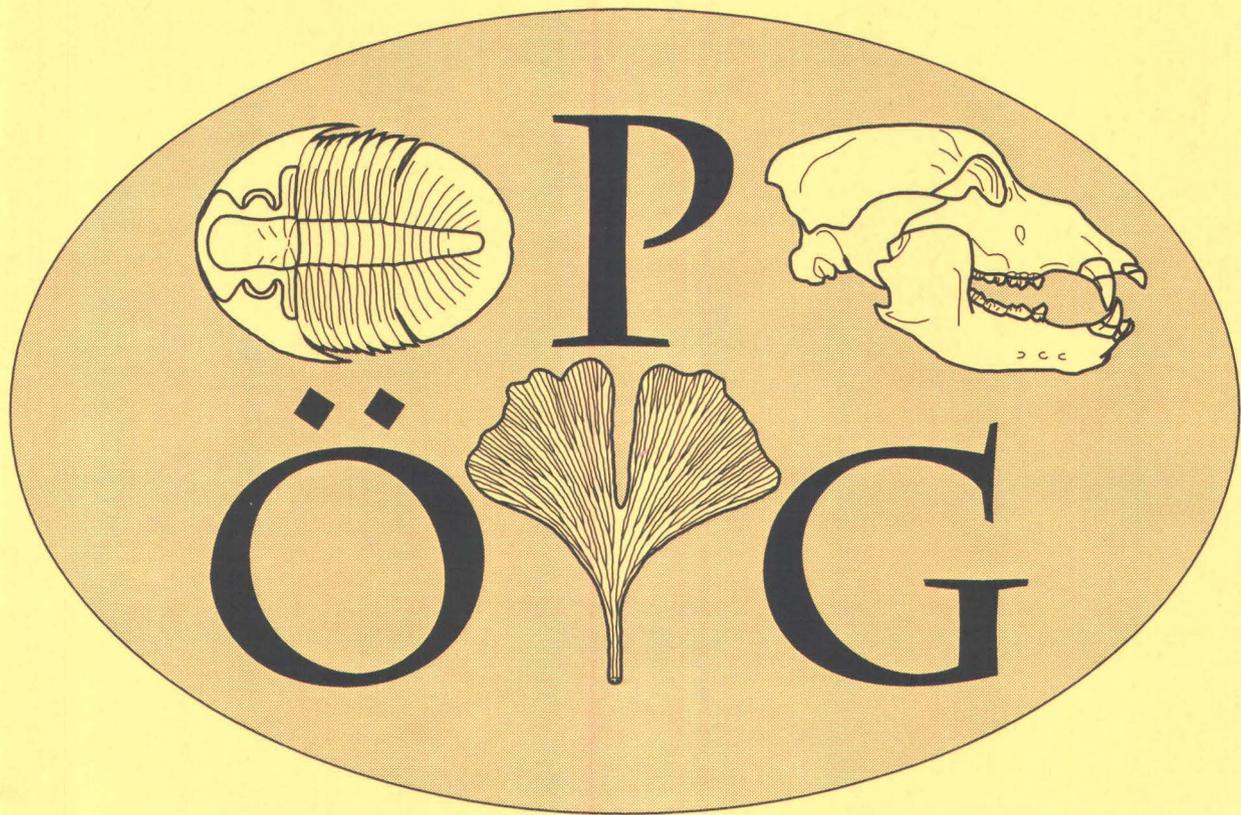


**9. Jahrestagung  
der  
Österreichischen Paläontologischen Gesellschaft**

**Naßfeld, 20. - 22. September 2002**



**Berichte  
des Institutes für Geologie und Paläontologie  
der Karl-Franzens-Universität Graz**

**Band 5**

**Graz, September 2002**

**9. Jahrestagung  
der  
Österreichischen Paläontologischen Gesellschaft**

**Naßfeld, 20. - 22. September 2002**



**Berichte  
des Institutes für Geologie und Paläontologie  
der Karl-Franzens-Universität Graz**

**Band 5**

**Graz, September 2002**

**Zitiervorschlag dieses Bandes:**

**HUBMANN, B. (Hrsg.): 9. Jahrestagung der Österreichischen Paläontologischen Gesellschaft.-  
Ber. Inst. Geol. Paläont., K.-F.-Univ. Graz, 5, 44 S., Graz 2002.**

**<ISSN 1608-8166>**

**Herausgeber und Verleger: Institut für Geologie und Paläontologie, Karl-Franzens-Universität  
Graz, Heinrichstraße 26, A-8010 Graz, Österreich**

**Redaktion, Satz und Layout: Univ.-Prof. Dr. Bernhard Hubmann, Institut für Geologie und  
Paläontologie, Tel.: 0316-380-5586, e-mail: bernhard.hubmann@uni-graz.at**

**Druckerei: Offsetdruckerei der Karl-Franzens-Universität Graz**

## Zum Geleit

Nach Tagungen in Dornbirn (1994), Graz (1995), Bad Aussee (1996), Kötschach-Mauthen (1997), Lunz am See (1998), Hallein (1999), Gams bei Hieflau (2000) und Mannersdorf (2001) findet die 9. Jahrestagung der Österreichischen Paläontologischen Gesellschaft im September 2002 am Naßfeld in Kärnten statt.

Damit kehrt dieser jährliche Höhepunkt des „Gesellschaftslebens“ nach 1997 wieder in das Paläozoikum der Karnischen Alpen zurück. Bereits zur Tradition geworden sind Exkursionen zu Fossilfundpunkten in die nähere Umgebung des Tagungsortes, die sowohl bei den Hobbypaläontologen wie auch bei den Fachkollegen auf breites Interesse stoßen. Dem Veranstaltungsort entsprechend sind die Exkursionen paläozoischen Lokalitäten gewidmet. Der Tagungsort selbst liegt inmitten jungpaläozoischer Sedimentabfolgen randmariner Ablagerungsräume. Diese bieten vom Fossilinhalt her ein breites Spektrum, von der Mikropaläontologie (Großforaminiferen, Kalkalgen) über eine Fülle von Evertebraten (z. B. Schwämme, Korallen, Brachiopoden, Trilobiten) bis hin zu einer reichen Pflanzenfossilführung, insbesondere im klassischen Fossilfundpunkt auf der Krone. Weiters ist die Umgebung um das Naßfeld weltweit durch ihre Perm/Trias-, und damit Paläozoikum-/Mesozoikum-Grenze bekannt geworden, nicht zuletzt durch eine Forschungsbohrung an der Reppwand. Der zweite Exkursionspunkt ist dem Altpaläozoikum gewidmet, wobei das klassische und fossilreiche Silur der Cellonrinne nahe dem Plöckenpaß den Höhepunkt darstellt.

Dieser 5. Band der Berichte des Institutes für Geologie und Paläontologie der Karl-Franzens-Universität Graz soll vor allem zu den genannten Exkursionen einen praktikablen Führer darstellen. Darüber hinaus beinhaltet er auch die Kurzfassungen der Vorträge und Posterpräsentationen, die im Rahmen der Jahrestagung der Österreichischen Paläontologischen Gesellschaft präsentiert werden.

Werner E. Piller, Bernhard Hubmann  
Graz, September 2002

## Inhalt

### (A)

#### Kurzfassungen:

##### *Ostracoden als Faziesindikatoren:*

##### *Ein Beispiel aus dem Wiener Becken (Badenium/Sarmatium)*

Groß, M. .... 3

##### *Knochenfische aus dem marinen Badenium (Mittelmiozän) des Steirischen Neogenbeckens*

Hinden, H.R. .... 4

##### *Säugetiere und Basalte - zwei Säulen der Stratigraphie und Korrelation in Zentralasien*

Daxner-Höck, G. .... 5

##### *Vorstellung des FWF-Projektes P 15724: „Wirbeltiere des Ober-Miozäns von Österreich“*

Daxner-Höck, G. .... 6

##### *Floristische (Pollen, Früchte) und sedimentologische Fazies-Änderungen*

##### *am Rande des Pannonischen Sees im Obermiozän (Steirisches Becken)*

Hofmann, C.-C., Meller, B. & Gier, S. .... 6

##### *Fossilien der Stadt Graz*

Hubmann, B. & Messner, F. .... 7

##### *Neue Korallenfundpunkte im Unter- und Mitteldevon von Graz*

Hubmann, B. & Messner, F. .... 7

##### *Die Polyplacophoren des Badenium (Mittel-Miozän) von Gainfarn, Niederösterreich*

Kroh, A. .... 10

##### *Die Echinodermen des Badenium (Mittel-Miozän) von Gainfarn, Niederösterreich*

Kroh, A. .... 11

##### *Stabile Isotopensignaturen von miozänen Gastropodenschalen*

Latal, C., Piller, W.E. & Harzhauser, M. .... 13

##### *Foraminifera from the late Permian of Shahreza (Central Iran)*

Mohtat-Aghai, P. .... 14

##### *Prosansanosmilus nov. spec. (Carnivora, Mammalia)*

##### *und die Wanderung der Barbourfeliden von Afrika nach Europa*

Nagel, D., Morlo, M. & Peigné, S. .... 16

##### *Die Entwicklung der Zentralen Paratethys aus paläobiogeographischer Sicht*

Piller, W.E. & Harzhauser, M., Mandic, O. & Steininger, F.F. .... 17

##### *Neue Ergebnisse zur Ordoviz/Silur-Grenze in den Karnischen Alpen*

Schönlaub, H.P. .... 18

### (B)

#### *Die Cellonetta-Lawinenrinne und die Pflanzenfundpunkte der Kronalpe (Karnische Alpen)*

Schönlaub, H.P. & Hubmann, B. .... 20 - 44

(A) Die Karnischen Alpen im Überblick ..... 20

Die paläozoische Schichtfolge ..... 21

(a) Der "Unterbau" ..... 22

(b) Der "Oberbau" ..... 24

(B) Die Cellonetta-Lawinenrinne (Exkursion) ..... 28

(C) Der Pflanzenfundpunkt der Krone (Exkursion) ..... 36

Literatur ..... 43

## Ostracoden als Faziesindikatoren: Ein Beispiel aus dem Wiener Becken (Badenium/Sarmatium)

Martin GROSS

Institut für Geologie und Paläontologie, Karl-Franzens-Universität Graz, Heinrichstraße 26, A-8010 Graz

Ostracoden ermöglichen aufgrund ihrer großen ökologischen Reichweite (z.B. terrestrisch bis abyssal, hypersalin bis limnisch) und Sensibilität (z.B. Salinität, Wassertiefe/Wellenbewegung) faziesübergreifende Studien. Über eine Quantifizierung des Faunenspektrums, der „Populationsstruktur“ (adult-juvenil) und des Erhaltungszustandes (z.B. Disartikulationsgrad) können Faziesverzahnungen und Environmentveränderungen detailliert aufgelöst werden. Am Beispiel einiger, in geringem Abstand (<100 m) niedergebrachter Prospektionsbohrungen für die Staustufe Hainburg (E-Rand Wiener Becken) wird das Informationspotential dieser Fossilgruppe dargestellt:

Vor Bad Deutsch Altenburg bilden mitteltriadische Basamenteinheiten der Hainburger Berge eine NW-SE-streichende Hochzone, der transgressiv, vollmarine, oberbadenische Sedimente auflagern. Über einem basalen Aufarbeitungshorizont sind direkt an der Schwelle einige Meter mächtige Corallinaceenkalk mit untergeordneten Sand- und Mergellagen entwickelt. Südwestlich des Grundgebirgssporn gelangten vorwiegend mergelige Sedimente zur Ablagerung, in die zum Teil mehrere Meter mächtige Sandpakete eingeschaltet sind. Nordwestlich treten vor allem Corallinaceenkalk-Mergel-Wechselfolgen auf.

Die systematische Evaluierung erbrachte einen, von flachmarinen, +/- autochtonen Elementen geprägten Fauneninhalt, der durch ökologisch signifikante Taxa (z.B. Wellenbewegung-meidende oder phytale Formen) bzw. das Hinzutreten allochthoner, limnischer Ostracoden in vier Taphozöosen gegliedert werden konnte: *Fabaeformiscandona-Ilyocypris*-T. (epineritisch mit starkem terrigenen Eintrag), *Aurila-Xestoleberis*-T. (epineritisch, phytal), *Aurila-Loxocorniculum*-T. (epineritisch), *Pterygocythereis-Cytherella*-T. (epi- bis mesoneritisch). Aus der räumlichen Verteilung dieser Taphozöosen können Faziesbereiche abgegrenzt und innerhalb lithologisch monotoner Abschnitte (z.B. Mergelpakete) Environmentänderung erkannt werden.

Während die Ostracodenfaunen südwestlich der Hochzone durch eingeschwemmte Süßwasser-Elemente starken terrigenen Einfluß anzeigen, lieferten nordöstlich des Sporns abgeteufte Bohrungen arten- und individuenreiche Assoziationen, die epi- bis mesoneritisches, vollmarines Environment indizieren. Bei Bohrungen, die SW bzw. direkt auf der Hochzone oder in distaler Position zum Beckenrand liegen, werden in den hangenden Abschnitten arten- und individuenarme Ostracodenvergesellschaftungen dokumentiert. Die nachgewiesenen Taxa zeigen epineritische Fazies mit starkem terrigenem Einfluß und/oder reduzierter Salinität an. Durch den hohen Anteil von Phytalostracoden (*Xestoleberis*) können in den meisten Profilen bewachsene Areale (z.B. Seegrasswiesen) belegt werden.

## Knochenfische aus dem marinen Badenium (Mittelmiozän) des Steirischen Neogenbeckens

Hartmut R. HIDEN

Institut für Geologie und Paläontologie, Karl-Franzens-Universität Graz, Heinrichstraße 26, A-8010 Graz

Abgesehen von zwei Arbeiten (AGASSIZ, 1836 und SCHULTZ, 2001) liegen kaum verwertbare Angaben über die Knochenfischfauna des marinen Badeniums (Mittelmiozän) im Steirischen Neogenbecken vor. Neuaufsammlungen in den Leithakalk-Arealen der Mittelsteirischen Schwelle (Weissenegg-Formation) und den siliziklastisch dominierten Sedimenten der Florianer Bucht („Florianer-Schichten“) erbrachte neben einer reichen Elasmobranchier-Fauna (HIDEN, 1995) auch eine Fülle meist stark disartikulierter Knochenfisch-Reste. Anhand von isolierten Einzelzähnen und Kieferknochen konnten folgende Teleostier-Taxa nachgewiesen werden: *Dentex* sp., *Diplodus jomnitanus* (VALENCIENNES 1844), *Diplodus* sp., *Pagrus cinctus* (AGASSIZ 1836), *Sparus* cf. *aurata* LINNAEUS 1758, *Asima jugleri* (MÜNSTER 1846), *Labrus* sp., *Sphyaena substriata* (MÜNSTER 1846), *Acanthurus haueri* (MAYER 1842), *Trichiurus miocaenicus* (DELFORTRIE 1876), *Tetraodon? scillae* (LAWLEY 1876), *Trigonodon oweni* SISMONDA 1849 und *Balistes* sp.. Diese, anhand von Zähnen nachgewiesene Knochenfisch-Fauna ist in ihrer Zusammensetzung nicht als repräsentativ zu werten, da es bei den Teleostiern nur bei einigen Ernährungsspezialisten mit entsprechend auffälligen Zahnformen möglich ist eine nähere Bestimmung vorzunehmen. So herrschen in der hier nachgewiesenen Fauna durophage Formen (Brassen, Lippfische etc.) gegenüber Fischen mit weniger differenzierter Bezahnung vor.

	Biogeographie				Klimaregion				Salinität		Bathymetrie		Lebensweise		
	kosmopolitisch	atlantisch-mediterran	indopazifisch		tropisch	subtropisch	warmgemäßigt	kaltgemäßigt	euryhalin/brackisch	marin-stenohalin	litoral/neritisch	epi-/mesopelagisch	bathypelagisch	bentho-nektonisch	nektonisch
<i>Epinephelus</i>	♦				♦	♦			♦	♦					♦
<i>Dentex</i>	♦				♦	♦	♦			♦				♦	♦
<i>Diplodus</i>		♦			♦	♦			♦	♦				♦	♦
<i>Pagrus</i>		♦			♦	♦			♦	♦				♦	♦
<i>Sparus</i>	♦				♦	♦	♦		♦	♦				♦	♦
<i>Asima</i>	♦				♦	♦				♦				♦	♦
<i>Labrus</i>		♦			♦	♦	♦			♦					♦
<i>Sphyaena</i>	♦				♦	♦	♦		♦	♦		♦			♦
<i>Acanthurus</i>	♦				♦					♦		♦		♦	♦
<i>Trichiurus</i>	♦				♦	♦	♦		♦	♦		♦		♦	♦
<i>Tetraodon?</i>			♦		♦	♦			♦	♦		♦		♦	♦
<i>Trigonodon</i>	♦				♦	♦				♦		♦		♦	♦
<i>Balistes</i>	♦				♦	♦				♦		♦		♦	♦

Tabelle 1: Klimatische und zoogeographische Verteilung sowie Lebensweise der im Badenium des Steirischen Neogenbeckens nachgewiesenen Teleostier-Gattungen

Die nachgewiesene Teleostier-Fauna weist auf eine Temperaturverteilung von subtropisch bis tropischem Charakter hin, wobei das Auftreten des Doktorfisches *Acanthurus* besondere Signifikanz hat (Tab. 1). Es überwiegen litoral/neritische Formen. Zusätzlich treten *Sphyræna* und *Trichiurus* als Bewohner des offenen Meeres auf. In den Leithakalk-Arealen der weissenegg-Formation dominieren durophage Formen, wobei hier mit *Balistes*, *Tetraodon* und *Acanthurus* auch typische „Riffbewohner“ vorkommen.

#### Literatur:

- HIDEN, H. R. (1995): Elasmobranchier (Pisces, Chondrichthyes) aus dem Badenium (Mittleres Miozän) des Steirischen Beckens (Österreich).-Mitt. Abt. Geol. Paläont. Landesmus. Joanneum, **52/52**, 41-109, 10 Taf., Graz.
- SCHULTZ, O. (2001): Ein Zackenbarsch (*Epinephelus*, Serranidae, Pisces) aus dem Mittelmiozän von Retznei, Steiermark.-Joanea, Geologie und Paläontologie, **2**, 5-56, 6 Taf., Graz.
- AGASSIZ, L. (1836): Recherches sur les Poissons fossiles.-Tome II/1.-XII + 310 S., Tome II/2.+ 338 S., 149 Taf., Neuchatel.

## **Säugetiere und Basalte - zwei Säulen der Stratigraphie und Korrelation in Zentralasien**

Gudrun DAXNER-HÖCK

Naturhistorisches Museum Wien, Geologisch-Paläontologische Abteilung, Burgring 7, A-1014 Wien

Von 1995-1997 wurde im „Tal der Gobiseen“ in der Zentral-Mongolei ein FWF-Projekt durchgeführt, das in erster Linie stratigraphische Ziele im Oligozän und Miozän der Mongolei verfolgte und die überregionale Korrelation anstrebte. Dafür wurden 2 wesentliche Voraussetzungen genutzt:

- a) fossilreiche Sedimente und
- b) Basaltvorkommen, die radiometrische Datierungen ermöglichten.

In drei Geländesaisonen wurden eine geologische Karte erstellt und 80 fossilführende Sedimentlagen in 30 Profilen untersucht, die z. T. einen oder mehrere Basalte unter- oder überlagern. Die  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  Daten der Basalte gruppieren sich um drei Alter: 31.5, 27-28 und 13 Millionen Jahre. Gut unterscheidbare Nagetier – „assemblages“ erlaubten eine Gliederung in sieben vorläufige Biozonen (A, B, C, C1, D, D1, E), die entsprechend ihrer Lagebeziehung zu den Basalten, auch ein maximales oder minimales Alter repräsentieren. Inzwischen wurden fast alle Fossilgruppen (Schnecken, Reptilien, Wiederkäuer, Raubtiere, Nashörner, Rüsseltiere, Hasenartige, Nager, Fledermäuse und Insektenfresser) von einem international besetzten Spezialistenteam studiert und z. T. publiziert. Diese neuen Ergebnisse sind Grundlage für die Formalisierung der Biozonen, für eine stratigraphische Zusammenschau und für eine Korrelation mit Kasachstan, China und Europa. Die Gesteinsanalysen wurden an der Universität Salzburg durchgeführt, die Sedimentanalysen und die Datierung der Basalte erfolgten an der Universität Wien.

## **Vorstellung des FWF-Projektes P 15724: „Wirbeltiere des Ober-Miozäns von Österreich“**

Gudrun DAXNER-HÖCK

Naturhistorisches Museum Wien, Geologisch-Paläontologische Abteilung, Burgring 7, A-1014 Wien

Das im Juni 2002 genehmigte FWF-Projekt versteht sich als Beitrag zum FWF-Projektbündel „Changes in Eastern Alpine Miocene Ecosystems and their Geodynamic Control“ und als Beitrag zum internationalen Projekt EEDEN „Environments and Ecosystem Dynamics of the Eurasian Neogene“.

Vorrangig werden Wirbeltiere studiert, nämlich Süßwasserfische, Lurche, Kriechtiere, Kleinsäugetiere und Wiederkäuer aus dem Zeitraum von 12 - 8 Ma. Die Funde stammen aus mindestens 15 Lokalitäten des Molasse-, Wiener-, Pannonischen- und Steirischen Beckens. Sie repräsentieren verschiedene Ökosysteme und / oder verschiedene Zeitebenen. Zum Teil wird auf Faunen zurückgegriffen, die bereits aufgesammelt aber noch nicht eingehend studiert wurden. Zum anderen Teil stehen intensive Geländearbeiten im Wiener Becken am Programm.

Die wichtigste Projektziele sind:

- Rekonstruktion von Klima und Entwicklung aquatischer und terrestrischer Lebensräume im Ober-Miozän der Ostalpen. Vergleich zwischen West-Südwesteuropa, Mitteleuropa und Osteuropa.
- Korrelation von Biostratigraphie und Magnetostratigraphie (GPTS) im Ober-Miozän der kontinentalen Ablagerungsräume Europas.
- Erstellung einer EDV-Datenbank. Sie umfaßt Wirbeltierlokalitäten und Taxa aus dem Miozän Österreichs. Die WT-Fossilien werden in einer Bilddatenbank erfaßt.
- Gestaltung eines „Atlas der Kleinvertebrata aus dem Miozän von Österreich“ und eines „Exkursionsführers zu den neuen Wirbeltier-Fundstellen des Miozäns von Österreich“.

In die Durchführung des Projektes sind 2 Doktoranden, ein technischer Assistent und mehrere ausländische Forscher eingebunden. Projektdauer: Juli 2002-Juni 2005.

## **Floristische (Pollen, Früchte) und sedimentologische Fazies-Änderungen am Rande des Pannonischen Sees im Obermiozän (Steirisches Becken)**

Christa-Charlotte HOFMANN<sup>1</sup>, Barbara MELLER<sup>1</sup> & Susanne GIER<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Institut für Paläontologie, Universität Wien, Geozentrum, Althanstr. 14; A-1090 Wien

<sup>2</sup> Institut für Petrologie, Universität Wien, Geozentrum, Althanstr. A-14; 1090 Wien

Aus der Tongrube Mataschen (Leca-GmbH) bei Fehring im südöstlichen Teil des Steirischen Beckens wurde ein 28 m langer Profilabschnitt untersucht. Anhand der Sedimentologie, Palynologie, organischen Fazies, Paläokarpologie und Ton-Mineralogie läßt sich die Vegetation im Obermiozän (Pannonium D/E nach DRAXLER et al. 1994) am Rande

der Paratethys im Bereich des steirischen Beckens rekonstruieren und die Fazies-Veränderungen während des betreffenden Sedimentationszeitraumes ermitteln.

Die tonigen Schichten des untersten Profilabschnittes repräsentieren überwiegend Sedimente klastischer Sümpfe (*Glyptostrobus*-Stubben, Mollusken- und Knochen-Akkumulationen, *Trapa*-Früchte). Die darauffolgende Serie aus brackischen (Dinoflagellaten in den unteren 10 m) und lakustrinen feinkörnigen Klastika enthält gelegentlich fein- bis mittelkörnige turbidit-ähnliche Einschaltungen und wird durch distale Delta-Sedimente abgeschlossen.

Die Zusammensetzung der Sedimente belegt eine Änderung des Liefergebietes während des Sedimentationszeitraumes. Kalzit, Gips und Dolomit kennzeichnen die basalen Schichten, Feldspat und Tonminerale den oberen Teil.

Die lithologischen Veränderungen korrelieren gut mit den Ergebnissen aus der Untersuchung der organischen Fazies. Ebenso belegt die Zusammensetzung der Mikroflora Habitat-Veränderungen von einem krautigen Sumpf (z.B. Poaceae, Cyperaceae, *Calystegia*, *Sparganium*, Caryophyllaceae) und Sumpfwald an der Basis zu mehr flussbegleitenden Wäldern im obersten Teil des Profils (z.B. Abnahme von *Glyptostrobus*, *Myrica*, Poaceae; Zunahme von *Alnus*). Die turbidit-ähnlichen Grobklastika transportierten auch Samen und Früchte aus den flussbegleitenden Wäldern (z.B. *Actinidia*, *Sinomenium*) in den See hinein. Schwimmpflanzen als auch Pflanzen der Uferbereiche (z.B. *Trapa*, *Stratiotes*, *Nymphaea*, cf. *Eoeryale*, *Cladium*, *Potamogeton*) sind im Diasporen-Spektrum im gesamten Profilabschnitt vertreten.

Trotz der insgesamt sehr schlechten Erhaltung der Pollen und Sporen als auch der Samen und Früchte enthält das Pollen-Spektrum 91 Taxa, das Diasporen-Spektrum rund 60 Taxa. Nur 15 Gattungen sind in beiden vertreten. Von den 60 Diasporen-Taxa repräsentieren mehr als ein Drittel aquatische Elemente, aus dem Pollen-Spektrum jedoch nur 6 Taxa.

Die paläobotanischen Untersuchungen werden derzeit im Rahmen der FWF-Projekte P-13742 und P-13739 noch weitergeführt.

#### Literatur:

- DRAXLER, I., SOLTI, G., LOBITZER, H. & CICHOCKI, O. 1994. Erster Nachweis von „Alginit“ (sensu JÁMBOR & SOLTI, 1975) im Südoststeirischen Tertiärbecken (Österreich).-Jubiläumsschrift 20 Jahre Geol. Zusammenarbeit Österreich-Ungarn, 2: 19-54; Wien.

## Fossilien der Stadt Graz

Bernhard HUBMANN<sup>1</sup> & Fritz MESSNER<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Institut für Geologie und Paläontologie, Karl-Franzens-Universität Graz, Heinrichstraße 26, A-8010 Graz

<sup>2</sup> Auenbruggergasse 8, A-8073 Feldkirchen bei Graz

Ab der zweiten Hälfte des 19. Jahrhunderts erlebte Graz einen rasanten Bevölkerungszuwachs dem eine Vergrößerung des Stadtgebietes und damit verbunden eine rege Bautätigkeit folgte.

Aus dieser Zeit stammen Bauten, deren Bausteine in der näheren Umgebung von Graz gebrochen wurden. Die Gesteine wurden insbesondere für Sockelverkleidungen, Ecksteine, sowie Tor- und Fensterleibungen verwendet.

Vor allem im innerstädtischen Bereich finden sich an zahlreichen Gebäuden die als „klassische Touristenattraktionen“ gelten, Bausteine die reichhaltig Fossilien führen. Zumeist handelt es sich um mitteldevonische „Riffkalke“ des Grazer Paläozoikums, die am Plabutsch bzw. den südlich angrenzenden Kogeln in zahlreichen Steinbrüchen gewonnen wurden. Diese

Gesteine waren unter dem Namen „Gaisberger Marmor“ ein beliebtes Baumaterial, das vor allem zwischen 1800 und der Zeit des Ersten Weltkrieges verwendet wurde. Die geringgradig (anchizonal) metamorphen Gesteine sind bautechnisch nicht gerade optimal, da sie auf Grund ihres schwankenden Tonanteiles, des feinverteilten Pyrites und hohen Anteils an organischen Substanzen sowie ihrer Klüftigkeit wegen leicht verwittern und flächenhaft abbrechen können. Allerdings sind sie durch ihre dunkelgraue bis nahezu schwarze Färbung und den weißlichen Fossilien von „lebendiger“ Ästhetik.

Der zweite, dominant vertretene Baustein ist der „Leithakalk“, der aus den unterirdischen Brüchen von Aflenz (NW Retznei bei Ehrenhausen) stammt. Fast ausschließlich wurde eine steirische Varietät verwendet, die als „Aflenzer Stein“ in der steinverarbeitenden Industrie bekannt ist. Dieses Gesteinsvorkommen war bereits den Römern bekannt und wurde nachweislich seit der Zeit Kaiser Vespasians auf Grund der hervorragenden Eignung als Baustein (unterirdisch) abgebaut. Die Gesteine weisen sich als Foraminiferen-Rhodoiden-Schuttkalke aus. Diverse Mollusken sind zumeist nur als „Abdrücke“ in den unteren Fassadenanteilen erkennbar, da sie einer selektiven Lösung des aragonitischen Karbonates zum Opfer fielen.

Die Fassadengesteine stellen zum einen großflächige Anschnitte dar, zum anderen wird die Fossilführung durch die weit über hundertjährige Verwitterung akzentuiert. Dadurch werden sie zu erstklassigen Aufschlüssen, an denen Fossilien leicht erkannt und instruktiv erklärt werden können.

Die glückliche Fügung, dass diese Gesteine an historischen Bauten zu finden sind, erleichtert die Möglichkeit, paläontologische Objekte einem „breiteren Publikum“ „zugänglich“ zu machen.

In einem Pilotversuch wurden während der Science Week 2001 dem „Grazer Normalbürger“ unter dem Titel *400 Millionen Jahre Leben in Grazer Bausteinen*, sowie während der Science Week 2002 mit Postern und Stadtführungen („*Üppiges Leben in Grazer Bausteinen*“) die Phänomene Fossilien, Evolution, vergangene Ablagerungsräume und Ökosysteme, Fazies, Stratigraphie, etc. nähergebracht. Die ausnahmslos positiven Reflexionen der Passanten veranlassten uns an das Projekt heranzugehen, einen Fossilführer für (bzw. durch) die Grazer Stadt zu erstellen.

## Neue Korallenfundpunkte im Unter- und Mitteldevon von Graz

Bernhard HUBMANN<sup>1</sup> & Fritz MESSNER<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Institut für Geologie und Paläontologie, Karl-Franzens-Universität Graz, Heinrichstraße 26, A-8010 Graz

<sup>2</sup> Auenbruggergasse 8, A-8073 Feldkirchen bei Graz

Die „klassischen“ korallenführenden Fossilfundpunkte im Grazer Devon sind in den Arbeiten von HERITSCH 1915-1943 aufgeführt. Sie geben relativ genaue Lokationsangaben und taxative Auflistungen des Fossilbestandes. In diesen Zusammenstellungen, wie auch in folgenden Publikationen nicht berücksichtigt wurden zwei Fundstellen, die derzeit Korallen und Stromatoporen in wechselhaft guter Erhaltung liefern. Beide Fundstellen liegen in der Rannach-Decke des Grazer Paläozoikums ca. 10 km nördlich von Graz.

(a) Fundstelle „Weiße Wand“ (015° 23' 26" E, 47° 10' 36" N)

Erreichbar über die Bundesstraße Graz-Bruck, Abzweigung bei Friesach in den Rötschgraben bis Reitstall „Gastbauer“; von hier ca. 25 min. Fußmarsch entlang des Forstweges, der durch



## Literatur:

- HERITSCH, F. (1915): Untersuchungen zur Geologie des Paläozoikums von Graz 1. Teil. Die Fauna und Stratigraphie der Schichten mit *Heliolites Barrandei*.- Denkschr. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., **92**, 551-614, 1 Abb., 1 Taf., Wien.
- HERITSCH, F. (1917): Untersuchungen zur Geologie des Paläozoikums von Graz. 2. Teil. Die geologische Stellung der Schichten mit *Heliolites Barrandei* in der Umgebung von Graz (mit Ausschluß des Hochlantschgebietes).- Denkschr. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., **94**, 53-112, 6 Abb., 1 Karte, Wien.
- HERITSCH, F. (1943): Die Stratigraphie der geologischen Formationen der Ostalpen. Das Paläozoikum.- 681 S., 14 Abb., Berlin (Borntraeger).

## Die Polyplacophoren des Badenum (Mittel-Miozän) von Gainfarn, Niederösterreich

Andreas KROH

Institut für Geologie und Paläontologie, Karl-Franzens-Universität Graz, Heinrichstraße 26, A-8010 Graz

Das Badenum von Gainfarn ist berühmt für seine extrem reiche und gut erhaltene Molluskenfauna mit über 350 verschiedene Arten (HÖRNES, 1856, 1870; KARRER, 1877; HOERNES & AUINGER, 1879-1882; SIEBER, 1936, 1937a, b, 1958). Trotz der über 150-jährigen intensiven Forschungstätigkeit an dieser Lokalität, wurde bislang nur eine einzige Polyplacophorenart von dieser Lokalität beschrieben: *Chiton* sp. (KARRER, 1877). In der Monographie von ŠULC (1934), in der sämtliche damals bekannten Polyplacophorenarten und -vorkommen des Wiener Beckens und angrenzender Sedimentationsräume berücksichtigt wurden, ist diese Lokalität gar nicht erwähnt.

In den, im Zuge von Grabungstätigkeiten im Rahmen eines FWF-Forschungsprojekts (P-14366-Bio) an dieser Lokalität zum Studium der Echinidenfauna genommenen Mikroproben, konnte jedoch eine reiche Polyplacophorenfauna festgestellt werden. Die Proben stammen aus der sandig-kiesigen Matrix einer distinkten Schotterlage innerhalb der „Gainfarn Sande“, in der Mollusken, Echinodermen, Bryozoen, Korallen und Fischzähne stark angereichert sind. Diese Anreicherung ist wahrscheinlich auf sogenanntes „winnowing“ – der Auswaschung von Feinsediment – zurückzuführen (pers. Mitt. R. Roetzl, August 2000). Mit Hilfe zweier lokaler Privatsammler (G. Wanzenböck, Gainfarn und J. Neitz, Lindabrunn) konnte etwa 1 m<sup>3</sup> Probenmaterial geschlämmt und ausgesucht werden. Insgesamt konnten 7 Polyplacophorenarten nachgewiesen werden: *Lepidopleurus cajetanus* (POLI, 1791), *Ischnochiton rissoi* (PAYRADEAU, 1826), *Chiton corallinus* (RISSO, 1826), *Chiton olivaceous* (SPENGLER, 1797), *Acanthochitona faluniensis* (ROCHEBRUNE, 1883), *Craspedochiton deslongchampsii* (ROCHEBRUNE, 1883) und *Cryptoplax weinlandi* ŠULC, 1934. Bemerkenswert ist das Auftreten von *C. deslongchampsii*, einer Art die bisher nur aus dem Pliozän von Norditalien bekannt war und hiermit erstmals für die Zentrale Paratethys nachgewiesen werden konnte. Gleichzeitig stellt dieses Lokalität das älteste Vorkommen dieser Art dar.

Aufgrund von aktualistischen Vergleichen mit lebenden Vertretern der nachgewiesenen Arten oder nahe verwandter Arten kann lassen sich folgende paläoökologische Aussagen treffen: die vorgefundene Vergesellschaftung ist charakteristisch für küstennahe Sand und Schotterböden des flachen Subtidal in einer Wassertiefe zwischen 0 und 20 m; das häufige Vorkommen von *C. weinlandi* ist ein deutlicher Hinweis auf das Vorhandensein von Phytal; Molluskenschalen und Gerölle dienten als Hartsubstrat und Versteck. Aufgrund der Zusammensetzung der Fauna läßt sich ein warm-temperates bis tropisches Paläoklima

interpretieren, wahrscheinlich etwas „wärmer“ als das heutige Mittelmeer, was aus dem häufigen Vorkommen von *Craspedochiton* und *Cryptoplax* geschlossen werden kann. *L. cajetanus*, *I. rissoi*, *C. corallinus* und *C. olivaceous*, hingegen, leben auch heute noch im temperaten Mittelmeer.

#### Literatur:

- HÖRNES, M. (1856): Die fossilen Mollusken des Tertiär-Beckens von Wien, I, Univalven.- Abh. kaiserl.-königl. Geol. R.-A. 3, 1-736 – Wien.
- HÖRNES, M. (1870): Die fossilen Mollusken des Tertiär-Beckens von Wien, II, Bivalven.- Abh. kaiserl.-königl. Geol. R.-A. 4, 1-479 – Wien.
- HOERNES, R. & AUINGER, M. (1879-82): Die Gastropoden der Meeres-Ablagerungen der ersten und zweiten Mediterranstufe in der österreichisch-ungarischen Monarchie. - Abh. kaiserl.-königl. Geol. R.-A. 12: 1-382 – Wien.
- KARRER, F. (1877): Geologie der Kaiser Franz Josefs Hochquell-Wasserleitung.- Abh. Geol. kaiserl.-königl. R.-A., 9, 1-420 – Wien.
- SIEBER, R. (1936): Die Cancellariidae des niederösterreichischen Miozäns. – Arch. Molluskenkd. 68: 65-115 – Frankfurt.
- SIEBER, R. (1937a): Die miozänen Potamididae, Cerithiidae, Ceritopsidae und Triphoridae Niederösterreichs. – Fol. zool. hydrobiol., 2/II: 427-520 – Riga.
- SIEBER, R. (1937b): Die Fasciolaridae des niederösterreichischen Miozäns. – Arch. Molluskenkd. 69: 427-520 – Riga.
- SIEBER, R. (1956): Die mittelmiozänen Carditidae und Cardiidae des Wiener Beckens. – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl. 93: 37-42 – Wien.
- ŠULC, J. (1934): Studien über die fossilen Chitonen. I - Die fossilen Chitonen im Neogen des Wiener Beckens und angrenzenden Gebieten. – Ann. Naturhist. Mus. Wien 47: 1-31 – Wien.

## Die Echinodermen des Badenium (Mittel-Miozän) von Gainfarn, Niederösterreich

Andreas KROH<sup>1</sup>

<sup>1</sup> Institut für Geologie und Paläontologie, Karl-Franzens-Universität Graz, Heinrichstraße 26, A-8010 Graz

Aus dem Badenium von Gainfarn, Niederösterreich kann erstmals eine Echinodermenfauna nachgewiesen werden. Diese Lokalität, die berühmt für ihre extrem reiche und gut erhaltene Molluskenfauna mit über 350 verschiedene Arten (HÖRNES, 1856, 1870; KARRER, 1877; HOERNES & AUINGER, 1879-1882; SIEBER, 1936, 1937a, b, 1956) ist, hatte bislang noch keine Echinodermenreste, außer vereinzelt Spatangidenstachel in mikropaläontologischen Proben, geliefert. Im Rahmen des FWF-Forschungsprojekts P-14366-Bio wurden an dieser Lokalität Kurzprofile ergraben und Mikroproben zum Studium der Echinidenfauna aus den verschiedenen angetroffene Schichten genommen. In drei Schichten wurden Echinodermen angetroffen: 1) pelitische Grobsande bis Feinkiese mit *Clypeaster* gr. *altus* (LAMARCK) und *C. scillae* DES MOULINS; 2) tonige Silte mit *Brissopsis ottmangensis* HOERNES und *Schizaster* sp.; und 3) Geröllhorizont mit sandiger Matrix in der eine reiche Echinodermenfauna in Form von disartikulierten Skelettelementen erhalten ist. Diese drei Vorkommen entsprechen drei unterschiedlichen Habitaten und lassen sich sehr gut mit analogen rezenten Lebensräumen vergleichen. In der Gattung *Clypeaster* ist die Großmorphologie der Corona gut mit der Lebensweise (grabend/epifaunal) und dem Substrat korreliert (KIER & GRANT, 1965; PODDUBIUK & ROSE, 1985). Den hier nachgewiesenen fossilen Formen ähnliche rezente Vertreter dieser Gattung leben in groben Sandböden, die oft reich an Biogene sind. *Clypeaster* mit flacher Basis und relativ dünnem Rand, wie der hier

nachgewiesene *C. gr. altus*, leben teilweise im Sediment eingegraben, wohingegen Morphotypen mit stark verdickten Rand und konkaver Basis epifaunal leben. Rezente *Clypeaster* ernähren sich von abgestorbenen Seegräsern, Grünalgen der Gattung *Halimeda* und Sedimentpartikeln mit hohem organischen Gehalt; viele rezente Arten leben auf Sandböden im Randbereich von und zwischen Seegraswiesen. Es kann daher für das erste Vorkommen ein grobsandiges Habitat mit Seegrasbeständen in geringer Wassertiefe, ähnlich analogen Habitaten in der Karibik oder dem Roten Meer angenommen werden.

*B. ottmangensis* und *Schizaster* sp. sind beides grabende Arten, die auf das Leben in feinen Sedimenten spezialisiert sind. In paläoökologischen Analysen werden diese und verwandte Arten meist als charakteristisch für größere Wassertiefen angesehen. Das Vorkommen dieser Tiere wird aber weniger oder kaum durch die Wassertiefe, als vielmehr durch die Sedimentkorngröße und das Nahrungsangebot kontrolliert, die wiederum durch Faktoren wie Wasserenergie, Sedimenteintrag usw. gesteuert werden. Zwar sind pelittische Sedimente oft charakteristisch für größere Wassertiefen, können aber auch in wenigen Metern vorhanden sein, und mit ihnen die genannten Echiniden. Die regional-geologische Situation und der Fossilinhalt dieser Schicht lassen größere Wassertiefen unwahrscheinlich erscheinen, vielmehr handelt es sich vermutlich um einen Stillwasserbereich mit vermehrtem Sedimenteintrag (möglicherweise aus dem ganz in der Nähe befindlichen Delta, das durch das gleichaltrige Lindabrunner Konglomerat belegt ist) in geringer Wassertiefe, ähnlich analogen Habitaten in der Adria.

Im Gegensatz zu den zwei vorhergegangenen Vorkommen ist die Fauna der dritten Schicht wesentlich diverser. Obwohl vorwiegend disartikulierte Skelettelemente in den Proben gefunden wurden, kann eine Vielzahl von Taxa nachgewiesen werden: epifaunale, reguläre Echiniden (*Tripneustes* cf. *ventricosus*, *Eucidaris zeamays*, *Psammechinus* sp., *Schizechinus* sp., *Genocidaris catenata*, Diadematidae indet., Cidaridae indet.), infaunale Herzseeigel (*Spatangoida* indet.), Zwergseeigel (*Echinocyamus* sp.), „sea-biscuits“ (*Clypeaster* sp.), „sand-dollars“ (*Parascutella* sp.), Lampenseeigel (*Echinolampas* sp.), Kammseesterne (*Astropecten* sp.), Sandseesterne (*Luidia* sp.) und Kissenseesterne (Goniasteridae indet.). Die Proben stammen aus der sandig-kiesigen Matrix einer distinkten Schotterlage innerhalb der „Gainfarner Sande“, in der Mollusken, Echinodermen, Bryozoen, Korallen und Fischzähne stark angereichert sind. Diese Anreicherung ist wahrscheinlich auf sogenanntes „winnowing“ – der Auswaschung von Feinsediment – zurückzuführen (pers. Mitt. R. Roetzel, August 2000). Dadurch kam es höchstwahrscheinlich auch zu einem gewissen „time-averaging“ der Fauna und möglicherweise kleinräumigen Transport, was auch die hohe Diversität erklärt kann. Die nachgewiesenen Taxa lassen sich nicht alle einem einzigen Habitat zuordnen, vielmehr dürfte es sich um viel kleinräumige Habitate (Schotterböden, Sandböden, Seegraswiesen, primäre und sekundäre Hartgründe, ...) handeln, die in Raum und Zeit „gewandert“ sind (in Bezug zur beprobten Stelle). Ähnliche kleinräumigen stark differenzierten Lebensräume, die von verwandten Arten der fossilen Formen besiedelt wurden, finden sich heute in der Karibik.

#### Literatur:

- HÖRNES, M. (1856): Die fossilen Mollusken des Tertiär-Beckens von Wien, I, Univalven.- Abh. kaiserl.-königl. Geol. R.-A. **3**, 1-736 – Wien.
- HÖRNES, M. (1870): Die fossilen Mollusken des Tertiär-Beckens von Wien, II, Bivalven.- Abh. kaiserl.-königl. Geol. R.-A. **4**, 1-479. – Wien.
- HOERNES, R. & AUINGER, M. (1879-82): Die Gastropoden der Meeres-Ablagerungen der ersten und zweiten Mediterranstufe in der österreichisch-ungarischen Monarchie. - Abh. kaiserl.-königl. Geol. R.-A. **12**: 1-382 – Wien.
- KARRER, F. (1877): Geologie der Kaiser Franz Josefs Hochquell-Wasserleitung.- Abh. Geol. kaiserl.-königl. R.-A., **9**, 1-420 – Wien.

- KIER, P.M. & GRANT, R.E. (1965). Echinoid distribution and habits, Key Largo Coral Reef Preserve, Florida. *Smiths. Misc. Collns.* 149: 1-68 – Washington, D.C.
- PODDUBIUK, R.H. & ROSE, E.P.F. (1985): Eostratigraphic Significance of morphological variation in the Echinoid *Clypeaster*. – Abstracts - 7<sup>th</sup> Congress of Regional Committee on Mediterranean Neogen Stratigraphy, 15-22 Sept. 1985, Hungarian Geological Survey : 463-465. – Budapest.
- SIEBER, R. (1936): Die Cancellariidae des niederösterreichischen Miozäns. – *Arch. Molluskenkd.* 68: 65-115 – Frankfurt.
- SIEBER, R. (1937a): Die miozänen Potamididae, Cerithiidae, Ceritopsidae und Triphoridae Niederösterreichs. – *Fol. zool. hydrobiol.*, 2/II: 427-520 – Riga.
- SIEBER, R. (1937b): Die Fasciolaridae des niederösterreichischen Miozäns. – *Arch. Molluskenkd.* 69: 427-520 – Riga.
- SIEBER, R. (1956): Die mittelmiozänen Carditidae und Cardiidae des Wiener Beckens. – *Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl.* 93: 37-42 – Wien.

## Stabile Isotopensignaturen von miozänen Gastropodenschalen

Christine LATAL<sup>1</sup>, Werner E. PILLER<sup>1</sup> & Matthias HARZHAUSER<sup>2</sup>

<sup>1</sup> Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Graz, Heinrichstraße 26, A-8010 Graz

<sup>2</sup> Geologische-Paläontologische Abteilung, Naturhistorisches Museum, Burgring 7, A-1014 Wien

Seit den frühen Arbeiten von UREY (1947), MCCREA (1950) und EPSTEIN et al. (1953) entwickelte sich die Untersuchung von stabilen Isotopen an karbonatischen Schalen von Organismen zu der am häufigsten angewandten geochemischen Methode in der Paläoökologie. Über die Sauerstoff- und Kohlenstoffisotopenzusammensetzung der Karbonate lassen sich Paläoumweltbedingungen rekonstruieren. Die Sauerstoffisotopenzusammensetzung dient zur Abschätzung von Paläowassertemperaturen. Faktoren wie die Isotopenzusammensetzung der Paläoozeane, Salinität, metabolische Effekte während der Karbonatfällung und diagenetische Veränderungen beeinflussen ebenso wie die Temperatur die Sauerstoffisotopenzusammensetzung und erschweren somit die Interpretation der Isotopendaten. Kohlenstoffisotopendaten werden zur Erfassung von Salinität und Produktivität von organischem Material herangezogen.

Das Miozän Österreichs ist gekennzeichnet durch große Veränderungen in den Fossilgemeinschaften. Als Hauptursache für diese Veränderungen werden Änderungen in Umweltparametern wie Temperatur, Salinität, Wasserchemismus etc. angesehen, die über die Isotopenzusammensetzung von biogen gefällten Karbonaten abgeschätzt werden können.

Gastropoden eignen sich hervorragend für die Methode der stabilen Isotopenuntersuchungen. Sie fällen ihre Schalen im isotopischen Gleichgewicht mit ihrer Umwelt. Die Erhaltungsfähigkeit von Gastropodenschalen ist zwar aufgrund des Materials, nämlich metastabilem Aragonit, stark eingeschränkt, aber diagenetische Überprägungen können anhand der Schalenzusammensetzung sehr leicht erfaßt werden. Untersuchungen der Schalen auf ihre diagenetischen Veränderungen erfolgen vor den Isotopenmessungen mit dem Rasterelektronenmikroskop und dem Röntgendiffraktometer. Die Isotopensignale werden als primär interpretiert, wenn eine aragonitische Schalenerhaltung und intakte Aragonitkristalle nachgewiesen werden können.

Schalen der Gastropodengattungen *Granulolabium*, *Ocenebra* und *Turritella* aus verschiedenen Lokalitäten und Zeitschnitten wurden für die Isotopenanalysen verwendet. Aus jedem Gehäuse wurden mehrere Proben gebohrt, um die interne Streuung zu erfassen.

Vergleiche zwischen den einzelnen Gattungen sind schwierig, da *Ocenebra* und *Granulolabium* eher im litoral vorkommen, während *Turritella* eine sublitorale Form ist. In den Isotopendaten spiegeln sich die verschiedenen Environments in den verschiedenen

Zeitschnitten wider. Die Zeitschnitte können nur innerhalb einer Gattung mit gleichbleibendem Environment verglichen werden.

Die Untersuchungen wurden im Rahmen des FWF-Cluster „Changes in Eastern Alpine Miocene Ecosystems and their Geodynamic Control“ als Zusammenarbeit der Projekte “Stable isotopes and changing Miocene palaeoenvironments in the East Alpine region” und “Evolution versus migration: Changes in Austrian Miocene molluscan paleocommunities” durchgeführt.

Literatur:

EPSTEIN, S., BUCHSBAUM, R., LOWENSTAMM, H.A. & UREY, H.C., (1953): Revised carbonate-water isotopic temperature scale. – Bull. Geol. Soc. Am., 64, 1315-1326.

MCCREA, J.M., (1950): On the isotopic chemistry of carbonates and a paleotemperature scale. – J. Chem. Phys., 18, 849-857.

UREY, H.C., (1947): The thermodynamic properties of isotopic substances. – J. Chem. Soc., 1947, 562-581.

## Foraminifera from the late Permian of Shahreza (Central Iran)

Parvin MOHTAT-AGHAÏ

Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Innsbruck, Innrain 52, A-6020 Innsbruck

The mass extinction at the end of the Paleozoic era about 251 million years ago, constituted the major biotic crisis “(The mother of mass extinctions)” in the history of life. According to SEPKOSKI (1989, 1990), 83 % of the marine genera disappeared at the P/T boundary. There are several hypotheses regarding the Permian extinction. The main ones include volcanic eruptions, a significant sea level drop, global cooling, possible bolide impact, and various other effects. It is widely proposed that several factors contributed to the overall devastation.

There is an almost continuous and complete sedimentary marine sequence through the Permian-Triassic boundary in Iran. It is one of the best sections in the world, which extends over a distance of more than 1400 km from the Julfa area in the northwest to the Hambast Range in central Iran. The Iranian sections are very well suited for the study of the P/T-Extinction event because they are the only pelagic sections in the world without an anoxia event at the P/T boundary.

As part of a wider investigation the micropaleontological components of the Uppermost Permian, P/T boundary and Lower Triassic deposits at Shahreza were analysed. The Permian-Triassic section of Shahreza is located in south-central Iran, about 70 km south of Isfahan along the main road from Isfahan to Shiraz.

The Permo-Triassic sequence of the Shahreza region displays remarkable similarities both in lithology and faunal composition to that of the Julfa area in the NW and Abadeh in the Hambast Range in Central Iran. Apparently they belong to a single NW trending basin, the Julfian-Abadehian basin, and were probably separated from other basins. TARAZ et al. (1981) divided the Permian in the Abadeh region into seven lithological units (1-7). Units 5-7 (Abadeh-Hambast formation) are the subject of the present investigations. The lower part of the Upper Permian deposits consists of dark-grey to grey dolomitic shallow marine limestone (Abadehian/Dzhulfian) and contains mainly small foraminifera, ostracods, brachiopods, crinoids, gastropods, corals, bryozoans (*Fenestella*) and algae (*Permocalculus*). A major sea-level rise prior to the P/T boundary is documented by a change in litho- and biofacies from a lagoonal to a basinal environment. The Upper Permian limestone passes gradually into 20 m of reddish, nodular, ammonoid-bearing (*Paratirolites*), deep-water limestone of Dorashamian

age. The Dorashamian limestones are very poor in foraminifera but contain abundant conodonts, ostracods, fish remains and ammonoids. The Lower Triassic (Units A-E) is also well exposed at the Shahreza section. It consists of yellow vermicular calcareous limestones and shales succeeded by a grey stromatolitic limestone with thrombolitic mounds.

Preliminary micropaleontological studies of the Shahreza sections reveal a new and distinct evolutionary trend in the late Permian deposits of Central Iran (Hambast Formation) as indicated by the preservation of the family of Biseriamminidae (*Dagmarita shahrezaensis* n. sp., Dzhulfian), a very important group for the biostratigraphy of this epoch (ALTINER 1997, 1999, ALTINER & ÖZKAN-ALTINER 2001). The new species differs from *Dagmarita chanakchiensis* by the small number of the chambers, the shape of the chambers and the absence of thornlike lateral expansions. *Dagmarita chanakchiensis* appears relatively early in the middle Permian (Early Murghabian/Wordian; VACHARD, 1980). *D. shahrezaensis* is late Dzhulfian in age. The present results show that the biostratigraphic pattern of foraminifera changed, due to the change in ecology and facies from a lagoonal to a basinal environment. A foraminiferal assemblage of high taxonomic diversity and frequency is recorded only during the Dzhulfian, but declined considerably around the end of Dzhulfian. The following biostratigraphically representative foraminifera for the late Dzhulfian are recorded in the Shahreza section:

*Lunacammina permica*, *Pachyphloia* sp.; *Palaeotextularia* sp., *Climacammina valvulinoides*, (frequent), *C. sphaerica*, *Deckerella* cf. *composita*; *Globivalvulina* sp., *Paraglobivalvulina mira*, *Dagmarita chanakchiensis*, *Dagmarita shahrezaensis* n. sp.; *Codonofusiella kwangsiana*, *C. schubertelloides* (frequent), *Nanlingella* sp.; *Nankinella orbicularis*; *Neohemigordius zaninettiae*; *Froncina permica*. Foraminifera appear to have two major crises in the late Permian, one, which wiped the larger fusulinids out, and one in the Late Dorashamian, which affected the small foraminifera. However small foraminifera disappeared in Shahreza gradually from the Dzhulfian to the Dorashamian and occurred only as a community of Lagenids and Permian Endothyrids (*Neonodothyra reicheli* and *Nodosaria* sp.) below the P/T boundary.

#### References:

- ALTINER, D. (1997): Origin, morphologic variation and evolution of Dagmaritin-type Biseriamminid stock in late Permian, pp. 1-4. In ROSS C.A., ROSS J.R.P. and BRECKLE P.L. (eds.), Late Paleozoic Foraminifera; their biostratigraphy, evolution, and paleoecology; and the Mid-Carboniferous boundary.- Cushman Foundation for Foraminiferal Research, Special Publication, 36, Cambridge, MA.
- ALTINER, D. (1999): *Sengoerina argandi*, n. gen., n. sp., and its position in the evolution of late Permian biseriamminid foraminifers.- *Micropaleontology*, 45 (2), 215-220.
- ALTINER, D. & ÖZKAN-ALTINER, S. (2001): *Charliella rossae* n. gen., n. sp., from the Tethyan realm: remarks on the evolution of late Permian biseriamminids. -*Journal of Foraminiferal Research*, 31 (4), 309-314.
- Iranian-Japanese Research Group (TARAZ et al.) (1981): The Permian and the Lower Triassic Systems in Abadeh region, Central Iran.- *Memoirs Faculty Sciences Kyoto University*, ser. geol. min., 47 (2), 60-132.
- SEPKOSKI, J.J. (1989): Periodicity in extinction and the problem of catastrophism in the history of life.- *J. Geol. Soc. London*, 146: 7-19.
- SEPKOSKI, J.J. (1990): The taxonomic structure of periodic extinction. In: Sharpton, V.L. & Ward, P.D. (eds.): *Global Catastrophes in Earth History*.- Geol. Soc. America, Special Paper, 247: 33-44.
- VACHARD, D. (1980): Téthys et Gondwana au Paléozoïque supérieur. Les données afghanes: biostratigraphie, micropaléontologie, paléogéographie.- *Documents et Travaux IGAL*, 2: 1-463, Paris.

## ***Prosansanosmilus* nov. spec. (Carnivora, Mammalia) und die Wanderung der Barbourofeliden von Afrika nach Europa**

Doris NAGEL<sup>1</sup>, Michael MORLO<sup>2</sup> & Stéphane PEIGNÉ<sup>3</sup>

<sup>1</sup> Institut für Paläontologie, Universität Wien, Geozentrum, Althanstr. 14; A-1090 Wien

<sup>2</sup> Forschungsinstitut Senckenberg, Abt. Messelforschung, Senckenberganlage 25, D-60325 Frankfurt

<sup>3</sup> Laboratoire de Paléontologie, Muséum National d'Histoire Naturelle, 8 rue Buffon, F-75005 Paris

In der berühmten MN5 Fundstelle Sandelzhausen (Bayern) wurden in den letzten 40 Jahren Forschungstätigkeit über 60 verschiedene Arten gefunden. (FAHLBUSCH et al., 1974, FAHLBUSCH & LIEBREICH, 1996). Jetzt ist sie mit *Prosansanosmilus* n.sp., aus der Gruppe der Barbourofeliden um eine Besonderheit reicher. *Prosansanosmilus* n.sp., unterscheidet sich von allen bisher bekannten Barbourofeliden durch seine Plesiomorphien. Diese neue Art ist aber stratigraphisch jünger, als der wesentlich apomorphe *P. peregrinus*, welcher aus MN4 aus Deutschland und Frankreich beschrieben wurde (HEIZMANN et al., 1980). *Prosansanosmilus* n.sp. zeigt, dass die Evolution und die Paläogeographie der frühen Barbourofeliden komplizierter ist, als bisher gedacht.

Die Gruppe der Barbourofeliden hat ihren Ursprung im Untermiozän von Afrika. *Prosansanosmilus peregrinus* und *Afrosmilus hispanicus* sind die ältesten bekannten europäischen Mitglieder dieser Familie. Sie erreichten Europa gemeinsam mit *Hyainailouros* und *Gomphotherium* im sogenannten Creodont-Event (VAN DER MADE, 1999). Wie die Untersuchungen zeigen, sind diese Taxa apomorpher als der jüngere *Prosansanosmilus* n.sp. aus MN5. Auch pliopithecid Primaten und *Sanitherium* sind ab MN5 in Europa vertreten und deshalb nehmen wir an, dass *Prosansanosmilus* n. sp. Teil des *Conohyus/Pliopithecus*-Events war (HÜNERMANN, 1999, KÖHLER et al. 1999).

Die Barbourofeliden wurden bisher den Nimraviden zugeordnet, aber die Zahnmorphologie dieser neuen Art sowie neue Untersuchungen der Schädelmorphologie von *Barbourofelis* legen nahe, dass die "Barbourofeline" nicht verwandt sind mit den obereozänen und oligozänen Nimravinae (BRYANT, 1991, MORALES et al., 2001). Die Trennung der beiden Unterfamilien als eigene Familien sollte diskutiert werden.

### Literatur:

- BRYANT, H.N., 1991. Phylogenetic relationships and systematics of the Nimravidae (Carnivora).- *Journal of Mammalogy* 72: 56-78.
- FAHLBUSCH, V., GALL, H., SCHMIDT-KITTLER, N. & DEHM, R., 1974. Die obermiozäne Fossil-Lagerstätte Sandelzhausen. 10. Die Grabungen 1970-73. Beiträge zur Sedimentologie und Fauna.- *Mitteilungen der Bayerischen Staatssammlung für Paläontologie und historische Geologie* 14, 103-128.
- FAHLBUSCH, V. & LIEBREICH, R., 1996.- *Hasenhirsch und Hundebär. Chronik der tertiären Fossil-Lagerstätte Sandelzhausen bei Mainburg*, Verlag Dr. Friedrich Pfeil, München.
- HEIZMANN, E.P.J., GINSBURG, L. & BULOT, C., 1980. *Prosansanosmilus peregrinus*, ein neuer machairodontider Felide aus dem Miocän Deutschlands und Frankreichs.- *Stuttgarter Beiträge zur Naturkunde* B 58 1-27.
- HÜNERMANN, K.A., 1999. Superfamily Suoidea, pp 209-216.- In RÖSSNER, G.E. & HEISSIG, K. (eds): *The Miocene Land Mammals of Europe*; Dr. Friedrich Pfeil Verlag, München.
- KÖHLER, M., MOYÀ-SOLÀ, S. & ANDREWS, P., 1999. Order Primates, pp 91-104.- In: RÖSSNER, G.E. & HEISSIG, K. (eds): *The Miocene Land Mammals of Europe*; Dr. Friedrich Pfeil Verlag, München.
- MADE, J. van der, 1999. Intercontinental relationship Europe – Africa and the Indian subcontinent, pp 457-472. In RÖSSNER, G.E. & HEISSIG, K. (eds) *The Miocene Land Mammals of Europe*; Dr. Friedrich Pfeil Verlag, München.
- MORALES, J., SALESA, M.J., PICKFORD, M. & SORIA, D., 2001. A new tribe, new genus and two new species of Barbourofelinae (Felidae, Carnivora, Mammalia) from the Early Miocene of East Africa and Spain.- *Transactions of the Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences* 92, 97-102.

## Die Entwicklung der Zentralen Paratethys aus paläobiogeographischer Sicht

Werner E. PILLER<sup>1</sup>, Matthias HARZHAUSER,<sup>2</sup> Oleg MANDIC<sup>3</sup> & Fritz F. STEININGER<sup>4</sup>

<sup>1</sup> Institut für Geologie und Paläontologie, Karl-Franzens-Universität Graz, Heinrichstraße 26, A-8010 Graz

<sup>2</sup> Naturhistorisches Museum, Burgring 7, A-1014 Wien

<sup>3</sup> Institut für Paläontologie, Universität Wien, Althanstrasse 14, 1090 Wien

<sup>4</sup> Senckenbergmuseum, Senckenberganlage 25, D-60325 Frankfurt/Main

Der Begriff der Paratethys wurde bereits 1924 von LASKAREV eingeführt, um der Besonderheit dieser Region Ausdruck zu verleihen. In der Folge wurde der Terminus „Paratethys“ sowohl im paläogeographischen, geodynamischen wie auch paläobiogeographischen Sinne verwendet. In geodynamischer Hinsicht wurde die Entwicklung der Paratethys in vier Abschnitte gegliedert, nämlich Proto-Paratethys (Spätes Eozän – Frühes Oligozän), Eo-Paratethys (Spätes Oligozän – Frühes Miozän), Meso-Paratethys (spätes Früh-Miozän – frühes Mittel-Miozän) und Neo-Paratethys (Mittel- bis Spät-Miozän) (vgl. STEININGER & WESSELY, 2000). In paläobiogeographischer Hinsicht liegt die Eigenständigkeit der Paratethys in deren besonderen Fauna und deren hohem Grad von Endemismus begründet. Dabei wurde (und wird) die Paratethys in eine Westliche, Zentrale und Östliche Paratethys untergliedert. Dieselbe - räumliche - Untergliederung wird aber auch auf die paläogeographische Differenzierung angewendet (vgl. RÖGL, 1999). Um diese parallele Begriffsverwendung in unterschiedlichen Systemen zu vermeiden, da dies zu Verwechslungen und Unsicherheiten führt, und um außerdem das bisher sehr unscharf verwendete (paläo)biogeographische Begriffsinventar zu definieren und zu systematisieren, wurde von HARZHAUSER et al. (2002) anhand der Verteilung der Gastropoden ein erster Versuch zur paläobiogeographischen Neuordnung des gesamten Circum-Mediterranen Raumes inklusive der Paratethys unternommen. Um aber insbesondere die paläobiogeographische Eigenständigkeit der Paratethys besser belegen zu können und um die paläobiogeographische Einteilung zu verfeinern, wurden zusätzlich zu den Gastropoden nun auch Foraminiferen und pectinide Bivalven in paläobiogeographische Überlegungen miteinbezogen. Basierend auf diesen Daten wird die paläobiogeographische Entwicklung der Paratethys, mit einem Schwerpunkt auf der Zentralen Paratethys, in ein konsistentes System von paläobiogeographischen Hierarchien gebracht. Dies führt zur Schaffung neuer biogeographischer Einheiten, deren Definition und Benennung an die –modifizierten – „Regeln der Biogeographischen Nomenklatur“ von WESTERMANN (2000 a, b) angelehnt wird. Als hierarchische Kategorien werden grundsätzlich Realm, Region und Provinz verwendet, wobei zur weiteren Untergliederung die Vorsilben „Super-“ oder „Sub-“ beigefügt werden können. Das derzeit zugängliche Datenmaterial läßt für die Paratethys eine Untergliederung unter das Niveau der „Provinz“ nicht zu, in Zukunft sollte aber eine weitere Differenzierung angestrebt werden und auch möglich sein.

Die neue (paläo)biogeographische Zuordnung führt dazu, daß die Paratethys im Frühen Oligozän paläobiogeographisch noch zur „Westlichen Tethys Region“ zu zählen ist. Vom Egerium bis Frühen Ottnangium erfolgt ein Wechsel, der zu einer Mittelstellung zwischen der „Westlichen Tethys Region“ und der „Proto - Ost Atlantisch - Borealen Region“ führt. Dabei entwickelt die Fauna in diesem Zeitabschnitt eine Eigenständigkeit, die eine Abgrenzung einer „Proto - Danubischen Provinz“ (Egerium) und einer „Frühen Danubischen Provinz“ (Eggenburgium – Frühes Ottnangium) für die gesamte Paratethys erfordert. Letztere muß im Eggenburgium noch zur „Westlichen Tethys Region“ gezählt werden, während sie im Frühen

Ottningium zur „Proto – Mediterran – Atlantischen Region“ gehört. Nach einem markanten paläobiogeographischen Ereignis („Rzehakia Event“, mit einer großen Zahl endemischer Bivalven-Gattungen wie *Limnopageta*, *Rzehakia*, *Lenticorbula*, und *Eoprosodacna*) kommt es durch einen hohen Anteil von mediterran-atlantischen Faunenelementen im jüngsten Älteren Miozän (Karpatum) zur Etablierung der „Danubischen Provinz“. Diese läßt sich bis in das Mittel-Miozän (Sarmatium) verfolgen, wo dann aber durch eine deutliche Änderung der Faunenvergesellschaftungen und einer Vereinigung mit der Östlichen Paratethys die neue Einheit der „Proto – Kaspischen Provinz“ entsteht, die sich vom späten Mittel-Miozän zum Späten Miozän (Pannonium) hin in eine nicht-marine „Balaton Provinz“ im Bereich der Zentralen Paratethys und der „Proto – Kaspischen Provinz“ in der Östlichen Paratethys differenziert.

#### Literatur:

- HARZHAUSER, M., PILLER, W. E. & STEININGER, F. F., 2002: Circum-Mediterranean Oligo-Miocene biogeographic evolution – the gastropods' point of view. - *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 183: 103-133.
- LASKAREV, V. N., 1924. Sur les equivalentes du Sarmatien supérieur en Serbie. - *Zborník Cvijic* 73-85.
- RÖGL, F., 1999. Mediterranean and Paratethys. Facts and Hypotheses of an Oligocene to Miocene Paleogeography (Short Overview). - *Geol. Carpath.* 50(4): 339-349.
- STEININGER, F. F. & WESSELY, G., 2000: From the Tethyan Ocean to the Paratethys Sea: Oligocene to Neogene Stratigraphy, Paleogeography and Paleobiogeography of the circum-Mediterranean region and the Oligocene to Neogene Basin evolution in Austria. - *Mitt. Österr. Geol. Ges.* 92 (1999): 95-116, Wien.
- WESTERMANN, G. E. G., 2000a: Biochore classification and nomenclature in paleobiogeography: an attempt at order. - *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 158: 1-13.
- WESTERMANN, G. E. G., 2000b: Marine faunal realms of the Mesozoic: review and revision under the new guidelines for biogeographic classification and nomenclature. - *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.* 163: 49-68.

## Neue Ergebnisse zur Ordoviz/Silur-Grenze in den Karnischen Alpen

Hans P. SCHÖNLAUB

Geologische Bundesanstalt Wien, Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien

Im Zusammenhang mit weltweit laufenden Forschungsprogrammen zur Analyse von Massensterben im Phanerozoikum lag ein Schwerpunkt der Arbeiten der vergangenen Jahren in der Klärung des Geschehens am Ende des Ordoviziums. In diese Untersuchungen wurden auch die Karnischen Alpen einbezogen, da hier marine fossilführende Abfolgen aus dieser Zeit erhalten sind, die in mittleren Paläobreiten abgelagert wurden. Sie nehmen eine „Mittlerrolle“ zwischen den in hohen Breiten gebildeten Sedimenten Marokkos und jenen in äquatorialen Breiten entstandenen Schichtfolgen Nevadas ein. Aus diesen Gebieten sind in letzter Zeit zahlreiche neue Ergebnisse bekannt geworden, die eine kurzzeitige Vereisung als Auslöser für ein dramatisches Massensterben überzeugend darlegen.

Nach diesen Vorstellungen soll die Klimakatastrophe einen Kollaps der Biosphäre im Ausmaß von rund 50% aller Gattungen bewirkt haben. Das Massensterben gehört damit zu den „Fünf Grossen“ im Phanerozoikum. Neue Untersuchungen zeigten, dass es sich um ein

geologisch gesehen sehr kurzzeitiges Ereignis handelte, das innerhalb einer Graptolithenzone, nämlich während der Lebenszeit der biserialen Graptolithenart *Normalograptus persculptus*, die das Ende des Ordoviziums kennzeichnet, eintrat. Damit gewinnt die Annahme an Gewicht, dass die spätordovizische Vereisung auf weniger als eine Million Jahre beschränkt war, allerdings weite Teile der Süderde von einem Eisschild bedeckt waren.

Neue biostratigraphische, sedimentologische und sequenzstratigraphische Ergebnisse in den Karnischen Alpen fügen sich den aus anderen Gebieten der Erde vorliegenden Daten gut ein. Auch hier spiegelt das Ende der kalkigen Sedimentation von Uggwa- bzw. Wolayerkalk ein Klimasignal wider, das als Abkühlung in der *N. extraordinarius*-Zone zu werten ist. Vor allem im Cellonprofil ist dieses Ereignis in einem Schieferpaket manifestiert, das zwischen Uggwakalk und hangender Plöcken Formation vermittelt. Letztere führt sowohl typische Vertreter der Hirnantia Fauna wie auch Indexgraptolithen der *N. persculptus*-Zone. Sie leiten einen transgressiven Zyklus ein, der sich am Beginn des Silurs in den Ablagerungen der euxinischen Bischofalm-Fazies bis hin zu den Flachwasserbildungen der Wolayer Fazies niederschlägt und in verschiedenen Profilen und unterschiedlicher Ausbildung im Gebiet des Plöckenpasses, in der Umgebung des Wolayersees sowie oberhalb von Oberbuchach oder im Nölblinggraben überliefert ist. Somit stellen insbesondere durch das gemeinsame Auftreten von Vertretern der Hirnantia Fauna, Indexgraptolithen und Conodonten die Karnischen Alpen ein Schlüsselgebiet für das Verständnis des Geschehens am Ende des Ordoviziums dar.

## Die Cellonetta-Lawinenrinne und die Pflanzenfundpunkte der Kronalpe (Karnische Alpen)

Hans Peter SCHÖNLAUB<sup>1</sup> & Bernhard HUBMANN<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Geologische Bundesanstalt Wien, Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien

<sup>2</sup>Institut für Geologie und Paläontologie, Karl-Franzens-Universität Graz, Heinrichstraße 26, A-8010 Graz

### (A) Die Karnischen Alpen im Überblick

Die Karnische Region ist geprägt durch das Aneinandergrenzen dreier Länder: Kärnten, Friaul und Osttirol. Hier vermischen sich drei Kulturkreise: der germanische, der slawische und der romanische. Umrahmt wird die Szene von drei Gebirgen: den Karnische Alpen, den Gailtaler Alpen und den Lienzer Dolomiten. Einwandernde indogermanische Stämme haben die Alpenregion nach einem vor ihnen hier ansässigen Volksstamm *Alp* genannt und daraus *Albh* geformt, was soviel wie „weiß“ heißt. Vermutlich waren damit die schneebedeckten Gipfel der Berge gemeint. Das Wort *Karn* bzw. das Adjektiv *karnisch* leitet sich von *Karr* ab, das Gestein oder Fels bedeutet: „Karnische Alpen“ heißt in der ursprünglichen Form also „Weißes Felsengebirge“.

Nach dem Besuch des berühmten Naturforschers Christian LEOPOLD VON BUCH (1774-1853) im Jahre 1824 wurde die naturwissenschaftlich gebildete Fachwelt erstmals auf die Karnischen Alpen aufmerksam. BUCH bereiste nicht nur das Lesachtal und den Plöckenpaß, sondern zeichnete auch die erste geologische Karte über dieses Gebiet mit der Überschrift „*Das Gebirge zwischen Drau- und Gailthale in Kärnten*“. Die Kellerwand muss ihn besonders beeindruckt haben, denn er beschrieb sie als „*ungeheure Wand, viele tausend Fuß hoch, von sonderbaren Anblicke, durch unzählige, wenige Zoll hohe Schichten, von unten bis oben. Der Kalkstein ist dicht, rauchgrau, feinsplittrig, nicht Dolomit und ihm auch nicht ähnlich*“.

Das geowissenschaftliche Interesse an der Karnischen Region sollte ab diesem Zeitpunkt nicht mehr erlahmen. Heute gilt sie als eines der geologisch am besten untersuchten Gebiete der Erde. Weit über 1000 wissenschaftliche Veröffentlichungen zeugen davon. Unter diesen Publikationen finden sich auch zahlreiche Exkursionsführer in unterschiedlichen Sprachen. Die hier vorliegenden Exkursionsunterlagen sind speziell für die ÖPG-Jahrestagung zusammengestellt und sollen einen Überblick über den komplexen Aufbau des Gebietes geben. Quellen weiterführender Darstellungen und entsprechende Literaturangaben können die Arbeiten von FENNINGER et al. (2000), HERITSCH (1943), KRAINER (1992), KREUTZER (1990, 1992), SCHÖNLAUB (1980, 1985, 1991, 1993, 1997, 2000), SCHÖNLAUB & HEINISCH (1993) und SCHÖNLAUB & HISTON (2000) entnommen werden.

Die Karnischen Alpen bilden zusammen mit den Karawanken den Grenzkamm im Süden des österreichischen Staatsgebietes. Der Gebirgszug der Karnischen Alpen ist eine etwa 7 bis 8 km breite Gebirgskette, die über eine Strecke von 190 km von Sillian bis Arnoldstein reicht. Eine markante Störungszone, das Periadriatische Lineament trennt das Paläozoikum des Südens von Kristallin, karbonischen Sedimentgesteinen und permomesozoischem Deckgebirge im Norden (Drauzug, Nordkarawanken). Diese markante Störung stellt zugleich die Grenze zwischen dem Ostalpin und dem Südalpin dar.

Vorwiegend südlich der Staatsgrenze befindet sich das breite Bergland, das aus der auf dem Paläozoikum abgelagerten südalpinen Trias besteht. Durch einen Querbruch, die Gailitzer Furche, abgesetzt, folgen östlich von Arnoldstein die Westkarawanken als Fortsetzung der Karnischen Alpen. Wie im Westen bilden hier ebenfalls paläozoische Gesteine den Sockel jüngerer Sedimente, doch sind letztere so weit nach Norden vorgeschoben, dass die ältere Unterlage gegen Osten zu auf einen immer schmaler werdenden Streifen reduziert bzw. von neogenen Ablagerungen bedeckt wird.

Das südalpine Paläozoikum scheint eine vermittelnde biogeographische Stellung in der Paläotethys darzustellen: Oberordovizische Brachiopoden zeigen Beziehungen zu Böhmen, nach Südeuropa und nach Nordafrika, der Charakter der silurischen Faunen

entspricht der Vorstellung einer einheitlichen Faunenentwicklung in dieser Zeit. Trilobiten des Unterdevons weisen auf eine Mischung von herzynischen und uralo-tianschanischen Faunenelementen auf. Im Oberkarbon sind speziell in der Brachiopoden- und Fusulinenfauna deutliche osteuropäische Einflüsse bemerkbar, während die Flora Beziehungen zu Westeuropa und zu Asien aufweist.

### Die paläozoische Schichtfolge

Die paläozoische Schichtfolge (Abb.1) lässt sich traditioneller Weise in einen mittleres/oberes Ordovizium bis Unterkarbon umfassenden „Unterbau“ und einen oberkarbonen bis oberpermischen „Oberbau“ gliedern, wobei die variszische Orogenese das trennendes Element beider Entwicklungsabschnitte darstellt.

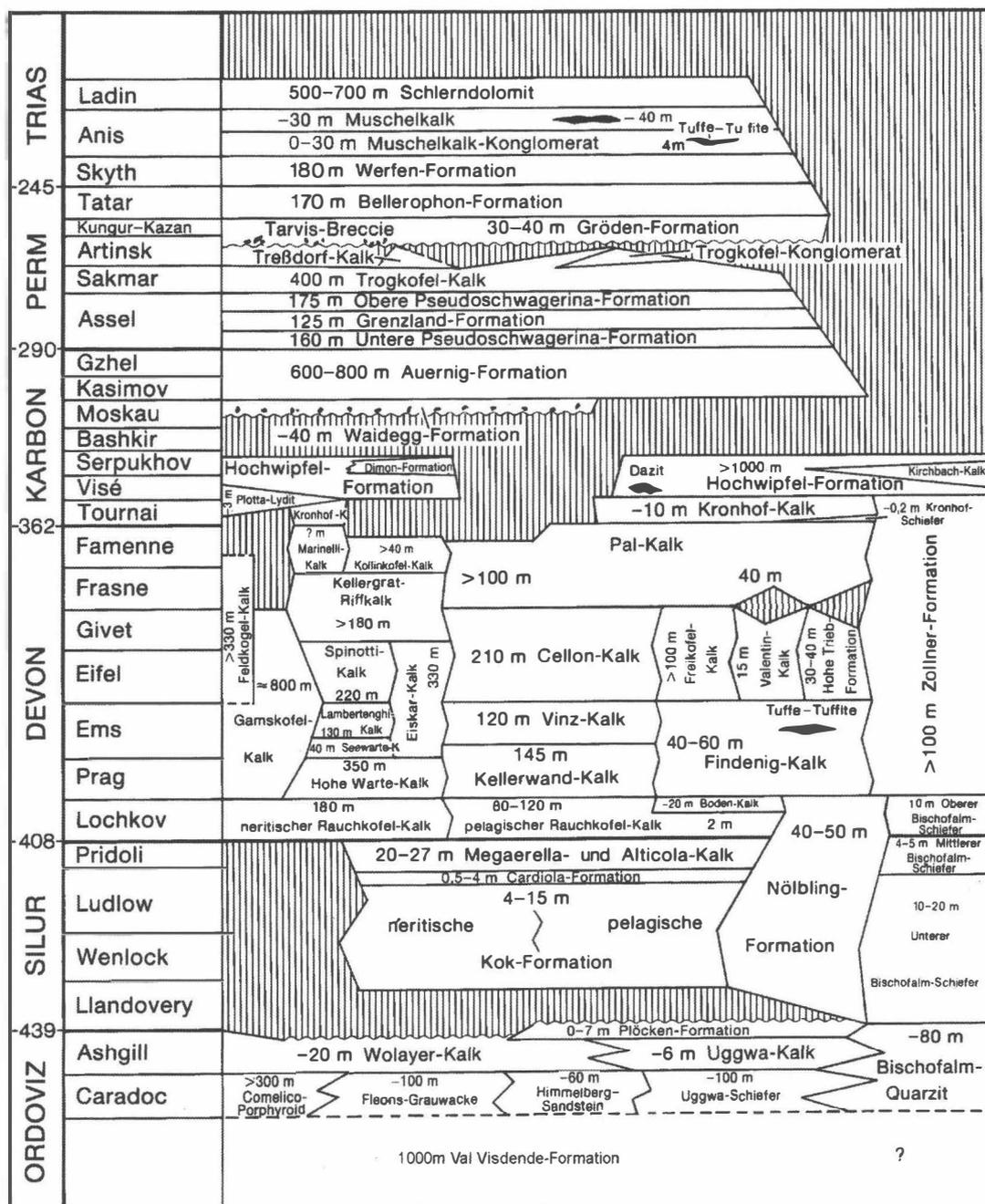


Abb. 1: Stratigraphische Tabelle der Karnischen Alpen nach SCHÖNLAUB (1985) und KREUTZER (1992)

## (a) Der „Unterbau“

### Ordovizium

Der basale Anteil der Schichtfolge besteht aus biostratigraphisch nicht fassbaren pelitischen Sedimenten, die möglicherweise unterordovizisches Alter aufweisen. Ab dem im Mittel- und älteren Oberordovizium ist ein bimodaler Vulkanismus, der sich auf Rhyodazite und Rhyolite bzw. mildakalische Basalte zurückführen lässt entwickelt. Diese zu Metavulkaniten umgewandelten Gesteine liegen heute als Porphyroide (Comelico-Porphyr) und Diabaslagergänge vor. Abtragungsprodukte dieses Vulkanitkomplexes bauen die bis 100 m mächtige vulkanoklastische Abfolge der Fleons-Formation auf, die proximal aus Konglomeraten besteht, an welche lateral vulkanogene Grauwacken und quarzitisches Gesteine anschließen. Am anderen distalen Ende des Sedimentationsbeckens wurde die Val Viddende-Formation abgelagert, eine Abfolge von örtlich bis 1000 m mächtigen Tonschiefern, laminierten Sand/Siltsteinen, Arkosen, Quarziten und Grauwacken. Dieses Modell wird sowohl durch Sedimentstrukturen als auch durch einzelne Fossildaten gestützt. Östlich des Valentingrabens ist kein vulkanischer Einfluss mehr gegeben. Hier liegt das Hauptverbreitungsgebiet der lokal reichlich Bryozoen-, Trilobiten-, Hyolithen-, Gastropoden- und Cystoideen-führenden Uggwa-Schiefer. Diese feinsiliziklastische Abfolge dominiert im jüngeren Caradocium und älteren Ashgillium und wird lokal entweder über das gesamte Caradocium oder wird im Hangenden von einer Sandsteinfohle, den Himmelberg Sandsteinen, abgelöst. Beide Schichtglieder werden im älteren Ashgillium in Abhängigkeit vom Paläorelief von einer hauptsächlich mit Cystoideen und Bryozoen dominierten bioklastischen Flachwasserentwicklung (Wolayer-Kalk) oder einer küstenfernen Flaserkalkfazies (Uggwa-Kalk) überlagert. Gegen Ende des Ordoviziums weltweit wirksam werdende glazieostatische Meeresspiegelabsenkungen drücken sich in den Karnischen Alpen im Erscheinen küstennaher gröberklastischer Sedimente (Plöcken-Formation) aus. Lokal fällt der Ablagerungsraum sogar für mehrere Millionen Jahren trocken.

Biofazielle und lithologische Daten deuten für das Oberordovizium Faunenbeziehungen zu den in niederen Breiten gelegenen Räumen von Baltica und Avalonia (Britische Inseln) an. Zeitweise ist aber auch ein Kaltwassereinfluss mit Formen aus in höheren Breiten beheimateten (nordafrikanischen) Organismenassoziationen (Hirnantia-Elemente) bemerkbar. Diese Tatsache unterstützt zusammen mit neuen paläomagnetischen Daten eine Einordnung des Ablagerungsraumes der Karnischen Alpen im Bereich 40 und 50° südlicher Breite für das Oberordovizium.

### Silur

Das transgressive Silur beginnt im tieferen Llandoveryum (*Akidograptus acuminatus*-Zone) und liegt zwar immer konkordant, meist aber diskordant über ordovizische Gesteine. In Abhängigkeit von den Intensitäten vorangegangener Vertikalbewegungen treten Schichtlücken unterschiedlicher Dauer auf. Auffallende Gegensätze bestehen während des Llandoveryums: So können die Äquivalente dieses Zeitabschnittes auf wenige Dezimeter kondensiert sein oder völlig fehlen: Im Cellon-Profil gibt es Horizonte mit Indizien für zeitweiliges Trockenfallen, während zeitgleich im Nöblinggraben Graptolithenschiefer mit Mächtigkeiten von 50-60 m entwickelt sind. Daraus folgt, dass in erster Linie tektonische Ereignisse das Bild des Silurs prägen. Geröllhorizonte mit Kristallinkomponenten, Rutschstrukturen und gradierte Bänke unterstützen diese Vorstellung.

Generell lässt sich das Silur der Karnischen Alpen in vier verschiedene Faziesbereiche einteilen, die unterschiedliche Ablagerungstiefe und unterschiedliche hydrodynamische Charakteristika erkennen lassen. Danach ist die Wolayer Fazies durch silurische Schichtfolgen im Schwellenbereich charakterisiert, die Plöckener Fazies setzt hingegen normal an der Basis des Silurs ein, ist jedoch innerhalb des Llandoveryums sehr kondensiert und lückenhaft. Sie wird durch einen bunten Wechsel verschiedener Kalktypen, insbesondere im tieferen Teil gekennzeichnet. Die Bischofalm Fazies stellt die Graptolithenschiefer-Entwicklung dar, die je nach Kalkgehalt Übergänge zur Plöckener Fazies zeigen kann. Im allgemeinen repräsentieren aber die schwarzen, silikatischen Schiefer, Lyditabfolgen und Alaunschiefer ein wenig bewegtes, stagnierendes Meeresbecken. Die Findenig Fazies nimmt eine intermediäre Stellung zwischen den flachmarinen und kondensierten Ablagerungen und der Beckenfazies ein. Sie besteht aus einer Wechselfolge von schwarzen Graptolithenschiefern, mergeligen Kalken und Sandsteinen.

Die gegenüber dem Ordovizium reichhaltigere Fauna beinhaltet in den obersten Abschnitten auch tabulate und rugose Korallen. Zusätzlich zu den stromatolithisch/trombolithischen Strukturen und (Eisen)Ooiden weisen sie auf wärmere Temperaturen des Meerwassers hin.

## Devon

Kennzeichnendstes Merkmal des Devons ist die Faziesheteropie, die in den Südalpen im zeitgleichen Nebeneinander von Biogenschuttkalken mit Riffknospen, instabilen Flankensedimenten, Resedimenten, bituminösen Kalken, stark kondensierten Cephalopodenkalken und einer vom Silur fortdauernden Schiefer-Lydit-Fazies zum Ausdruck kommt. Dementsprechend gliederte sich der devonische Sedimentationsraum in Flachwasserareale mit zeitweiliger Riffbildung von oft großer Mächtigkeit (viele hundert Meter), Lagunen und dazwischen liegende Becken.

Ab dem Ende des Lochkoviums setzt sich in den Gebieten, in denen Flachwasserbedingungen herrschen eine  $\pm$  stabile Situation bis in das Frasnium (obere *gigas*-Zone) ein. Es hält hier eine kontinuierliche Entwicklung von Flachwasser-Karbonaten (südliche Flachwasser-Fazies der Kellerwanddecke) von über 1000 m Mächtigkeit an. Ab dem Lochkovium bilden sich fleckenförmige, kleindimensionale patch-reefs, die ab dem Pragian prominenter in ihrer Größe und Faunendiversität werden. Während im Norden die Sedimentation pelagischer Karbonate (Rauchkofel, Hoher Trieb) anhält, entstehen im Süden typische Sedimente der Gezeitenzone (Biegengebirge, Gamskofel). In einer Zone zwischen diesen Faziesräumen befindet sich ein „Riffgürtel“ (Kellerspitzen, Hohe Warte), dessen Organismen im Givetium bis Frasnium ihre Blütezeit erlebten und auf dem langsam sinkenden Untergrund Sedimentmächtigkeiten von über 1000 Meter hinterließen.

Ab dem Frasnium wird die riffgestaltende Korallenfauna artenärmer, in der Riffrandfazies dominieren Stromatoporen, vergesellschaftet mit *Renalcis*. In der Unteren *gigas*-Zone sind die Riffe bereits „ertrunken“. Sie werden im Famennium von Mikriten und syntektonischen Lithoklast-Brekzien überlagert. In nur kurzer Distanz zu dem voran skizzierten Flachwasserraum entwickeln pelagische Karbonate (pelagische Karbonat-Fazies der Rauchkofeldecke) lediglich Mächtigkeiten von maximal 100 m. Eine intermediäre Stellung zu beiden Ablagerungsräumen nimmt die Übergangs-Fazies der Cellondecke ein. Jenseits der klastischen Stillwasser-Fazies der Bischofalmdecke existiert zusätzlich in der heutigen Feldkogeldecke eine bis ins Oberdevon persistierende nördliche Flachwasser-Fazies. Im

Famennium setzt eine transgressive Phase ein, die in der mittleren *crepida*-Zone kurz unterbrochen wird. Schließlich werden im Unterkarbon alle karbonatischen Faziesräume durch geringmächtige Cephalopodenkalke (Kronhof-Kalk) plombiert. Mit dem Einsetzen der Flyschsedimentation der Hochwipfel-Formation im Viseium über den Kronhof-Kalk findet die karbonatische Entwicklung des Altpaläozoikums der Karnischen Alpen ihr Ende.

## Karbon

Das Präflysch-Stadium des älteren Unterkarbons stellt die Fortführung der pelagischen Sedimentation des Oberdevons dar. Diese Sedimente überschreiten die Grenze Devon/Karbon ohne merkbare Diskontinuität. Lokal fand Sedimentation bis in die *Scaliognathus anchoralis*-Zone (*Pericyclus*-Stufe) statt, die Mehrzahl der Profile endet allerdings früher; in einigen Fällen wird die Frasnium/Famennium-Grenze nicht überschritten.

Der Umbau des Sedimentationsraums zum Flyschtrog bewirkte eine tiefgreifende Aufarbeitung des älteren Untergrundes, die in Form von Winkeldiskordanzen, Karstreliefs, Spaltenbildungen, sowie Brekzien- und Kalkgeröllhorizonten evident wird. Im Unterkarbon III/3, sicher aber vor den transgressiv auflagernden Kalken der *Paragnathodus nodosus*-Zone ist der Umbau abgeschlossen. Im Anschluss setzte infolge der Reliefumkehr zwischen dem Hinterland und der „Karnischen Geosynklinale“ die Ablagerung von klastischen Tiefseesedimenten über den Karbonaten des Devons und Unterkarbons im höchsten Unterkarbon (cu II $\beta$ / $\gamma$ ) ein. Diese als „Hochwipfelflysch“ bezeichneten klastischen Tiefseesedimente wurden in einem relativ schmalen ozeanischen Becken abgelagert. Biostratigraphische Fixpunkte innerhalb des Hochwipfelflysches lieferten palynologische Daten, die einen zeitlichen Umfang von Namurium B bis Westfalium B angeben. Neben Sporen treten vereinzelt Pflanzenreste und Spurenfossilien auf.

Lithostratigraphisch wird das Hochwipfelkarbon in den Karnischen Alpen in die Hochwipfel-Formation und die auf italienisches Staatsgebiet beschränkte Dimon-Formation die im Hangenden der Hochwipfel-Formation folgt, untergliedert. Lithofaziell stellen die Gesteine eine mindestens 1000 m mächtige Abfolge klastischer Tiefseesedimente, aufgebaut aus verschiedenen Typen von Turbiditen, submarinen Debris Flows und Mudflows und untergeordnet feinkörnigen, hemipelagischen Sedimenten dar. Im höheren Teil (Dimon-Formation) sind saure bis intermediäre und basische Vulkanite eingeschaltet.

Die Schüttung der turbiditischen Sequenzen ist meist longitudinal nach Westen, zuweilen aber auch nach Osten ausgerichtet. Dieses Bild deutet auf einen Trog mit Ost-West-Achse, in den Turbidite fächerförmig einfließen und sich longitudinal einpendelten. Das Material der Flyschsedimente ist größtenteils untergrundbezogen. Daneben finden sich in den Karnischen Alpen und in den Karawanken Hinweise auf schwach- bis mesometamorphe Liefergebiete.

### (b) Der „Oberbau“

#### Jüngeres Oberkarbon

Die transgressive Auflage der spät- bis postorogenen (spät- bis postvariszischen) Molassesedimente über dem gefalteten und verschuppten Unterbau ist in den Südalpen seit langem bekannt. Diese Sedimente, die lokale und an Brüche gebundene Senken auffüllten und

zumeist mit einer klassischen Winkeldiskordanz das variszische Basement überlagern, werden als Bombaso-Formation und Auernig-Gruppe bezeichnet.

Zur Bombaso-Formation („Waidegg-Formation“) werden überwiegend grobklastische, unreife Sedimente zusammengefasst, die aus Komponenten des unmittelbar unterlagernden variszischen Basements zusammengesetzt sind und als „Fan-Deltas“ abgelagert wurden.

Die Auernig-Gruppe wird intern vom Liegenden ins Hangende in folgende Formationen gegliedert: Meledis-Formation („Untere Kalkarme Schichtgruppe“), Pizzul-Formation („Untere Kalkreiche Schichtgruppe“), Corona-Formation („Mittlere Kalkarme Schichtgruppe“), Auernig-Formation („Obere Kalkreiche Schichtgruppe“) und Carnizza-Formation („Obere Kalkarme Schichtgruppe“). Diese Gruppen weisen mit ihrem klastisch-karbonatischen Gesteinsinventar auf ein sturmbeeinflusstes Schelfmeer als Bildungsbereich hin. Fazial können quarzreiche Konglomerate des Strand- und oberen Vorstrandbereiches über trogförmig schrägeschichtete Sandsteine des oberen Vorstrandbereiches, hummocky-schrägeschichtete Sandsteine des unteren Vorstrandbereiches bis hin zu bioturbaten Siltsteinen, sowie fossilreiche Kalke des offenen Schelfes, die unterhalb der Sturmwellenbasis abgelagert wurden, unterschieden werden. In der Pizzul-Formation und Auernig-Formation treten lokal geringmächtige Algenmounds auf.

Im Gelände markant hervortretend sind im höheren Anteil der Auernig-Gruppe (i.e. Corona-, Auernig- und Carnizza-Formation) trans- und regressive Zyklen mit Mächtigkeiten von 10-40 m entwickelt, die als „Auernigrhythmus“ („Auernig-Zyklotheme“) bezeichnet werden. Die konglomeratische Entwicklung dieser Zyklotheme weist dabei auf den jeweils relativ tiefen Meeresspiegelstand hin, die Kalke markieren relative Meeresspiegelhochstände. Die Entstehung des Auernigrhythmus wird im Zusammenhang mit glazioeustatischen Meeresspiegelschwankungen im Zuge oszillierender Aufbau- und Abschmelzphasen der permokarbonen Gondwana-Vereisung gesehen. Die Zyklendauer wird mit etwa 100.000 Jahren veranschlagt.

Die bis 30 m mächtigen Konglomerat-Einschaltungen weisen einen mehr oder weniger monomikten Geröllbestand auf, wobei Quarz gegenüber Lyditen und kristallinen Geröllen weitaus dominiert. Aufgrund von Schwermineraldaten und der Quarzgerölle werden saure magmatische Ausgangsgesteine angenommen, die aus einem durch die variszische Orogenese geschaffenen Liefergebiet stammen, das sich von dem der Hochwipfel-Formation erheblich unterscheidet.

Dem lithologischen Wechsel folgend, kommt es zu einer mehrfachen Wiederholung von marinen Faunen und Landpflanzen. Kennzeichnende Faunen- und Florenelemente des jüngsten Karbons sind Algen, Fusulinen und andere Foraminiferen, Sphinctozoen, Korallen, Conulaten, Bivalven, Gastropoden, Bryozoen, Brachiopoden, Trilobiten sowie Echinodermaten. Terrestrische Florenelemente treten teilweise gehäuft in feinklastischen Gesteinen auf.

Nach SAMANKASSOU (2002) ist die Kalkentwicklung in der Auernig-Gruppe, obwohl in äquatorialer Nähe zur Ablagerung gekommen, eine charakteristische Kaltwasserbildung. Als Argumente dafür werden hochdiverse Bryozoen-, Brachiopoden-, Crinoiden- und Rotalgen-Vergesellschaftungen zusammen mit Schwammspicula und Entomozoen herangezogen, die indikativ für temperierte Gewässer sind; zudem fehlen mikrofazielle Warmwasserindizien (Ooide, Aggregatkörner, etc.). Die Rahmenbedingungen für die scheinbar widersprüchliche Bildung von „Kühlwasserablagerungen“ in niedrigen Breiten sieht SAMANKASSOU in paläoozeanographischen Veränderungen im Zusammenhang mit großflächigen Vereisungen

auf der Südhemisphäre, welche durch wiederholte kurzzeitige Warmzeiten unterbrochen wurden.

## Perm

Ablagerungen des Perms treten in den Karnischen Alpen und in den Karawanken im Verband mit südalpiner Trias oder von ihr tektonisch getrennt auf. In der Umgebung des Naßfelds erreichen sie Mächtigkeiten bis 1200 m.

Die fast durchwegs flachmarinen permischen Sedimente liegen sowohl in Form von Klastika (Konglomerate, Sandsteine, Siltsteine und Tonschiefer) wie auch Karbonaten (Kalke, Dolomite und Kalk/Mergel) vor, wobei letztere überwiegen. Die Ablagerungen des südalpinen Perms sind mit gut 1000 m wesentlich mächtiger als im Ostalpin. Die Karbonate sind häufig fossilreich, Vulkanische Gesteine fehlen.

Lithostratigraphisch werden folgende Einheiten in den Karnischen Alpen und Karawanken unterschieden:

	Bellerophon-Formation
	Gröden-Formation
	Tarviser Brekzie
Trogkofel-Gruppe mit:	Goggauer-Kalk
	Treßdorfer-Kalk
	Trogkofel-Kalk
Rattendorf-Gruppe mit:	Oberer Pseudoschwagerinenkalk
	Grenzland-Formation
	[Unterer Pseudoschwagerinenkalk]

Die Rattendorf-Gruppe enthält nicht nur klastische und karbonatische Gesteine des älteren Unterperms sondern auch des jüngsten Karbons. So sind die Unterer Pseudoschwagerinenkalke dem jüngeren Gzhelium zuzuweisen, die Grenzland-Formation umfasst das Asselium.

Die bis 160 m mächtigen Unteren Pseudoschwagerinenschichten kennzeichnen aufgrund ihrer litho- und biofaziellen Merkmale zyklische Abfolgen mit transgressiven und regressiven Tendenzen (Klastika, Kalke). Sie stellen Ablagerungen im küstennahen, bathymetrisch gegliederten Innenschelfbereich dar. Ähnlich wie im jüngsten Karbon deuten Schwermineralvergesellschaftungen auf ein Hinterland mit sauren Intrusiv- und schwach metamorphen Gesteinen hin.

Die Grenzland-Formation stellt eine klastische Entwicklung dar, die maximal 125 m mächtig wird. Konglomeratische Einlagerungen innerhalb feinklastischerer Partien sind charakteristisch, während Kalkbänke stark zurücktreten. Genetisch kann sie als Rekurrenz der kalkarmen Schichtgruppen der Auernigschichten aufgefasst werden und wie diese als Ablagerung des oberen Vorstrand- und Strandbereiches gedeutet werden. Die Transportrichtung der Komponenten pendelt zwischen Nord-Süd bzw. Süd-Nord, ein Umstand, der auf eine Ost-West verlaufende Küstenlinie schließen lässt.

In den bis 175 m mächtigen Oberen Pseudoschwagerinenschichten überwiegen Kalke, nur im basalen Teil treten grobklastische Einschaltungen auf. Die Dominanz von generell vielfältigeren und artenreicheren Faunen und Floren im Vergleich zu den tieferen Schichten spricht für einen gut durchlichteten Ablagerungsraum am stetig absinkenden Außenschelf.

Die im Hangenden folgenden Trogkofelkalke umfassen um 400 m mächtige, massige, meist weißliche Kalke mit Brachiopoden, Korallen und Algen. Mikrofaziell können Tubiphyten-Biomikrite, Tubiphyten-Bryozoen-Intrabiomikrite und Biosparite mit Dasycladaceen unterschieden werden, die sich in wechselnder Menge am Aufbau der als Schelfrand-Riffe gedeuteten Karbonate beteiligen. Dieser Fazies ist am Außenschelf eine Plattform-Entwicklung mit gebankten Kalken, Einschaltungen von Sandsteinen und Quarzkonglomeraten benachbart, die z.T. über das Wachstum der „Trogkofel-Riffe“ andauern kann.

Der Karbonatentwicklung gegenüberstehend, werden mit wahrscheinlich größerer Ausdehnung im küstennahen Innenschelfbereich abgelagerte „Klastische Trogkofelschichten“ beschrieben, die bis 500 m mächtig werden.

Im Mittelperm tritt in dieser Entwicklung eine Zäsur ein, die durch synsedimentäre Bruchtektonik eingeleitet wird. Im Zusammenhang mit der Saalischen Phase an der Wende Unter-/Mittelperm im Zusammenhang stehend, kommt es zum Zerschneiden der permischen Karbonatplattform. Als Folge submarinen Abtrags und subaerischer Erosion werden örtlich Brekzien und Konglomerate (Tarviser Brekzie), die vorwiegend aus Lokalschutt zusammengesetzt sind, zur Ablagerung gebracht.

Die Tarviser Brekzie geht im Hangenden meist unscharf in die Gröden-Formation über. Dieses 30-60 m mächtige, durch intensive Rotfärbung auffallende Schichtglied besteht aus karbonatreichen Ton-Silten mit Dolomitlagen und Dolomitknollen, wogegen sandige Einlagerungen stark zurücktreten.

Die überlagernde 170 m mächtige Bellerophon-Formation besteht basal aus einem Wechsel von Evaporiten (Rauhwacken) und bituminösen Dolomiten, die nach ihrer Fossilführung zeitweise eine freie Verbindung zum Meer anzeigen. Danach folgen ostracoden- und radiolarienführende Feinschlammkalke, die von schillführenden Dolomiten abgelöst werden

## (B) Die Cellonetta-Lawinenrinne (Exkursion)

Das berühmte Profil in der Cellonetta-Lawinenrinne ist zwischen 1480 und 1560 m Seehöhe an der Ostseite des Cellon, SSW von Kötschach-Mauthen nahe der österreichisch-italienischen Grenze, durch einen Fußmarsch von ca. 15 Minuten vom Plöckenpaß erreichbar. (Abb.2).



Abb. 2: Geographische Lage des Profils in der Cellonetta-Lawinenrinne

Das Profil gilt als eine der Pilgerstätten für Geologen aus aller Welt. Die Gründe liegen in der leichten Erreichbarkeit, den ausgezeichneten Aufschlussverhältnissen, der geschlossenen Schichtfolge vom jüngeren Ordovizium bis an den Beginn des Devons und den in einigen Lagen besonders zahlreichen Fossilien.

Die erste Kenntnis über dieses Vorkommen verdanken wir Georg GEYER (1857-1936), dem späteren Direktor der Geologischen Reichsanstalt in Wien, der im Jahre 1893 in der Umgebung geologische Aufnahmsarbeiten durchführte und im folgenden Jahr darüber einen Bericht veröffentlichte. Zehn Jahre später, anlässlich des 9. Internationalen Geologenkongresses in Wien, besuchten 9 Teilnehmer aus verschiedenen Ländern unter Leitung des Entdeckers und seines Assistenten L. Waagen am Nachmittag des 1. September 1903 die Cellonrinne. Die ganze "Gesellschaft der Kongressisten" zeigte sich darüber wie auch über das folgende Exkursionsprogramm am Wolayersee und Naßfeld tief beeindruckt.

Bis in die Gegenwart haben erdwissenschaftliche Arbeiten an diesem Profil angehalten, so dass heute nicht nur unzählige Details über die meisten in den Gesteinen enthaltenen Fossilgruppen und damit das Gesteinsalter und ihre weltweiten Verbindungen bekannt sind.

Das Studienobjekt wurde dabei zunehmend kleiner, es umfasst derzeit bereits mm-dünne Abschnitte der Schichtfolge.

Von großer Bedeutung ist die Abfolge silurischer Gesteine innerhalb des Profils, da dieser Abschnitt den Stratotypus des Silurs der Ost- und Südalpen darstellt. Über eine Strecke von etwa 60 m ist diese Gesteinsfolge aufgeschlossen, wie sie an keiner anderen Stelle in Mitteleuropa in ähnlich klarer Weise vorkommt. Mit dem Beginn wenige Meter unter dem Steig bilden verschieden gefärbte Kalke, Kalksandsteine und Schiefer die Unterlage des Cellons.

Von unten nach oben werden folgende lithostratigraphische Einheiten mit dazugehörigen, im Gelände markierten Probennummern unterschieden (Abb.3):

Unter dem Steig:

Uggwa-Schiefer und Uggwa-Kalk (Nr. 1-5), Plöcken-Formation (Nr. 6-8)

Über dem Steig:

Kok-Formation (Nr. 9-20), Cardiola-Formation (Nr. 21-24), Alticola-Kalk (Nr. 25-39), Megaerella-Kalk (Nr. 40-47) und Rauchkofel-Kalk (ab Nr. 48)

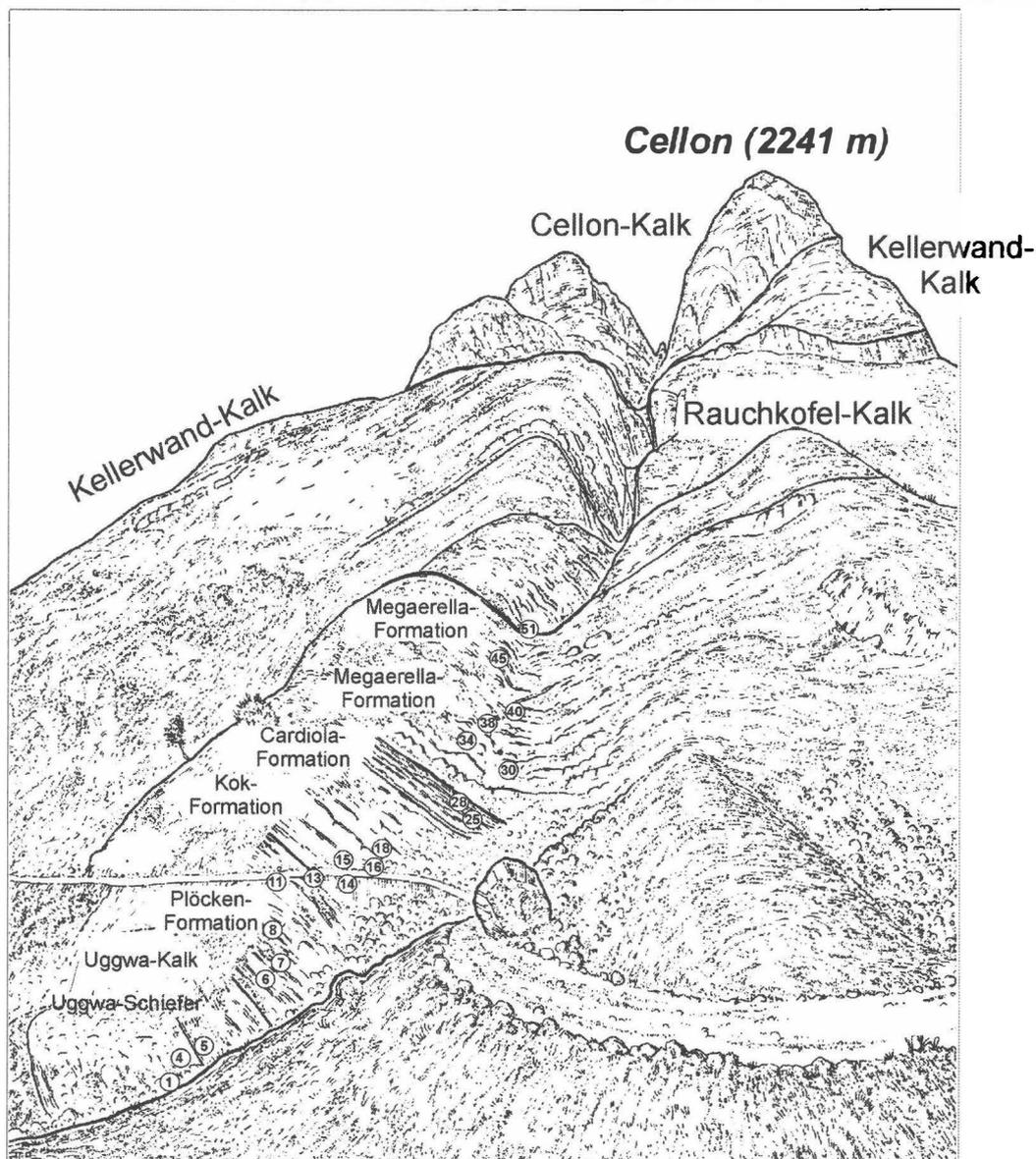


Abb.3: Die Cellonetta-Lawinrinne mit ihren lithostratigraphischen Einheiten. Die Nummern korrespondieren mit den im Text erwähnten Probennummern (verändert nach SCHÖNLAUB 1991).

Nach KREUTZER (SCHÖNLAUB & KREUTZER 1994) sind folgende mikrofazielle Typen (bezogen auf die Probennummern nach WALLISER 1964) in der Profilabfolge gegeben:

### Ordovizium

#### Bank 1-5: Uggwa-Kalk

Alter:	Ashgillium
Ausbildung:	a) Graue bis bunte pelagische Tonflaserkalke im Wechsel mit b) Ostracoden-Echinodermen-Schill.
Biogene:	Brachiopoden, Filamente, Ostracoden, Parathuramminaceen, Cephalopoden, Styliolinen, Echinodermenreste, Conodonten, Trilobiten, Acritarchen, Chitinozoen
Mächtigkeit:	5-6 m
Karbonatklassifikation:	a) wackestone; b) pack/-grainstone

#### Bank 6-8: Plöcken-Formation

Alter:	Ashgillium
Ausbildung:	Echinodermenschutt- und Schillkalk
Biogene:	Echinodermen, Ostracoden, Bivalven, Cyanobakterien
Mächtigkeit:	bis 7 m
Karbonatklassifikation:	grainstone

### Silur

#### Bank 9-20: pelagische Kok-Formation

Alter:	Wenlockium bis mittleres Ludlowium
Ausbildung:	stylolithisierte, graue bis grauschwarze mikritische Kalke
Biogene:	Filamente, Trilobiten, Orthoceren, Gastropoden, Brachiopoden, Echinodermen
Mächtigkeit:	4 m
Karbonatklassifikation:	mud-/wackestone

#### Bank 21-24: Cardiola-Formation

Alter:	Oberes Ludlowium
Ausbildung:	graue Kalke mit Mergellagen.
Biogene:	Nautiloideen, Ostracoden, Trilobiten, Parathuramminaceen, Radiolarien
Mächtigkeit:	0,5 - 4 m
Karbonatklassifikation:	wackestone

**Bank 25-39: Alticola-Formation**

Alter:	Pridolium
Ausbildung:	dolomitische, graue bis grauviolette Mikrite
Biogene:	Nautiloideen, Filamente, Trilobiten
Mächtigkeit:	20 m
Karbonatklassifikation:	wackestone

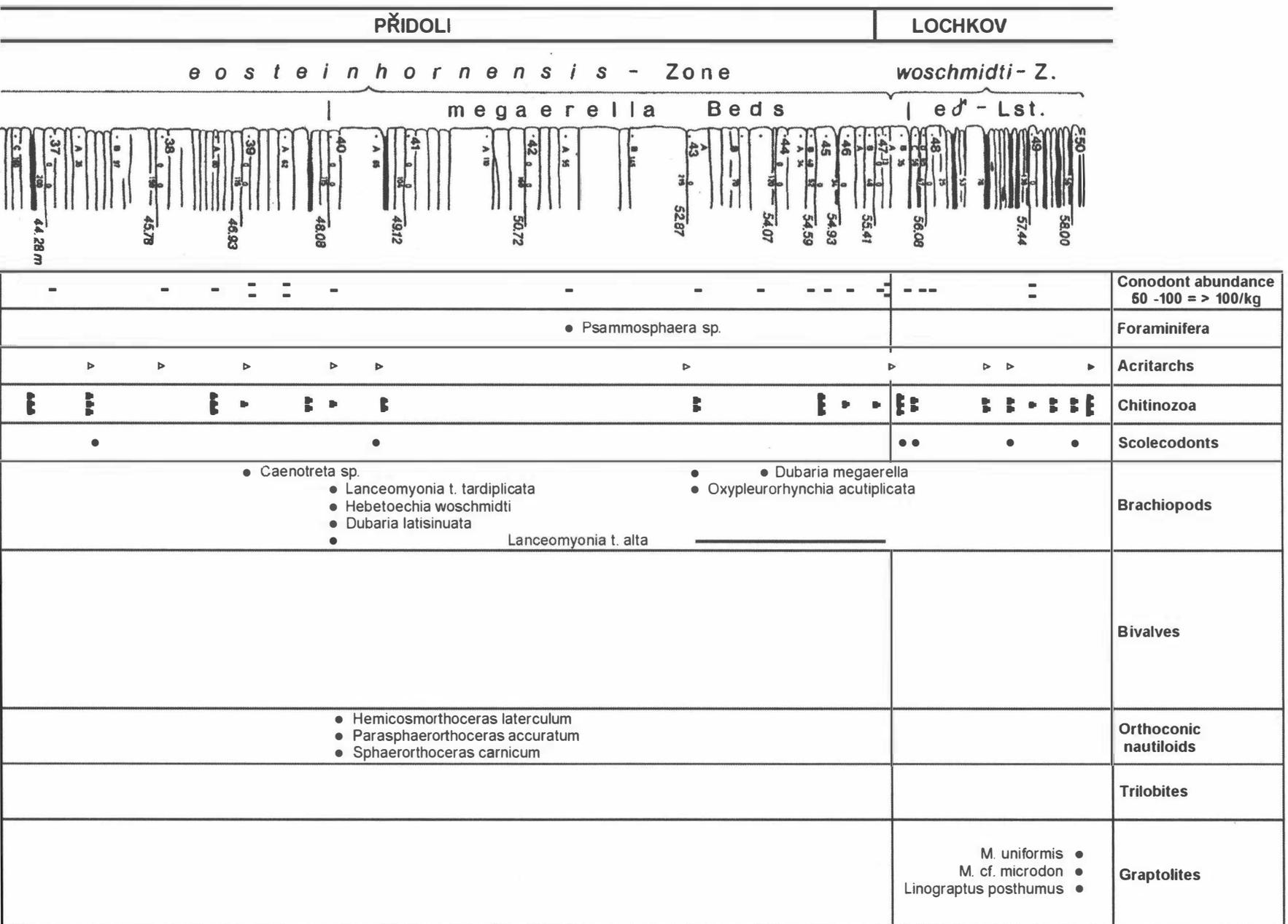
**Bank 40-47: Megaerella-Formation**

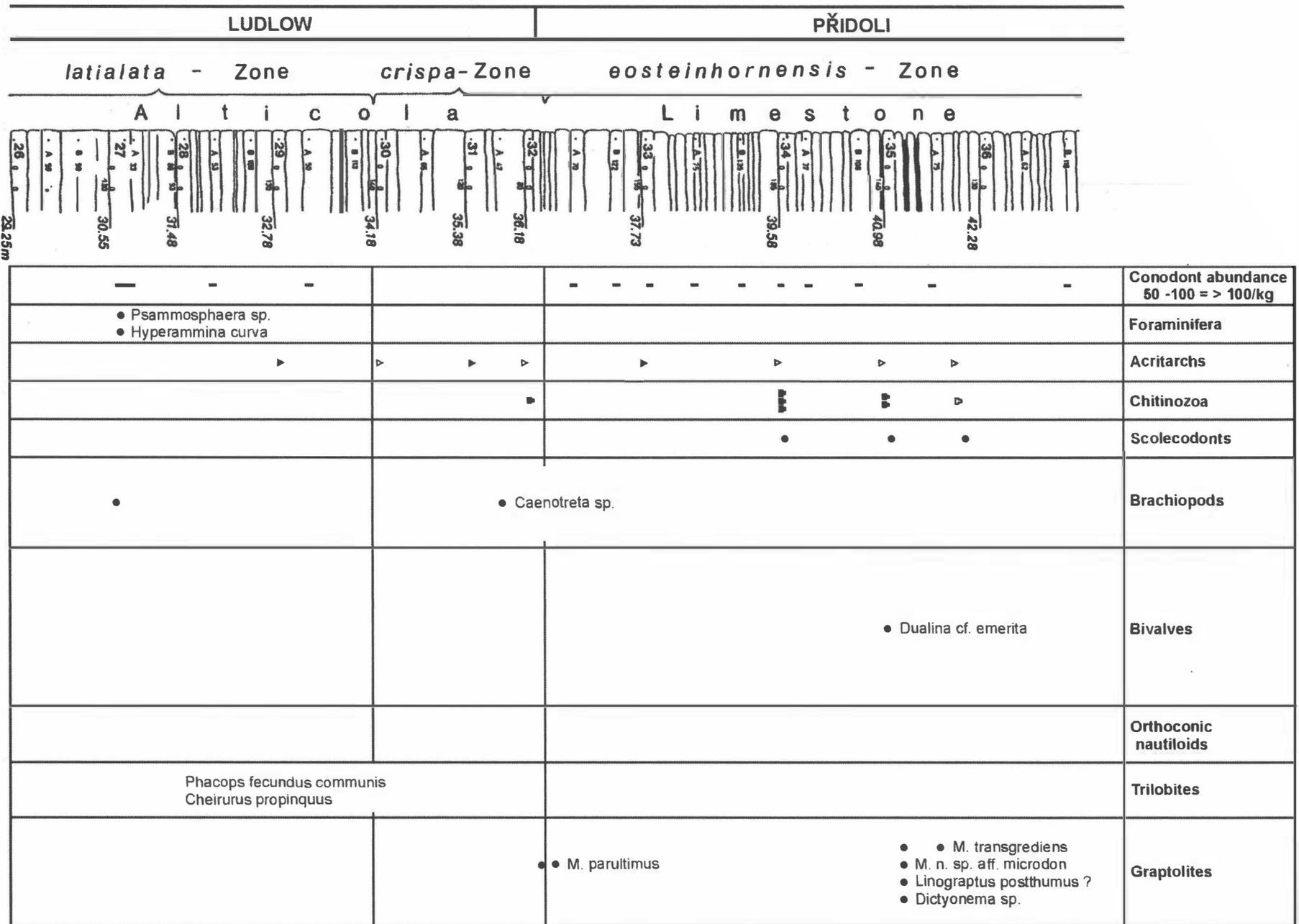
Alter:	Pridolium
Ausbildung:	a) hell- bis mittelgraue Mikrite im Wechsel mit b) Biospariten
Biogene:	(a) Ostracoden, Filamente, Trilobiten (b) Ostracoden, Filamente, Echinodermen
Mächtigkeit:	8 m
Karbonatklassifikation:	(a) wackestone; (b) pack-/grainstones

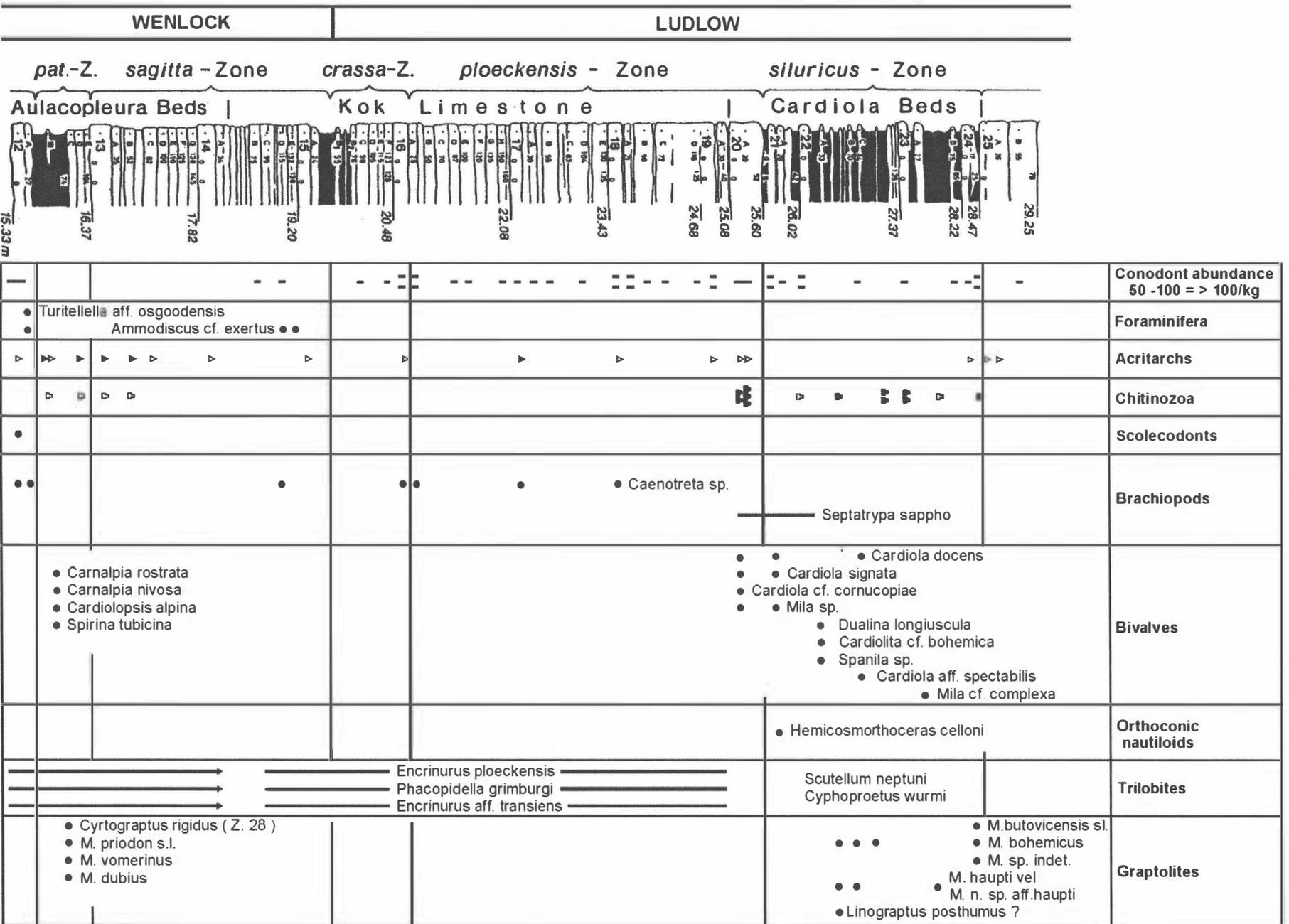
Im Profil folgen hangend zu den 7,3 m mächtigen mergeligen Uggwa-Kalken des Ashgilliums, die hangend in grünliche Siltsteine übergehen 4,8 m mächtige kalkig zementierte Sandsteine der Plöcken-Formation. Die Ordovizium/Silur-Grenze liegt nach SCHÖNLAUB (1985) zwischen Plöcken-Formation und der überlagernden Kok-Formation, also zwischen den Probennummern 8 und 9. Innerhalb der Plöcken-Formation, deren Gesteinsabfolge dem Höhepunkt eines weltweit nachweisbaren regressiven Zykluses zugeordnet werden kann, weisen Indexfossilien der Hirnantia-Fauna auf ein oberes Ordovizium hin. Die basalen Teile der Kok-Formation sind durch sedimentäre Überlieferungslücken gekennzeichnet, die sechs Graptolithenzonen und zwei Conodontenzonen erfassen. Erneut einsetzende Sedimentation im oberen Llandoveryium beginnt innerhalb der *celloni*-Zone.

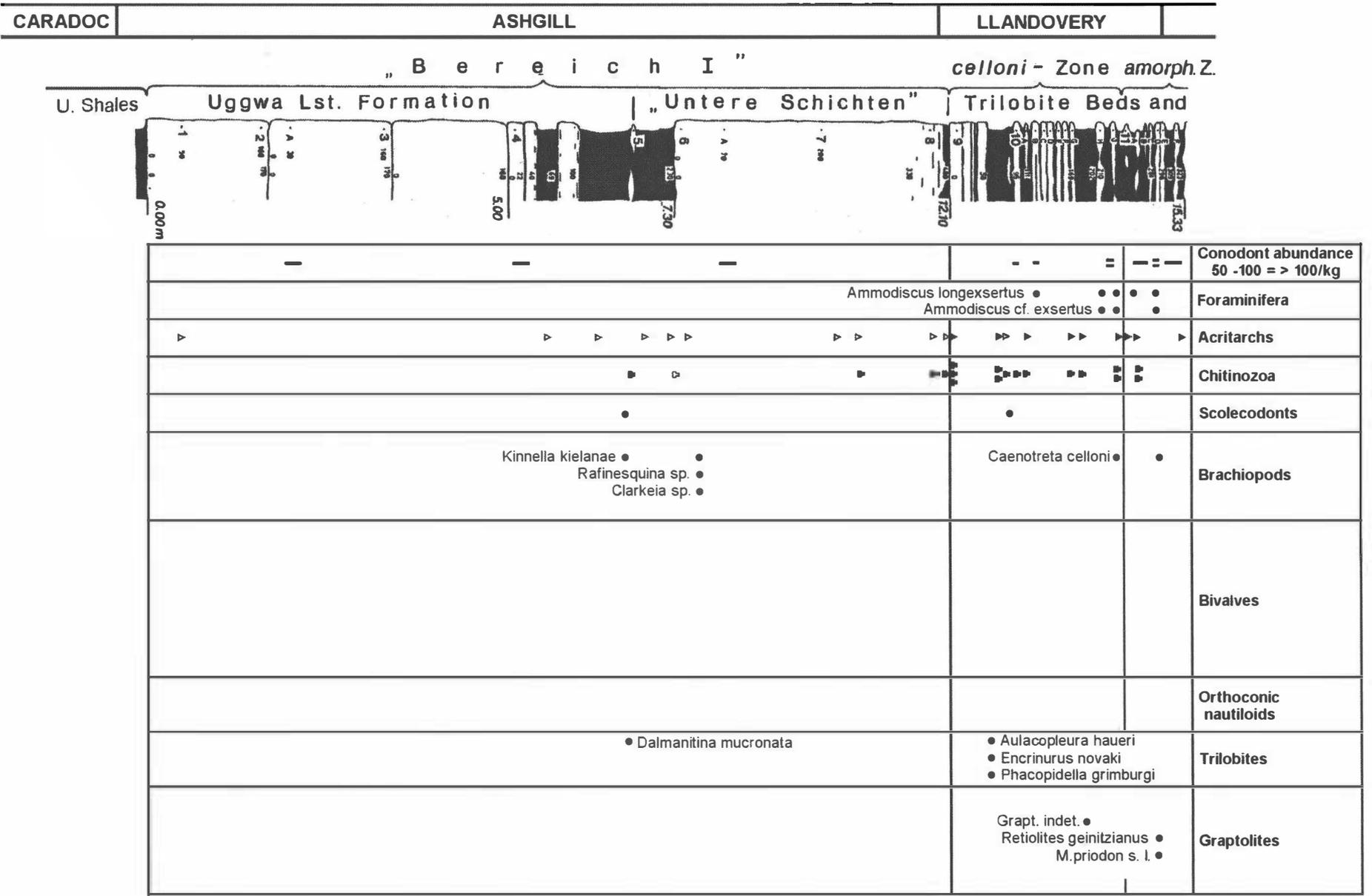
Die Grenze Llandoveryium/Wenlockium ist im Profil nicht exakt fassbar, muss aber nach den Graptolithen und Conodonten zu schließen zwischen den Probennummern 11 und 12 liegen. Die Grenze Wenlockium/Ludlowium liegt in den Schiefen zwischen 15 B1 und 15 B2. Etwa 8 Meter über der Basis der Alticola-Formation bei Nummer 32 liegt die Grenze Ludlowium/Pridolium.

Die Silur/Devon-Grenz im Cellonprofil wird durch die Schichtgrenze zwischen den Bänken mit den Conodontenprobennummern 47 A und 47 B markiert und ist durch das Erstauftreten von *Icriodus woschmidti* charakterisiert. Dabei muss aber angemerkt werden, dass erste diagnostische Lochkov-Graptolithen ungefähr 1,5 Profilmeter höher bei Probennummer 50 (*Monograptus uniformis*, *M. cf. microdon* und *Linograptus posthumus*) auftreten. Zur Fossilführung siehe folgende Abbildung (Abb.4):









### (C) Der Pflanzenfundpunkt der Krone (Exkursion)

Vom Südwesthang der Krone (Abb.5) kennt man schon seit Ende des vorigen Jahrhunderts reiche Vorkommen von Pflanzenabdrücken aus dem jüngeren Karbon. Der berühmte Pflanzenfundpunkt liegt auf rund 1730 m Höhe im Mittelteil der weithin sichtbaren plateauartigen Aufragung der Krone. Diese niedere Erhebung wird von flach liegenden Schiefen, Sandsteinen, Konglomeraten und Kalken aufgebaut, die pflanzenführenden Partien im Mittelteil sind Feinsandsteine und Schluffe. Der Fundpunkt ist aufgrund einer regen Sammlertätigkeit und ausgedehnten Grabungen heute leider nicht mehr sehr ergiebig. Dennoch finden sich in den umliegenden Halden noch immer viele Einzelfiedern oder ganze Wedel, auch flach gedrückte Reste von Schachtelhalmen sind recht häufig. Als Sensationsfund galt zu Beginn der 80er-Jahre des 20. Jahrhunderts ein etwa 1m langer und 90 cm dicker Stammrest des Siegelbaumes *Syringodendron* sp., der unter großen Mühen geborgen werden konnte und schließlich im Heimatmuseum Möderndorf seinen endgültigen Aufstellungsort fand. Neben Vertretern von Bärlappgewächsen fanden sich auch Schachtelhalme (Calamiten), Cordaiten und Abdrücke von echten Farnen und Samenfarne. Weitere markante Fundpunkte sind auf Seehöhe 1760 m und 1770 m.

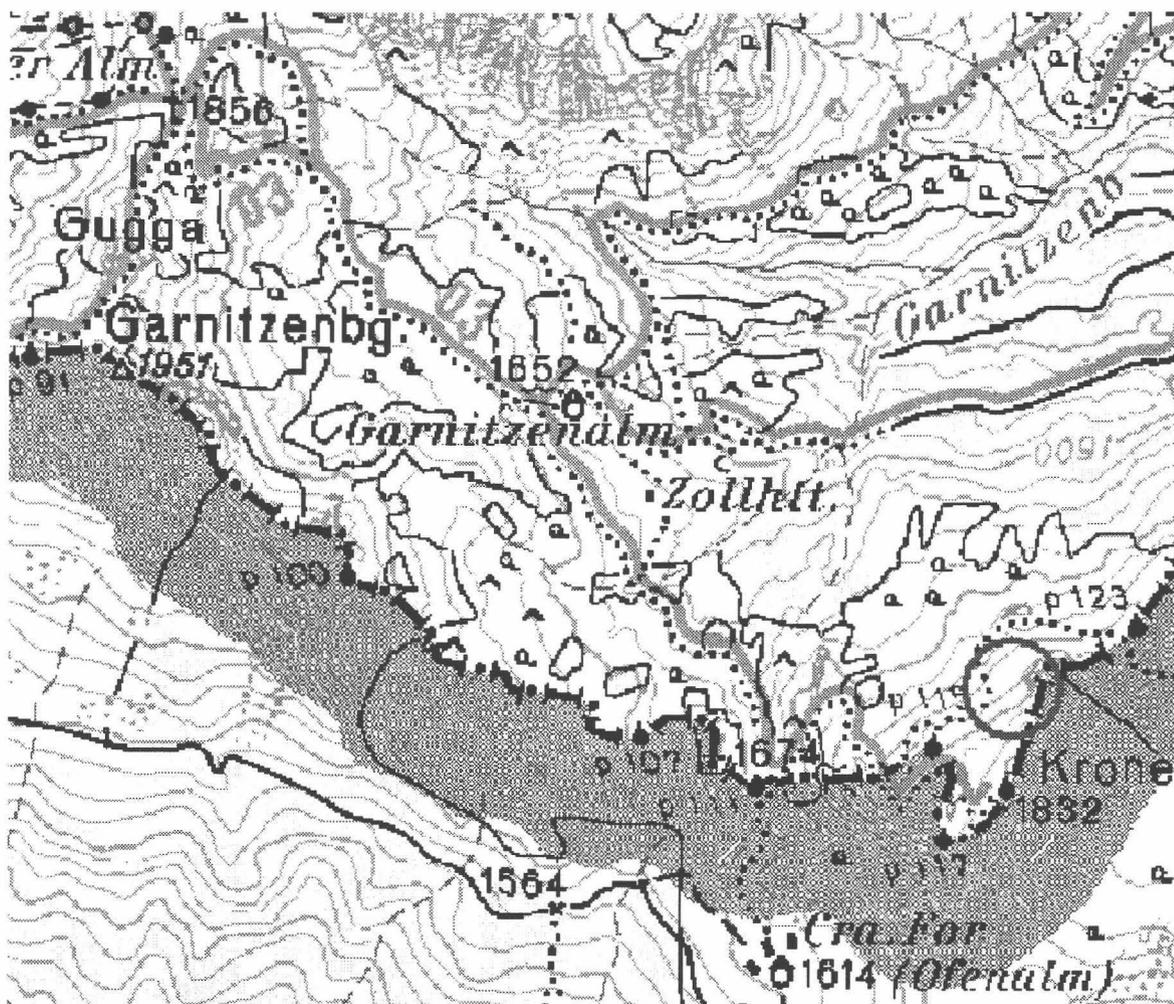


Abb.5: Geographische Lage des Pflanzenfundpunkte auf der Krone

Lithostratigraphisch wird die Krone von der Corona-Formation und der Auernig-Formation (in der alten Terminologie die Schichtglieder „mittlere kalkarme Schichtgruppe“ und „obere kalkreiche Schichtgruppe“) aufgebaut. Diese Formationen weisen bei ausgeprägtem zyklischen Aufbau auch sehr ähnliche Lithofaziestypen auf. Die Unterschiede liegen lediglich darin, dass die Auernig-Formation gegenüber der Corona-Formation reich an Kalkeinschaltungen ist.

Die bis zu rund 300 m mächtige Corona-Formation ist fast ausschließlich klastisch entwickelt. Lediglich im hangendsten Profilabschnitt sind zwei jeweils mehrere dm-mächtige Kalkbänke eingeschaltet.

In der rund 250 m mächtigen Auernig-Formation sind dagegen Einschaltungen von 10 mächtigeren Kalkhorizonten (zwischen 2 und 13m) und mehreren dünnen Kalklagen charakteristisch. Das Typusprofil liegt am Auernig, komplett aufgeschlossen ist die Auernig-Formation aber auch im Garnitzenprofil, der tiefere Anteil der Abfolge ist auch auf der Kronalpe aufgeschlossen.

(a) Quarzkonglomeratabfolgen bilden die markante Steilstufen der Krone, von denen auch der Name des Berges abzuleiten ist. Sie werden meist einige Meter, in seltenen Fällen bis knapp 30 m mächtig. Es handelt sich fast durchwegs um reine Quarzkonglomerate mit nur vereinzelt Lyditgeröllen und sehr untergeordnet auftretenden metamorphen Geröllkomponenten (diverse Glimmerschiefer). Die Korngröße liegt meist unter 10 cm, die Zurundung und Sortierung des Geröllbestandes ist vereinzelt sehr gut, meist mäßig bis gut. An Sedimentstrukturen treten vor allem verschiedene Typen von Schrägschichtung auf.

(b) Die bis zu rund 20 m mächtigen Sandsteine bestehen zu einem überwiegenden Anteil aus polykristallinen und monokristallinen Quarzen sowie aus metamorphen Gesteinsbruchstücken und detritischen Feldspäten. Sie sind also im allgemeinen als Sublitharenite und Subarkosen zu klassifizieren. An Sedimentstrukturen treten Horizontalschichtung und verschiedene Typen von Schrägschichtung sowie synsedimentäre Deformationsstrukturen auf. In den feinkörnigen Sandsteinen, die sich häufig durch sehr reichhaltige detritische Glimmerführung ausweisen, ist Hummocky-Schrägschichtung weit verbreitet. Allerdings können in diesen Sandsteinen die primären Sedimentstrukturen durch Bioturbation auch völlig zerstört sein. Sandsteine an der Basis von Karbonatabfolgen sind häufig fossilführend.

c) Siltsteine und Tonschiefer treten zueinander in sämtlichen Übergängen auf und finden sich in Mächtigkeiten von einigen dm bis mehr als 20 m. Neben Horizontalschichtung sind vereinzelt Rippeln und Belastungsmarken zu finden, *Zoophycos* und andere Lebensspuren sind weit verbreitet. Infolge starker Bioturbation können die Sedimente auch völlig strukturlos sein. Die Siltsteine und Tonsteine können stellenweise sehr fossilreich (Brachiopoden, Trilobiten und Pflanzenreste) sein.

(d) Karbonate erreichen sehr unterschiedliche Mächtigkeiten, die zwischen dm-Bereichen und bis maximal ca. 15 m in der Auernig-Formation liegen können. Die durchwegs sehr fossilreichen Kalke sind in mächtigeren Lagen an der Basis und am Top meist dunkelgrau und dünngebankt und weisen dünne, schwarze, mergelig-siltige Zwischenlagen auf. Mikrofaziell handelt es sich vor allem um Algensiltite und Algenmikrite, sowie Algen-Foraminiferen-Siltite und -Mikrite. Echinodermen-Biosparite (mit Fusulinen, Algen und anderen Biogenresten) treten untergeordnet auf.

Die häufigsten Biogene sind Algen (*Anthracoporella*, *Archaeolithophyllum*, *Epimastopora*, *Eugonophyllum* u. a.), Fusuliniden, Kleinforaminiferen (häufig sessile Formen), Schalenreste von Brachiopoden und Gastropoden, Echinodermenreste, Ostracoden, Bryozoen sowie seltener Kalkschwämme und Spicula.

Die genannten Sedimenttypen bauen charakteristische Sequenzen auf, die man als „Auernig-Zyklothema“ („Auernig-Rhythmus“) bezeichnet (Abb.6).

Grob können 2 Typen von Sequenzen unterschieden werden, eine (a) unten-grob/oben-fein-Sequenz und (b) eine unten-fein/oben-grob-Sequenz (vgl. KRAINER 1992 cum lit.):

Unten-grob/oben-fein-Sequenzen beginnen an der Basis mit Quarzkonglomeraten, die teilweise als Strandbildungen gedeutet werden können. Daraufhin folgen häufig trogförmig schrägeschichtete Sandsteine des oberen Vorstrandbereiches und feinkörnige Sandsteine mit Hummocky-Schrägschichtung, die unterhalb der normalen Wellenbasis im Sturmwellenbereich des unterer Vorstrandes entstanden sind. Darüber folgen meist fossilführende horizontalgeschichtete oder bioturbate Siltsteine. Mit einem reichhaltig fossilführenden Sandstein setzen mikritische Karbonate ein. Letztere entstanden unterhalb der Wellenbasis. Während der Ablagerung der Karbonate kam es zu keiner klastischen Einschüttung.

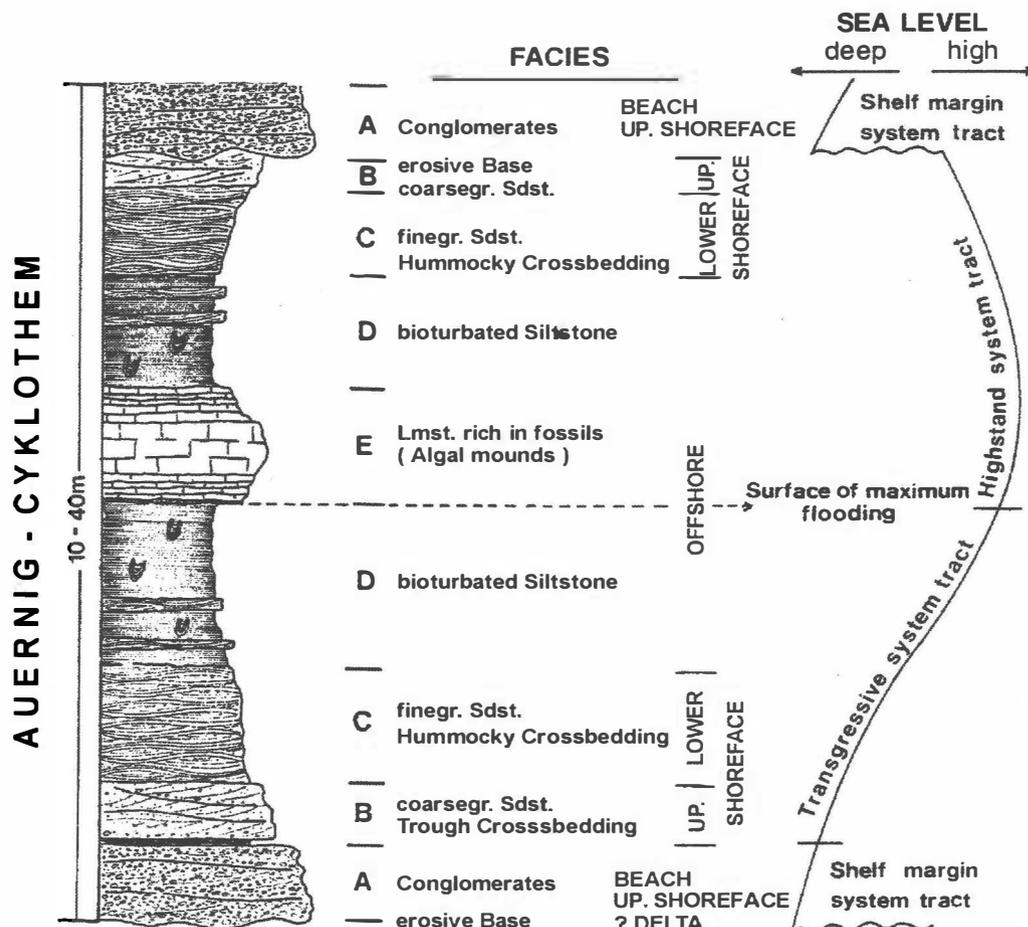


Abb.6: Darstellung eines idealisierten Auernig-Zyklothems (nach KRAINER 1992)

Solche Abfolgen werden als „transgressive Sequenzen“ interpretiert, die durch ein kontinuierliches Ansteigen des Meeresspiegels entstanden sind.

Daneben gibt es auch den umgekehrten Fall von regressiven Sequenzen mit praktisch umgekehrter Anordnung der Abfolge. Sie werden mit einer Absenkung des Meeresspiegels in Beziehung gebracht.

Das Vorkommen der Pflanzenfossilien ist häufig an die Tonschiefer (und Anthrazitkohleflöze) gebunden, die sich in unmittelbarer Nähe der Konglomerate, vielfach an deren Top, z.T. aber auch an der Basis befinden. Selten kommen echte Wurzelhorizonte vor, wie der in situ gefundene *Syringodendron* sp., dessen etwa 1 m langer Stammrest kurz über der Wurzel einen Durchmesser von rund 90 cm hatte, eindrucksvoll bezeugte. Sein 800 kg schwerer Steinkern ist heute im Heimatmuseum Möderndorf bei Hermagor zu bewundern. Diese Tatsache weist darauf hin, dass es sich teilweise um eine autochthone Vegetation im Küstenbereich gehandelt hat. Teilweise wurden die Pflanzenreste aber auch eingeschwemmt.

### **Pflanzenfundstelle**

Aus den Gesteinen der Auernig-Gruppe sind seit dem zweiten Drittel des 19. Jahrhunderts Pflanzenfossilien bekannt. HÖFER hat 1869 erstmals im Bereich Ofenalm/Kronalpe eine größere Kollektion fossiler Pflanzenreste geborgen (HÖFER 1870), von der UNGER (1870) 19 Taxa bestimmen konnte. In der Zwischenzeit sind von mehr als 30 Lokalitäten 93 verschiedene Taxa (21 Equisetophyta, 11 Lycophyta, 53 Filicophyta, Pteridospermae und Pteridophylla sowie 8 Cordaitospermae) bestimmt und beschrieben worden.

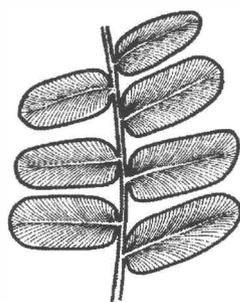
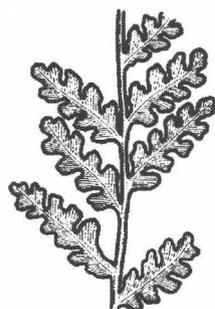
Die reichhaltige Flora enthält einige stratigraphisch wichtige Charakter- und Leitarten.

An der Westseite der Krone, etwa im Mittelteil der weithin sichtbaren plateauförmigen Kuppel der Berge auf Seehöhe 1730 m befindet sich der „klassische“ Pflanzenfundpunkt der Krone. Die pflanzenführenden Schichten dieses Fundpunktes verteilen sich über mehrere Meter, wobei die Feinsande und Schluffe die am besten erhaltenen Fundstücke liefern.

Infolge einer intensiven Sammlertätigkeit in den vergangenen Jahren können heute nur mehr nach umfangreichen Grabungen, zu denen allerdings eine Erlaubnis notwendig ist, größere Stücke geborgen werden. Nach wie vor kann man aber relativ häufig in den Steinhalden neben zusammenhängenden Wedel und sehr zahlreichen Einzelfiedern auch unterschiedlich große, meist flach gedrückte Stämmchen von Calamiten finden, deren lanzettförmige Beblätterung, die Annularien, an den Schichtflächen der Gesteine flach ausgebreitet sind.

Hohe Bäume bildende Cordaiten, Bärlappgewächse, Schachtelhalmverwandte (Annularia, Calamiten) und eine Anzahl an echten Farnen und Samenfarne (u.a. *Alethopteris*, *Odontopteris*, *Sphenopteris*, *Pecopteris*) bestimmen die Elemente dieses Fundpunktes (vgl. Abb.7), der als „Haltepunkt 10“ des Naturpfades Nassfeld (*Geotrail Karnische Alpen*) seit mehr als 15 Jahren einer breiten erdwissenschaftlich interessierten Öffentlichkeit zugänglich gemacht wurde.

*Sphenopteris* sp. *Neuropteris* sp. *Odontopteris*  
*alpina*



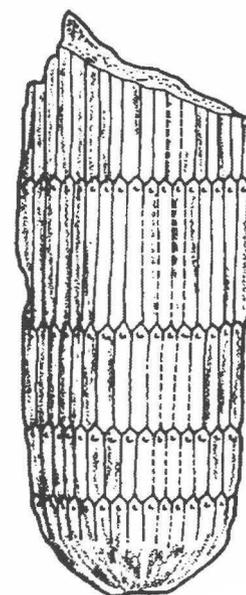
*Pecopteris*  
*polymorpha*



*Alethopteris*  
*bohémica*



*Annularia*  
*stellata*



*Calamites* sp.

Abb.7: Einige der häufigsten Fundobjekte am Fundpunkt „Haltepunkt 10“ des Naturpfades Naßfeld (verändert nach SCHÖNLAUB (1991))

Weitere Fundpunkte finden sich auf Seehöhe 1760 m und 1770 m (Abb.8), von denen BOERSMA & FRITZ (1990) und FRITZ & KRÄINER (1993) eine umfangreiche Fossilliste vorlegen konnten. Die Flora von 1760 m Seehöhe („Kronalpe-1“) lieferte folgende Taxa:

Equisecophyta

*Annularia sphenophylloides*  
*Annularia stellata*  
*Asterophyllites equisetiformis*  
*Calamites cistii*  
*Calamites cruciatus*  
*Calamostachys tuberculata*  
*Sphenophyllum oblongifolium*

Lycophyta

*Cyperites bicarinatus*  
*Knorria* sp.  
*Sigillaria brardii*  
*Sigillariostrobus* sp.  
*Syringodendron* sp.

Filicophyta, Pteridospermae,

Pteridophyllia

*Acitheca polymorpha*  
*Alethopteris bohémica*  
*Alethopteris* sp.  
*Aphlebia adnascens*  
*Aphlebia elongata*  
*Dicksonites pluckenettii*  
*Kahleria carinthiaca*  
*Linopteris* sp.  
*Neuropteris* Gruppe *auriculaca*  
*Odontopteris alpina*

<i>Odontopteris brardii</i>	<i>Ptychocarpus unitus</i>
<i>Pecopteris acuta</i>	<i>Sphenopteris</i> Gruppe <i>rutaefolia</i>
<i>Pecopteris</i> gr. <i>arborescens-schlotheimii</i>	<i>Sphenopteris</i> sp. div.
<i>Pecopteris candolleana</i>	<i>Trigonocarpum</i> sp.
<i>Pecopteris feminaeformis</i>	Cordaitospermae
<i>Pecopteris polymorpha</i>	<i>Cardiocarpus</i> sp.
<i>Pecopteris polymorpha</i> f. <i>minor</i>	<i>Cordaites principalis</i>
<i>Pecopteris schlotheimii</i>	<i>Cordaites</i> sp.
<i>Pecopteris unita</i>	
cf. <i>Pseudomariopteris busquetii</i>	

Aus dem Fundpunkt 1770 m Seehöhe („Kronalpe-2“) wurden folgende Taxa bekannt:

Equisetophyta	<i>Pseudomariopteris busquetii</i>
<i>Annularia sphenophylloides</i>	<i>Sphenopteris</i> sp.
<i>Annularia stellata</i>	Cordaitospermae
<i>Asterophyllites equisetiformis</i>	<i>Cordaites borassifolius</i>
<i>Calamites cistii</i>	<i>Cordaites principalis</i>
<i>Calamites undulatus</i>	Coniferae
<i>Calamites cruciatus</i>	<i>Lebachia</i> sp.
<i>Calamites</i> sp.	
<i>Calamostachys tuberculata</i>	
<i>Palaeostachya</i> sp.	
<i>Sphenophyllum longifolium</i>	
<i>Sphenophyllum oblongifolium</i>	
<i>Sphenophyllum verticillatum</i>	
<i>Sphenophyllum</i> -Achse	
Lycophyta	
<i>Cyperites bicarinatus</i>	
<i>Sigillana brardii</i>	
<i>Sigillaria</i> ( <i>Rhytidolepis</i> ) sp.	
<i>Sigillaria</i> sp. ( <i>Syringodendron</i> -Erhaltung)	
Filicophyta	
<i>Acitheca polymorpha</i>	
<i>Pecopteris arborescens</i>	
<i>Pecopteris candolleana</i>	
<i>Pecopteris feminaeformis</i>	
<i>Pecopteris hemitelioides</i>	
<i>Pecopteris polymorpha</i>	
<i>Pecopteris polymorpha</i> fa. <i>minor</i>	
<i>Pecopteris unita</i>	
<i>Pecopteris</i> sp.A	
<i>Pecopteris</i> sp. B	
<i>Ptychocarpus unitus</i>	
Pteridospermae	
<i>Alethopteris</i> sp.	
<i>Callipteridium gigas</i>	
<i>Dicksonites pluckenettii</i>	
<i>Odontopteris</i> sp.	

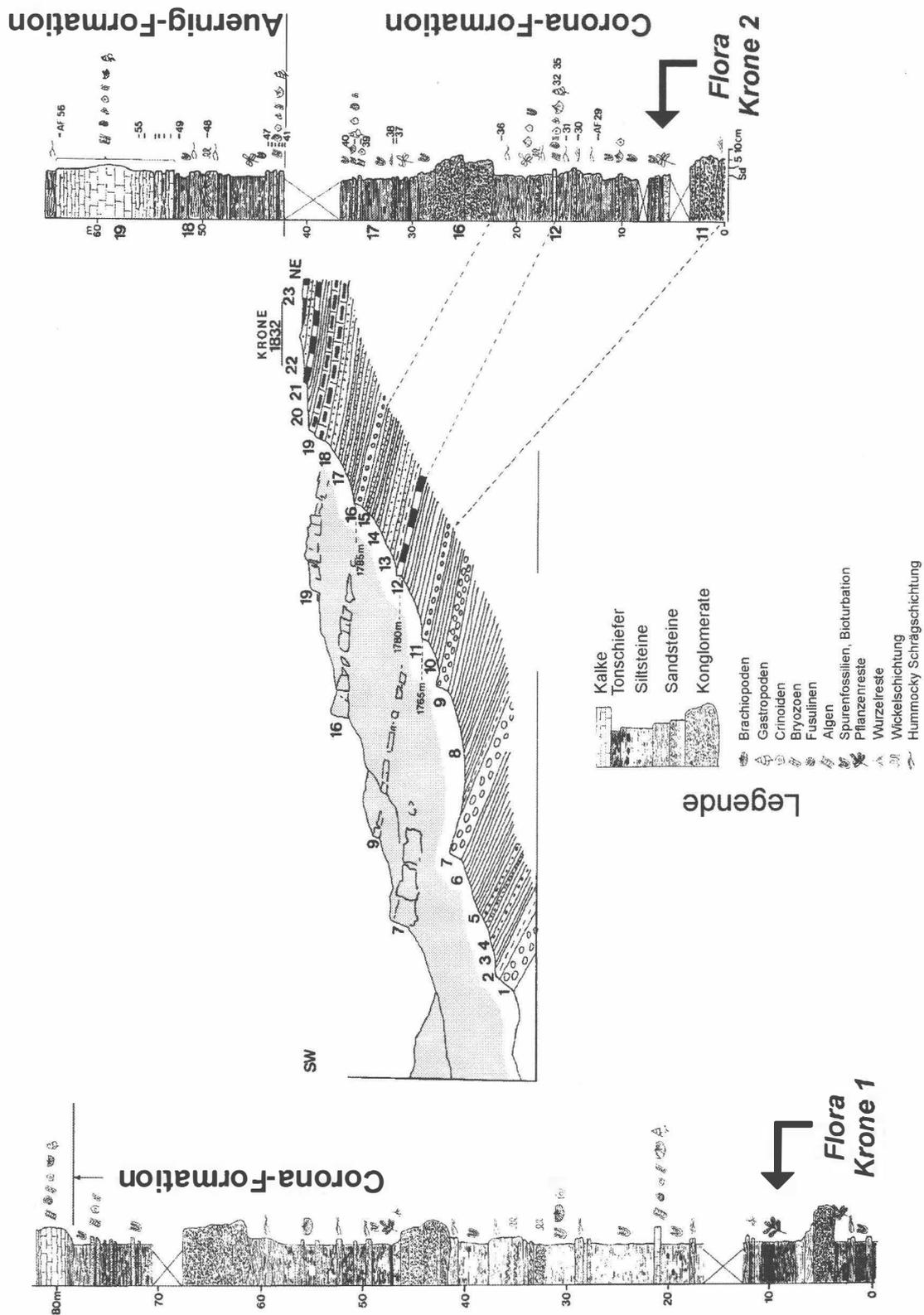


Abb.8: Profile durch die Westseite der Krone mit dem Pflanzenfossilfundpunkt „Flora Krone 1“ bei Seehöhe 1760 m und durch die Südseite der Krone mit Position der Megaflora „Flora Krone 2“ bei Seehöhe 1770 m. Verändert nach KRAINER (1990) und FRITZ & KRAINER (1993) bzw. GEYER (1897). Beachte Lage des Fossilfundpunktes „Flora Krone 2“ innerhalb der Schicht 11 im Geländeprofil von GEYER.

## Literatur

- 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*, **180/100**, 133-172, Klagenfurt.
- FENNINGER, A., HISTON, K., HUBMANN, B. & SCHÖNLAUB, H.P. (2000): Overview of the Non-Metamorphic Palaeozoic in Austria.- 18<sup>th</sup> Colloquium of African Geology, Excursion Guides Eastern Alps.- 25-51, 12 figs., Graz.
- 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. & KRAINER, K. (1993): Eine neue Megaflora aus dem Stefan der Kronalpe.- *Carinthia II*, **183/103**, 485-517, Klagenfurt.
- GEYER, G. (1894) Zur Stratigraphie der paläozoischen Schichtserie in den Karnischen Alpen.- *Verhandl. Geol. R.-A. Wien*.
- GEYER, G. (1897): Über die geologischen Verhältnisse im Pontafeler Abschnitte der Karnischen Alpen.- *Jb. Geol. R.-A.*, **46/1**, 127-233, Wien.
- HERITSCH, F. (1943): Die Stratigraphie der geologischen Formationen der Ostalpen. Das Paläozoikum.- 681 S., 14 Abb., Berlin (Borntraeger).
- HÖFER, H. (1870): Vorläufige Mitteilung über das Anthrazitvorkommen in der Nähe der Ofenalpe bei Pontafel.- *Jb. naturhist. Landes-Mus. Kärnten*, **10**, Klagenfurt.
- KRAINER, K. (1990): Zur faziellen Entwicklung Pflanzenfossil-führender Oberkarbon- und Unterpermsedimente Kärntens.- In: FRITZ, A., BOERSMA, M. & KRAINER, K. (1990): Steinkohlenzeitliche Pflanzenfossilien aus Kärnten.- *Carinthia II*, **180/100**, 109-132, Klagenfurt.
- KRAINER, K. (1992): Facies, Sedimentationsprozesse und Paläogeographie im Karbon der Ost- und Südalpen.- *Jahrb. Geol. Bundesanst.*, **135/1**, 99-193, 40 figs., 5 tabs., 7 pls., Wien.
- KREUTZER, L. H. (1990): Mikrofazies, Stratigraphie und Paläogeographie des Zentralkarnischen Hauptkammes.- *Jb. Geol. B.-A.*, **133/2**, 275-343, Wien.
- KREUTZER, L. H. (1992a): Palinspistische Entzerrung und Neugliederung des Devons in den Zentralkarnischen Alpen auf Grund von neuen Untersuchungen.- *Jb. Geol. B.-A.*, **135/1261-272**, Wien.
- KREUTZER, L. H. (1992b): Photoatlas zu den varizischen Karbonat-Gesteinen der Karnischen Alpen (Österreich/Italien).- *Abh. Geol. B.-A.*, **47**, 129 S., Wien.
- SAMANKASSOU, E. (2002): Cool-water carbonates in a paleoequatorial shallow-water environment: The paradox of the Auernig cyclic sediments (Upper Pennsylvanian, Carnic Alps, Austria-Italy) and its implications.- *Geology*, **30**, 655-658, Boulder.
- SCHÖNLAUB, H.P. (1980): Carnic Alps. Field Trip A.- In: SCHÖNLAUB H.P. (ed.) Second European Conodont Symposium ECOS II, Guidebook-Abstracts.- *Abh. Geol. Bundesanst.*, **35**, 5-57, 29 figs., Wien.
- SCHÖNLAUB, H.P. [Ed.] (1985): Arbeitstagung 1985 Kötschach-Mauthen.- 87 S., Wien.
- SCHÖNLAUB, H.-P. (1991): Vom Urknall zum Gailtal. 500 Millionen Jahre Erdgeschichte in der Karnischen Region.- 3. Aufl., 169 S., 103 Abb., 29 Taf., 4 Kt., Hermagor.
- SCHÖNLAUB, H.P. (1992): Stratigraphy, Biogeography and Paleoclimatology of the Alpine Paleozoic and its Implications for Plate Movements.- *Jahrb. Geol. Bundesanst.*, **135/1**, 381-418, 16 figs., Wien.

- SCHÖNLAUB, H.P. (1993): Stratigraphy, Biogeography and Climatic Relationships of the Alpine Palaeozoic.- In: Raumer, J.F.v. & Neubauer, F. (Eds.): Pre-Mesozoic Geology in the Alps.- 65-91, 11 figs., Berlin, etc. (Springer).
- SCHÖNLAUB, H.P. (1997, ed.): IGCP Project 421 North Gondwanan Mid-Palaeozoic Biodynamics, Inaugural Meeting Vienna, Sept.17-21, 1997, Guidebook.- Ber. Geol. Bundesanst., **40**, 1-134, Wien.
- SCHÖNLAUB, H.P.. (2000): The Ordovician of the Southern Alps.- Mitt. Österr. Geol. Ges., **91**, 39-51, 3 figs., 3 pls.,Wien.
- SCHÖNLAUB, H.P. & HEINISCH, H. (1993): The Classic Fossiliferous Palaeozoic Units of the Eastern and Southern Alps.- In: Raumer, J.F.v. & Neubauer, F. (Eds.): Pre-Mesozoic Geology in the Alps.- 65-91, 11 figs., Berlin, etc. (Springer).
- SCHÖNLAUB, H.P. & HISTON, K. (2000): The Palaeozoic Evolution of the Southern Alps.- Mitt. Österr. Geol. Ges., **92** (1999), 15-34, Wien.
- SCHÖNLAUB, H.-P. & KREUTZER ,L.H. (1993): Boundary Sections from the Carnic Alps.- In: Geochemical Event Markers in the Phanerozoic.- Erlanger geol. Abh., 122, 77-103; Erlangen.
- UNGER, F. (1870): Anthrazit-Lager in Kärnten.- Sitzungber. Östrr. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., Abt I, **60**, 777-794, Wien.
- WALLISER, O. H. (1964): Conodonten des Silurs. - Abh. Hess. L.-Amt Bodenforsch., **41**, 1-106, Wiesbaden.

## **Bisher erschienene Bände:**

### **Band 1**

**Hubmann, B. (Hrsg.): Geschichte der Erdwissenschaften in Österreich. 2. Symposium. Abstracts.-  
62 Seiten, Graz 2000.**

### **Band 2**

**Piller, W.E. (Hrsg.): AUSTROSTRAT 2000. Vortragskurzfassungen und Exkursionsführer.-  
86 Seiten, Graz 2000.**

### **Band 3**

**Hubmann, B. (Hrsg.): "Paläozoikumsforschung in Österreich". Workshop.-  
73 Seiten, Graz 2001.**

### **Band 4**

**Latal, C. & Piller, W.E. (Hrsg.): EEDEN. Environmental and Ecosystem Dynamics of the Eurasian  
Neogene. Stratigraphy & Paleogeography.-  
60 Seiten, Graz 2001.**

**Berichte des Institutes für Geologie und Paläontologie  
der Karl-Franzens-Universität Graz  
<ISSN 1608-8166>**