©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

Neuergebnisse aus dem Paläozoikum der Ost- und Südalpen			Redaktion: Hans Peter Schönlaub & Albert Daurer		
Jb. Geol. B.-A.	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

Kärnten
Karnische Alpen
Devon
Stratigraphie
Mikrofazies
Tektonik
Paläogeographie
Palinspastik

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
3. 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

*) Anschrift des Verfassers: Dipl.-Geol. Dr. rer. nat. LUTZ HERMANN KREUTZER, Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

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 (KREUTZER, 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.

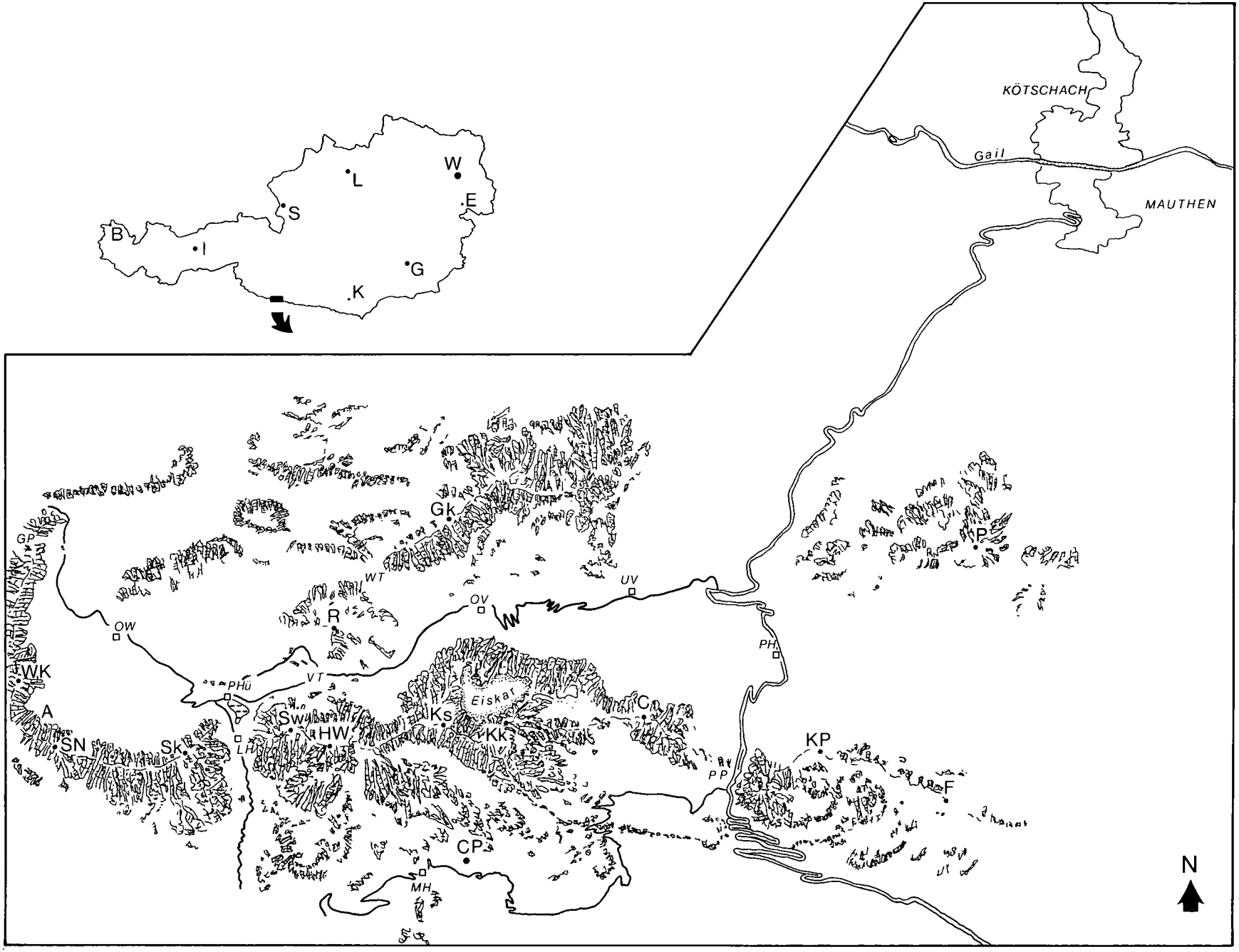


Abb. 1.
Lage des Arbeitsgebietes.
Übersichtskarte: B = Bregenz; E = Eisenstadt; G = Graz; I = Innsbruck; K = Klagenfurt; S = Salzburg; W = Wien.
Detailkarte: Wände und Berge: A = Austriascharte; C = Cellon; CP = Cima Plotta; F = Freikofel; Gk = Gamskofel; HW = Hohe Warte; Kk = Kollinkofel; KP = Kleiner Pal; Ks = Kellerspitzen; P = Polinik; SN = Sasso Nero; Sk = Seekopf; Sw = Seewarte. Pässe: PP = Plöckenpaß; VT = Valentintörl; WT = Wodnertörl.
Alpenvereins-Hütten und Almen: LH = Rifugio Lambertenghi e Romanin; MH = Rifugio Giovanni e Olinto Marinelli; OV = Obere Valentinalm; OW = Obere Wolayer-Alm; PH = Plökkenhaus; PHü = Eduard Pichl-Hütte; UV = Untere Valentinalm.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

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:

1) Hinterriffschuttkalke mit Crinoidenschutt und Rindenkörnern (MF-Typ 2; MF-Typ 4b), wie sie in den Kellerwänden und der Hohen Warte vorkommen (s. KREUTZER, 1990),

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

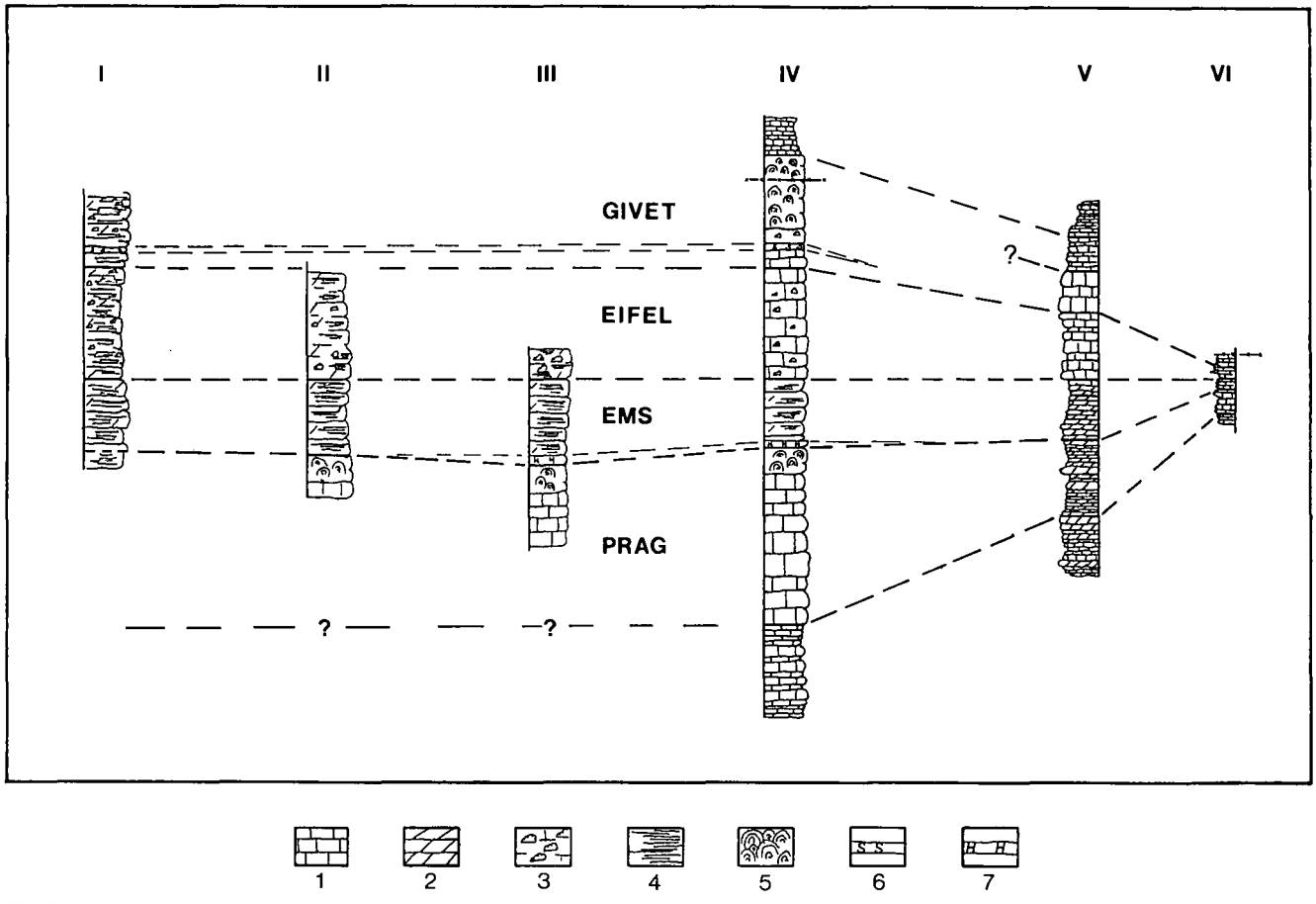


Abb. 2.
Profilkorrelation.
Südliche Flachwasserfazies: I = Gamskofel; II = Austriascharte; III = Seekopf; IV = Hohe Warte – Obere Kellerwand (KREUTZER, 1990).
Übergangsfazies: V = Untere Kellerwand – Cellon (KREUTZER, 1990).
Pelagische Karbonatfazies: VI = Profil Oberbuchach II (SCHÖNLAUB, 1985), 1 = Kalk, 2 = Dolomit, 3 = Loferit, 4 = Laminit, 5 = Riffkalk, 6 = Stringocephalenkalk, 7 = Hercynellenkalk (Seewartekalk).

2) gelblich-graue Laminite mit Zwischenlagen von sparitisch gebundenen Crinoidenschutt- und Rindenkornkalken, typisch für die Ausbildung der Hohen Warte und Seewarte im oberen Ems,
und
3) wenige dunkelgraue bis schwarze Schlammkalke mit großen Gastropoden, typisch für 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 kar-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

bonatischen 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 JHAVERI (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

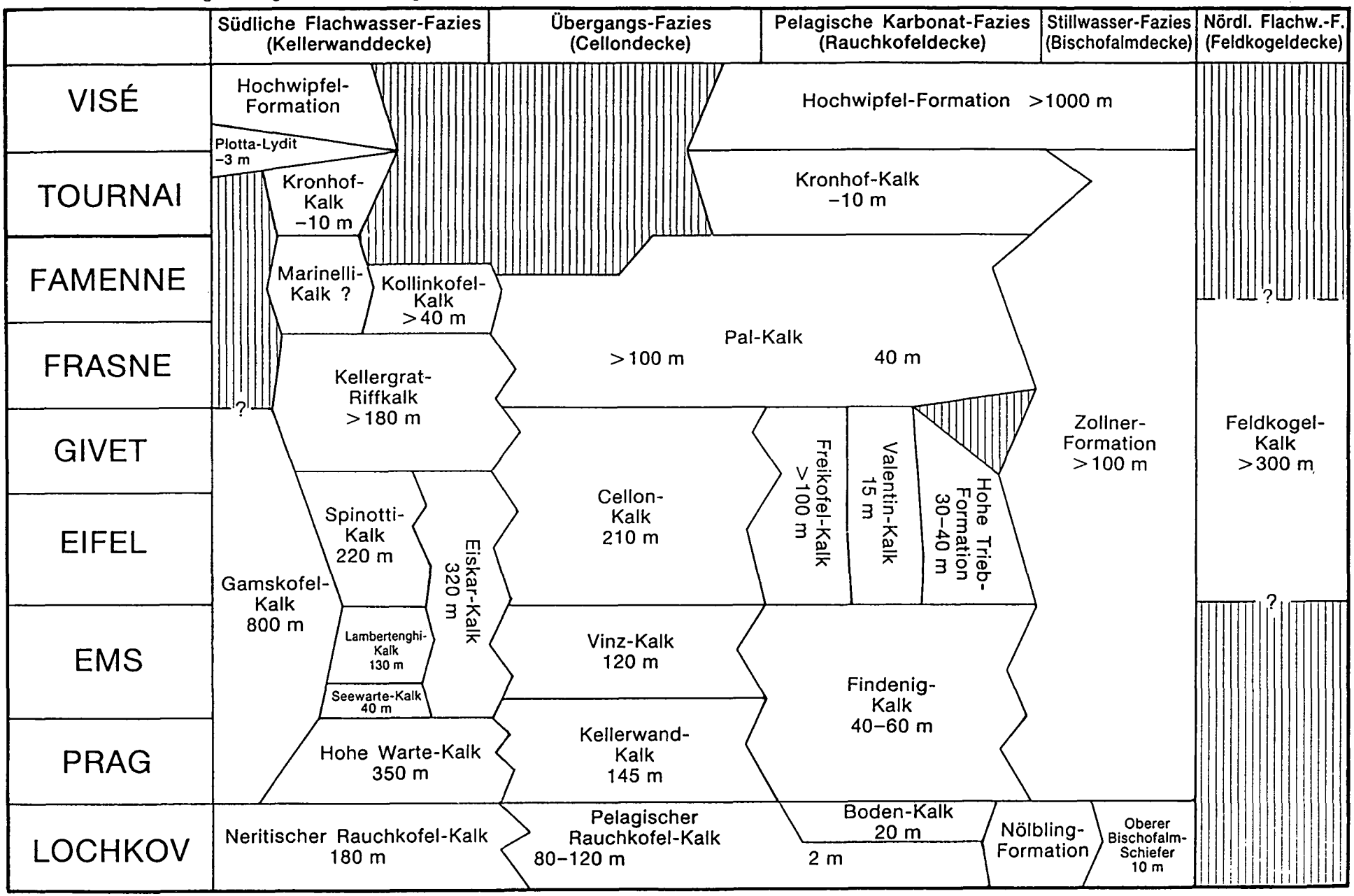
Die Karbonate in den Zentralkarnischen Alpen stehen in enger Beziehung zueinander. Früher wurde hier mit einem strengen Deckenmodell gearbeitet (v. GAERTNER, 1931; HERITSCH, 1936), das auch heute noch die grundlegenden Zusammenhänge der einzelnen Komplexe erklären kann. Allerdings gibt es bezüglich dieser 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-

Tabelle 1.
Neugliederung der Schichtenfolge des Devons in den Karnischen Alpen.



©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

genüber dem Süd-Nord-Zug (Austriascharte – Wolayer 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

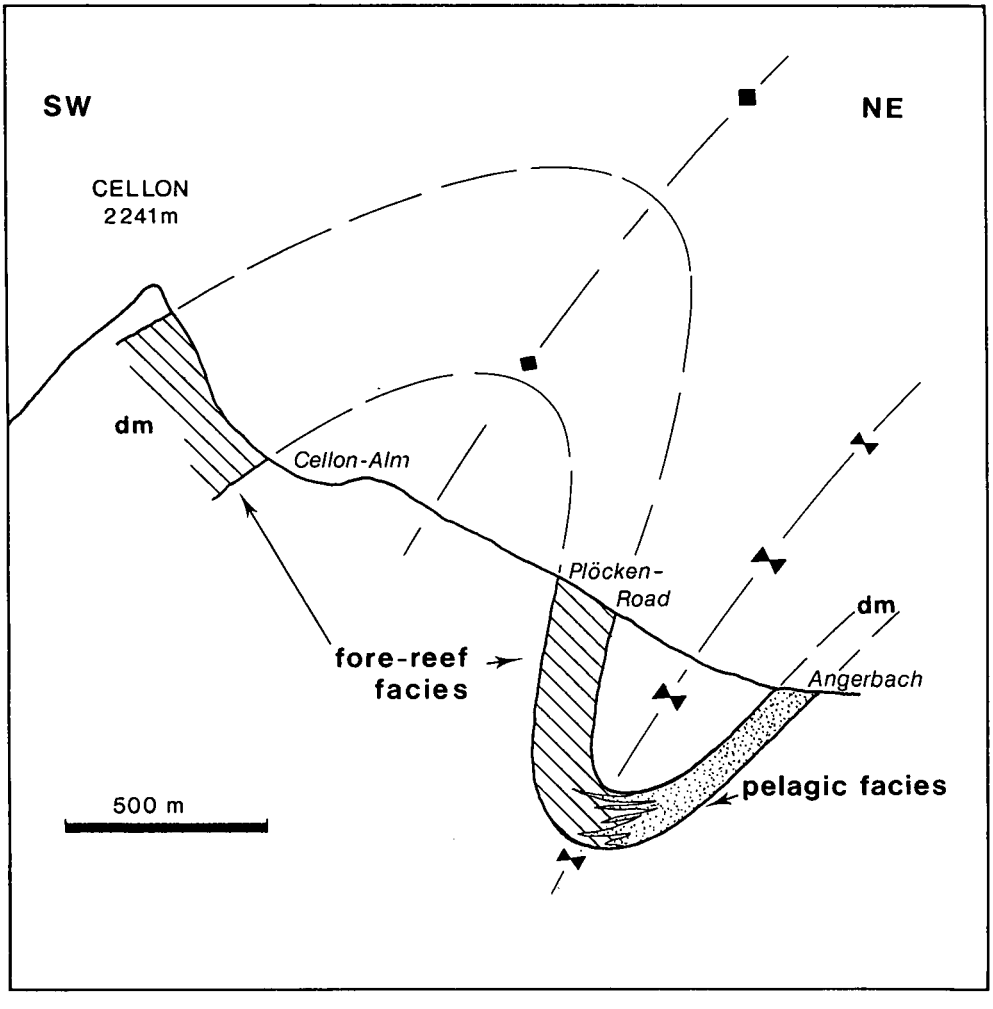


Abb. 3.
Faziesverzahnung in der Cellonfalte.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

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 unter- bis 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 (SCHÖNLAUB, 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

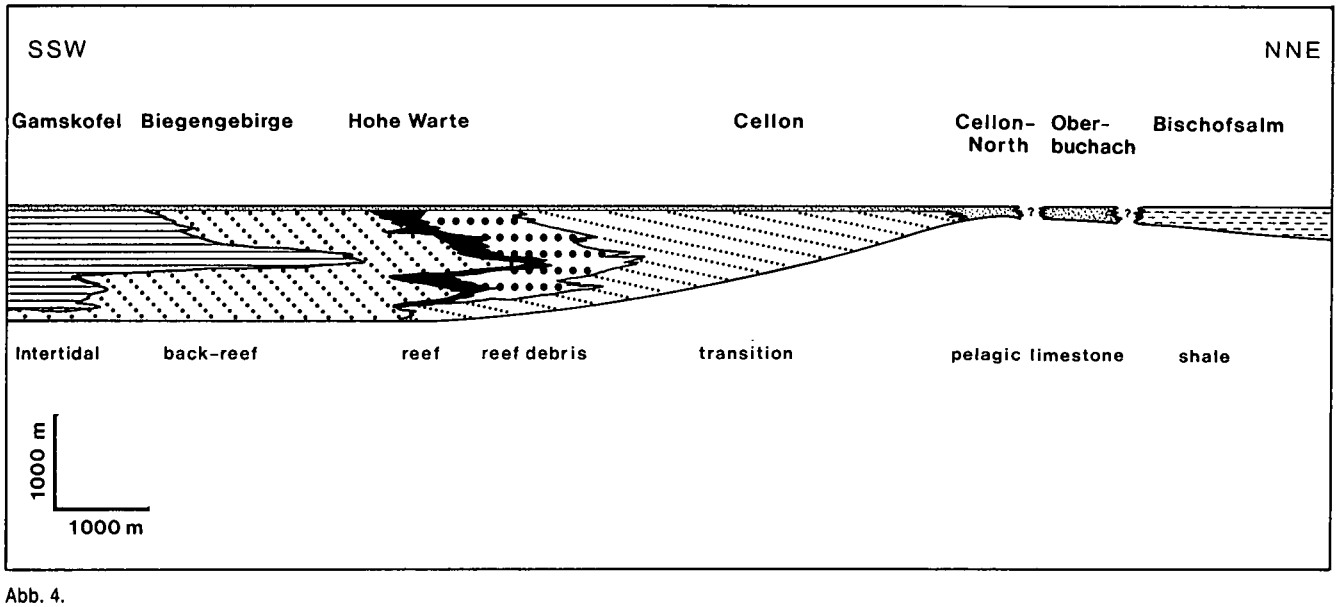


Abb. 4.
Palinspastisches Profil durch die Zentalkarnischen Alpen an der Devon/Karbon-Grenze.

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

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: *Conjugula-* 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 (KREUTZER, 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).

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

○ 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).

○ 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).

○ 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 *postera*-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 Kunzköp-

©Geol. Bundesanstalt, Wien; download unter www.geologie.ac.at

fen 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 *duplicata*-Zone).
Ausbildung
Grau bis rosafarbene Flaserkalke (Pelagischer Mudstone).
Fazies
Pelagische Fazies (KREUTZER, 1990).

6.4. Rauchkofel-Schuppendecke (Pelagische Karbonat-Fazies)

○ 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)

○ 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.

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.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt

Jahr/Year: 1992

Band/Volume: 135

Autor(en)/Author(s): Kreutzer Lutz Hermann

Artikel/Article: Palinspastische Entzerrung und Neugliederung des Devons in den Zentralkarnischen Alpen aufgrund von neuen Untersuchungen 261-272