETHURST, M.A., BRIDEN, J.C. & STURT, B.A. (1990): A review of Palaeozoic palaeomagnetic data from Europe and their palaeogeographical implications. – In: MCKERROW, W.S. & SCOTESE, C.R. (Eds.): Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography.–Geol. Soc. Mem., **12**, 25–41.
- TRIBBLE, G.W. & RANDALL, R.H. (1986): A description of the high-latitude shallow water coral communities of Miyakajima, Japan. – Coral Reefs, 4, 151–159.
- TRÜMPY, R. & DÖSSEGGER, R. (1972): Permian of Switzerland. In: FALKE, H. (Ed.): Rotliegend – Essays on European Lower Permian. – Sed. Petrogr. Ser., **15**, 189–215.
- VAI, G.B. (1971): Ordovicien des Alpes Carniques. In: Coll. Ordovicien-Silurien Brest 1971. – Mém. BRGM, 73, 437–450.
- VAI, G.B. (1973): Distribution of *Karpinskia* in the Lower Devonian of Mount Coglians (Carnic Alps). – Trudy III Mem. Simp. Silura/Devona, 2, 75–79.
- VAI, G.B. (1975): Hercynian basin evolution of the Southern Alps. – In: SQUYRES, C. (Ed.): Geology of Italy. – Earth Sc. Soc. Libyan Arab. Rep., **1975**, 293–298.
- VAI, G.B. & COCOZZA, T. (1986): Tentative schematic zonation of the Hercynian chain in Italy. – Bull. Soc. Géol. France, 2, 95–114.
- VAI, G.B. & SPALLETTA, C. (1980): In: SCHÖNLAUB, H.P.: Field Trip A. – In: SCHÖNLAUB, H.P. (Ed.): Second European Conodont Symposium ECOS II, Guidebook Abstracts. – Abh. Geol. B.-A., **35**, 48–50.
- VAN DER Voo, R. (1979): Palaeozoic assembly of Pangaea: a new plate tectonic model for the Taconic, Caledonian and Hercynian orogenies. – EOS Trans Amer. Geophys. Union, 60, p. 241.
- VAN DER Voo, R. (1982): Pre-Mesozoic palaeomagnetism and plate tectonics. – Ann. Rev. Earth Plan. Sc., 10, 191–220.
- VAN DER Voo, R. (1988): Palaeozoic paleogeography of North America, Gondwana and intervening displaced terranes: comparisons of paleomagnetism with paleoclimatology and biogeographical patterns. – Geol. Soc. Amer. Bull., 100, 311–324.
- VAN DER VOO, R. (1990): The reliability of paleomagnetic data. - Tectonophysics, **184**, 1-9.
- VASICEK, W. (1977): Perm von Zöbing. In: Exk.-Führer Arbeitstagung Geol. B.-A. Waldviertel. – 16–18, Wien (Geol. B.-A.).
- VASLE, D. (1990): Upper Ordovician glacial deposits in Saudi Arabia. - Episodes, **13**, 147-161.
- VAVRA, G. (1989): Die Entwicklung des penninischen Grundgebirges im östlichen und zentralen Tauernfenster der Ostalpen. Geochemie, Zirkonmorphologie, U/Pb-Radiometrie. – Tübinger Geowiss. Arb. A, 6, 1–150.
- VEEVERS, J.J. & MCPOWELL, C. (1987): Late Palaeozoic glacial episodes in Gondwanaland reflected in transgressive-regressive depositional sequences in Euramerica. – Geol. Soc. Amer. Bull., **98**, 475–487.

- VIDAL, P. (1977): Limitation Isotopique à l'age de l'évolution de la Croute Continentale en Europe Moyenne et Occidentale. – Colloq. Int. CNRS, 234, 227–238.
- VIDAL, P., AUVRAY, B., CHARLOT, R. & COGNÉ, J. (1981): Precadomian relics in the Armorican Massif: their age and role in the evolution of the Western and Central European Cadomian-Hercynian belt. – Precambrian Res., 14, 1–20.
- VISSER, J.N.J. (1990): The age of the late Palaeozoic glacigene deposits in southern Africa. – S. Afr. J. Geol., 93, 366–375.
- WALLISER, O.H. (1964): Conodonten des Silurs. Abh. hess. L.-Amt. Bodenf., 41, 1-106.
- WEBBY, P.D. (1984): Ordovician reefs and climate: a review. In: BRUTON, D.L. (Ed.): Aspects of the Ordovician System. – Palaeont. Contrib. Univ. Oslo, **295**, 89–100.
- WHITTINGTON, H.B. (1973): Ordovician Trilobites. In: HALLAM, A. (Ed.): Atlas of Palaeobiogeography. – 13–18, Amsterdam (Elsevier).
- WHITTINGTON, H.B. & HUGHES, C.P. (1972): Ordovician geography and faunal provinces deduced from trilobite distribution. – Phil. Trans. Roy. Soc. Ser. B, **263**, 235–278.
- WHITTINGTON, H.B. & HUGHES, C.P. (1973): Ordovician trilobite distribution and geography. Spec. Pap. Palaeont., **12**, 235–240.
- WILLIAMS, A. (1969): Ordovician faunal provinces with reference to brachiopod distribution. – In: WOOD, E. (Ed.): The Pre-Cambrian and Lower Palaeozoic rocks of Wales. – 117–154, Cardiff (Univ. Wales press).
- WINKLER PRINS, C.F. (1971): Connections of the Carboniferous brachiopod faunas of the Cantabrian Mountains (Spain). – In: WAGNER, R.H. (Ed.): The Carboniferous of Northwest Spain., Pt II. – Trab. Geol., 4, 687–694.
- WINKLER PRINS, C.F. (1983): A general review of the Carboniferous Brachiopods from the Cantabrian Mountains (North Spain). – In: LEMOS DE SOUSA, M.J. (Ed.): Contributions to the Carboniferous Geology and Palaeontology of the Iberian Peninsula, 69–91.
- WINKLER PRINS, C.F. (1984): Brachiopods and the Main Classification of the Carboniferous. In: SUTHERLAND, P.K. & MANGER, W.L. (Eds.): Compte Rendu 2 Biostratigraphy. 47–51, 9th ICC, Carbondale Edwardsville (Southern III. Univ. Press).
- WITZKE, B.J. (1990): Palaeoclimatic constraints for Palaeozoic palaeolatitudes of Laurentia and Euramerica. – In: MCKER-ROW, W.S. & SCOTESE, C.R. (Eds.): Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography.-Geol. Soc. Mem., 12, 57–73.

- WITZKE, B.J. & HECKEL, P.H. (1988): Paleoclimatic indicators and inferred Devonian paleolatitudes of Euramerica. – In: McMILLAN, N.J., EMBRY, A.F. & GLASS, D.J. (Eds.): Devonian of the World. – Proc. 2nd Intern. Symp. Devonian Syst. Calgary. – Can. Soc. Petrol. Geol., 2, 49–63.
- WOPFNER, H. (1984): Permian deposits of the Southern Alps as product of initial alpidic taphrogenesis. Geol. Rdsch., **73**, 259–277.
- WRIGHT, A.D. (1968): A westward extension of the upper Ashgillian Hirnantia fauna. – Lethaia, **1**, 352–367.

YOUNG, T.P. (1985): The stratigraphy of the Upper Ordovician of central Portugal. – PhD Thesis, Univ. Sheffield.

- YOUNG, T.P. (1988): The lithostratigraphy of the Upper Ordovician of central Portugal. – J. Geol. Soc. London, **145**, 377–392.
- YOUNG, T.P. (1990): Ordovician sedimentary facies and faunas of Southwest Europe: palaeogeographic and tectonic implications. – In: MCKERROW, W.S. & SCOTESE, C.R. (Eds.): Palaeozoic Palaeogeography and Biogeography. – Geol. Soc. Mem., **12**, 421–430.
- ZANG, W.L. & WALTER, M.R. (1989): Latest Proterozoic plankton from the Amadeus Basin in central Australia. – Nature, **337**, 642–645.
- ZIEGLER, A.M., BAMBACH, R.K., PARRISH, J.T., BARRETT, S.F., GIERLOWSKI, E.H., PARKER, W.C., RAYMOND, A. & SEPKOSKI, J.J.Jr. (1981): Palaeozoic biogeography and climatology. – In: NIKLAS, K.J. (Ed.): Paleobotany, Paleoecology and Evolution. – 231–266, New York (Praeger).
- ZIEGLER, A.M., HULVER, M.L., LOTTES, A.L. & SCHMACHTENBERG, W.F. (1984): Uniformitarianism and palaeoclimates: Inferences from the distribution of carbonate rocks. – In: BRENCH-LEY, P.J. (Ed.): Fossils and Climate. – 3–25, Chichester (John Wiley & Sons).
- ZIEGLER, P.A. (1984): Caledonian and Hercynian crustal consolidation of Western and Central Europe – A working hypothesis. – Geol. en Mijnb., 63, 93–108.
- ZIEGLER, P.A. (1986): Geodynamic model for the Palaeozoic crustal consolidation of western and central Europe. Tectonophysics, **126**, 303–328.
- ZIEGLER, P.A. (1989): Evolution of Laurussia A study in Late Palaeozoic plate tectonics. – 1–102, Kluwer Acad. Publ., Dordrecht – Boston – London.