

Neuergebnisse aus dem Paläozoikum der Ost- und Südalpen			Redaktion: Hans Peter Schönlaub & Albert Daurer		
Jb. Geol. B.-A.	ISSN 0016-7800	Band 135	Heft 1	S. 99-193	Wien, März 1992

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

Von Karl KRAINER**)

Mit 40 Abbildungen, 5 Tabellen und 7 Tafeln

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 103, 148, 183, 184, 197, 198, 199, 200, 212

Karbon
Ostalpen
Südalpen
Sedimentologie
Fazies
Paläogeographie

Inhalt

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

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

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

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

Zusammenfassung

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

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

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

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

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

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

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

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

Mit sedimentärem Übergang folgt darüber die Badstub-Formation, eine grobklastische Abfolge submariner Sedimente, hauptsächlich durch Debris Flows, untergeordnet durch Turbidite entstanden. Die Breccien und Konglomerate der Badstub-Formation weisen einen außerordentlich hohen Gehalt an Amphibolitgeröllen auf, die Abkömmlinge metamorpher tholeiitischer Ozeanbodenbasalte darstellen. Daneben sind auch metamorphe und sedimentäre Gerölle, sowie im höheren Abschnitt Fossilien enthalten. Schlechter Reifegrad (Zusammensetzung, Rundung, Sortierung) und Fossilgehalt sprechen für kurzen Sediment-

transport und Ablagerung auf kleinen Fächern oder fächerähnlichen Sedimentkörpern entlang einer aktiven Störungszone am Kontinentalabhang. Die Badstub-Formation markiert somit eine tektonisch aktive Phase im oberen (obersten) Visé (Sudetische Phase).

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Abstract

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

Within both sequences, the shallow marine Bombaso Formation and Auernig Group, and the continental Stangnock Formation, plant fossils show the same evolution and in both sequences all megaflores zones of the Stephanian (*Odontopteris cantabrica* Zone, *Lobatopteris lamuriana* Zone, *Alethopteris zeilleri* Zone, *Sphenophyllum angustifolium* Zone and *Callipteris conferta* Zone) have been re-

cognized, allowing biostratigraphic correlation of the shallow marine sequence of the Carnic Alps with the continental sequence of the Gurktal Nappe.

Einleitung

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

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

1. Synorogene Sedimente (Visé–Westfal) der Ostalpen

1.1. Das Karbon von Nötsch

1.1.1. Lage und Verbreitung

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

Westen wird das Karbon von Nötsch zunehmend schmaler und keilt schließlich tektonisch aus.

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

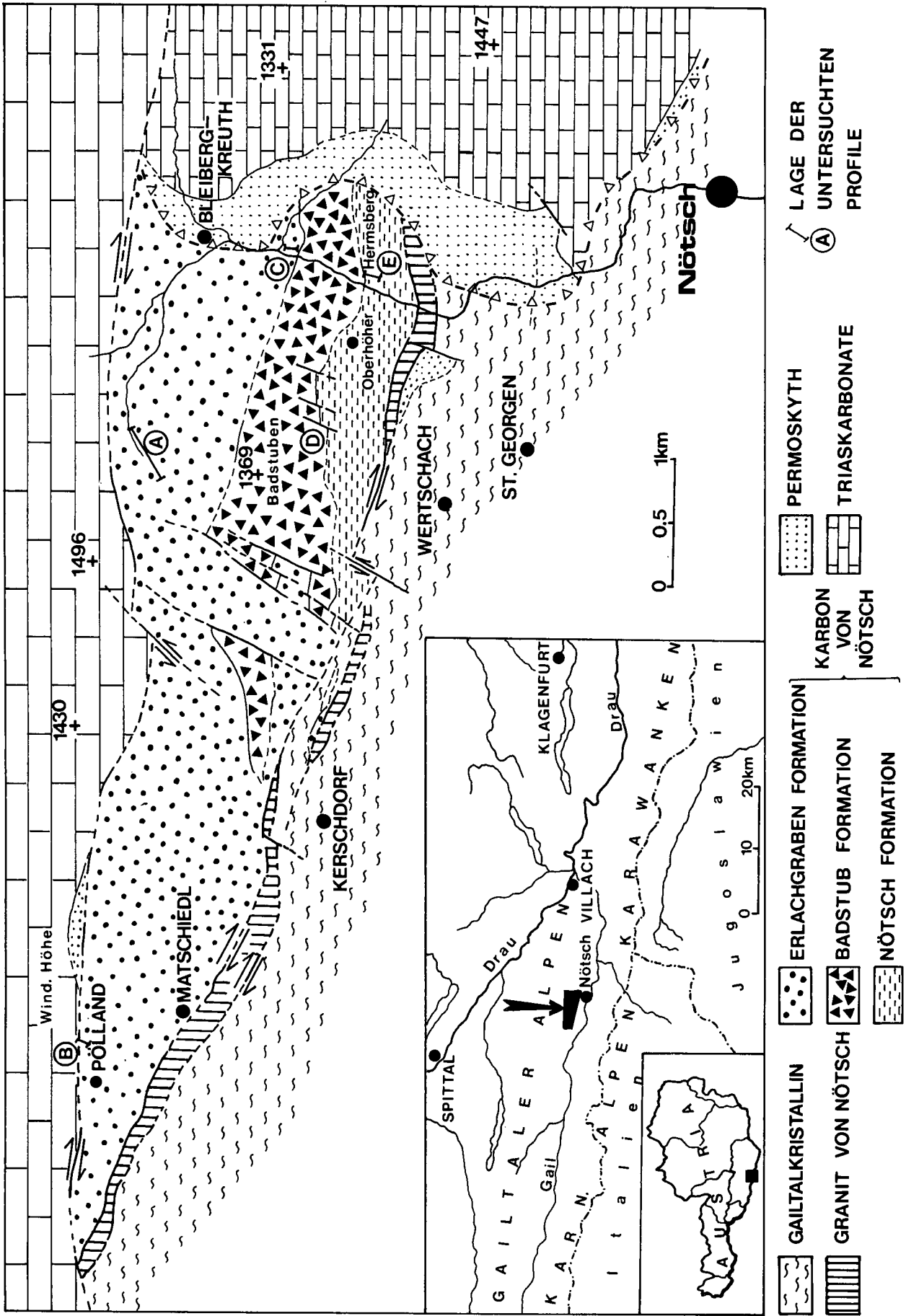


Abb. 1.
 Geologische Übersichtskarte des Karbons von Nötsch (geändert und vereinfacht nach Schönlaub, 1985) mit Lage der untersuchten Profile.
 A = Profil Erlachgraben; B = Profil Pölland; C = Straßenprofil Hermsberg (Erlachgraben-Formation); D = Profil NW Oberhöher (obere Badstub-Formation); E = Profil Hermsberg (Übergang Badstub-Formation - Nötsch-Formation).

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

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

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

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

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

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

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

1.1.2. Erlachgraben-Formation

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

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

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

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

1.1.2.1. Profil Erlachgraben

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

Darüber folgen mit einer scharfen, tektonisch überprägten Grenze mehrere Zehnermeter mächtige Kon-

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

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

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

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

1.1.2.2. Profil Pölland

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

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

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

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

ERLACHGRABEN

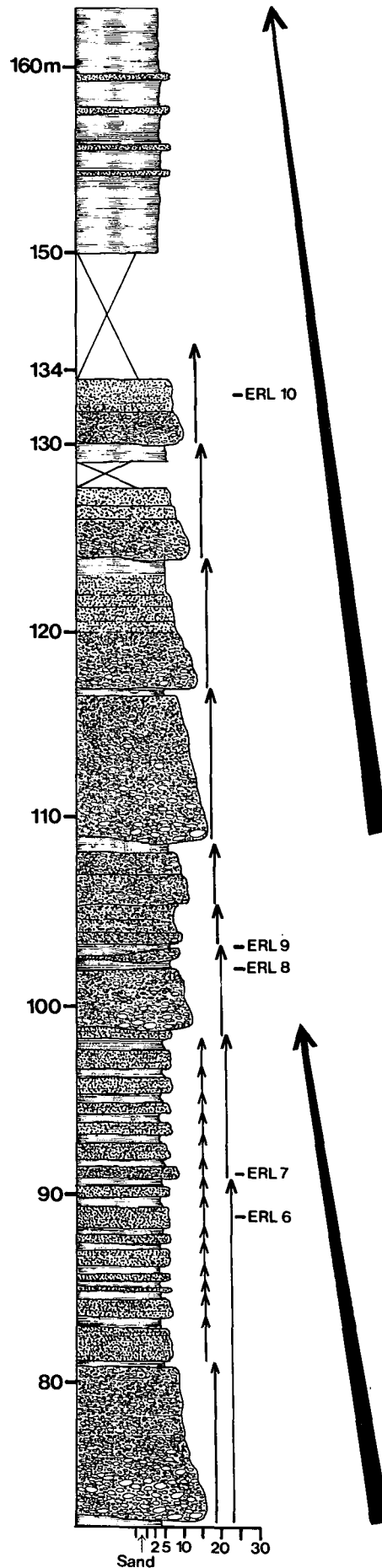
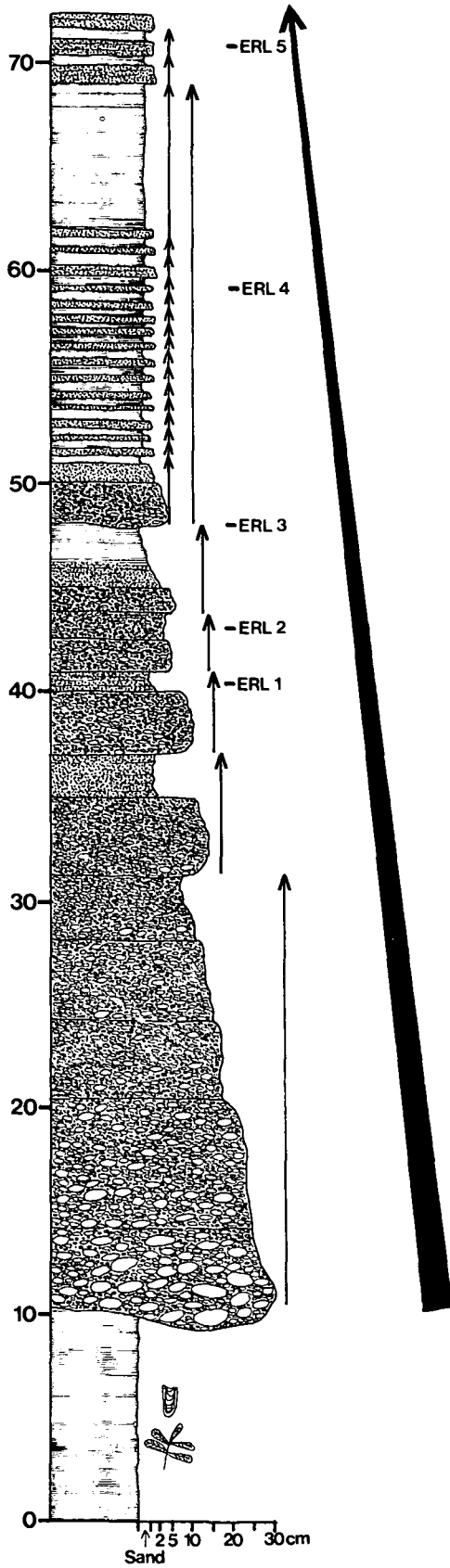


Abb. 2.
Schematisches Profil durch die Erlachgraben-Formation im Erlachgraben (Typuslokalität). Die Abfolge ist aus einzelnen FU-Sequenzen aufgebaut (kleine Pfeile); die ihrerseits FU-Megasequenzen (dicke Pfeile) bilden. Die Lage des Profils ist aus Abb. 1 ersichtlich.

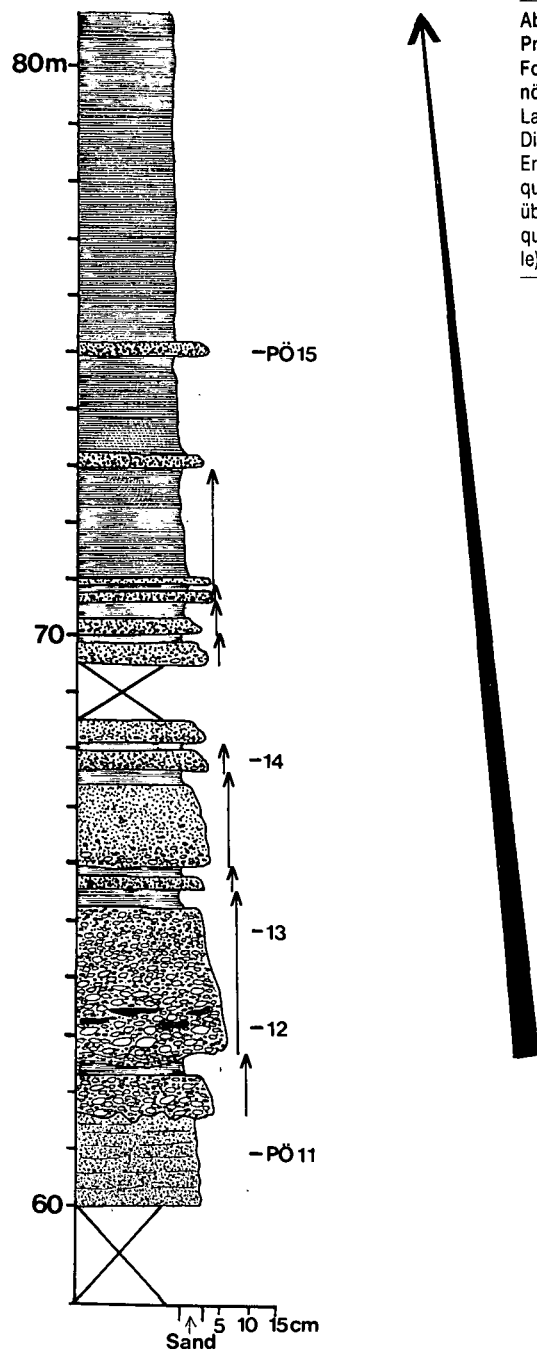
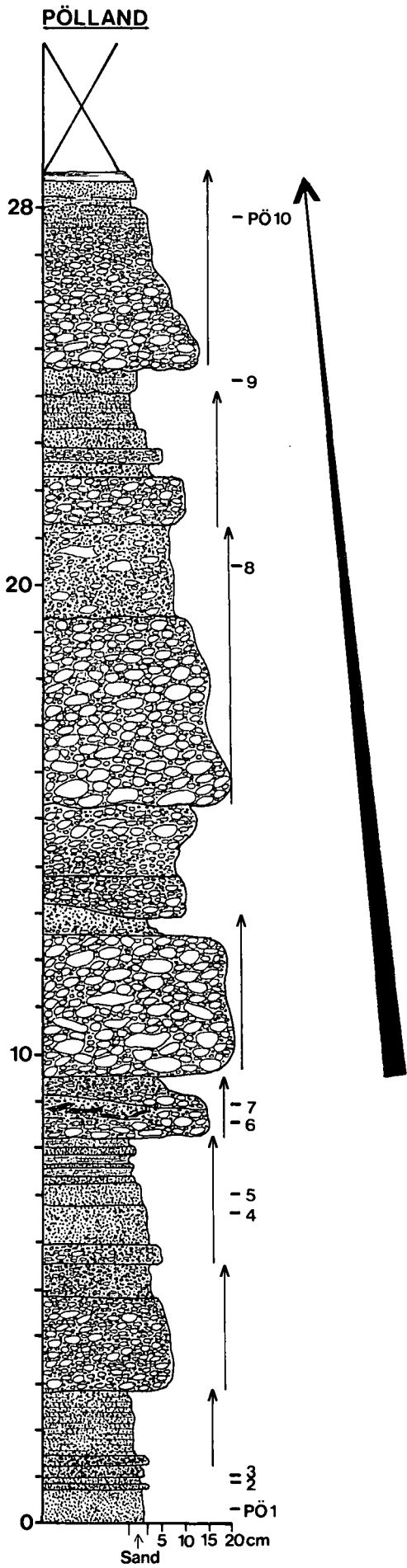


Abb. 3.
Profil durch die Erlachgraben-
Formation („Pölland Folge“)
nördlich von Pölland.
Lage siehe Abb. 1.
Diese Abfolge ist ähnlich wie im
Erlachgraben aus FU-Kleinse-
quenzen (kleine Pfeile) und
übergeordneten FU-Megase-
quenzen aufgebaut (dicke Pfeile).

1.1.2.3 Fazielle Entwicklung

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

① Konglomeratfazies

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

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

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

② Sandsteine

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

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

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

③ Siltig-tonige Sedimente

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

1.1.2.4. Sedimentpetrographie (Sandsteine)

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

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

und Zirkon. Die Sandsteine sind häufig durch einen hohen Gehalt an feinkörniger, phyllosilikatischer Grundmasse gekennzeichnet, wobei ein Teil sicher diagenetischen Ursprungs ist. Karbonatzement ist selten zu beobachten. Die wichtigsten Diageneseprozesse sind Bildung sekundärer Matrix durch Abbau instabiler Komponenten (v.a. Feldspäte) und Verdrängung von Feldspäten durch Karbonatzement.

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

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

1.1.2.5. Interpretation

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

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

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

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

Die einzelnen Lithofaziestypen, die in beiden Abfolgen (Erlachgraben und Pölland) in gleicher Ausbildung auftreten und zu FU-Sequenzen („Fining-Upward-Sequenzen“, Abb. 2,3) kombiniert sind, sind in erster Linie auf hochkonzentrierte Turbiditströme zurückzuführen. Massige Konglomerate sind teilweise auch als submarine debris flows zu deuten, feinkörnigere Sedimente (Siltsteine, auch feinkörnige Sandsteine) sind z.T. auch auf niedrigkonzentrierte Turbiditströme (low concentra-

ted turbidity currents) zurückzuführen (vgl. PICKERING et al. 1986, 1989; LOWE, 1982; WALKER, 1975, 1977, 1984 u.a.). Vereinzelt sind auch unvollständige Bouma-Sequenzen zu beobachten, die auf distalere Turbidite hinweisen.

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

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

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

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

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

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

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

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

feinkörnigen, tonig-siltigen Sedimenten am Top (PICKERING et al., 1986).

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

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

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

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

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

Die Sandsteine der Erlachgraben-Formation entsprechen den „Quartzolithic sandstones“ sensu DICKINSON (1988), enthalten wechselnde Mengen an mono-, polykristallinen Quarzen und Gesteinsbruchstücken, wenig Feldspäte (meist zwischen 5 und 15 %) und keine vulkanische Gesteinsbruchstücke. Die Sandsteine plotten

im Qm-F-Lt-Diagramm und Qt-F-L-Diagramm in das Feld der „recycled orogen provenances“, was auf Aufarbeitung eines herausgehobenen Faltengebirges hinweist.

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

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

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

1.1.2.6. Profil Hermsberg

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

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

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

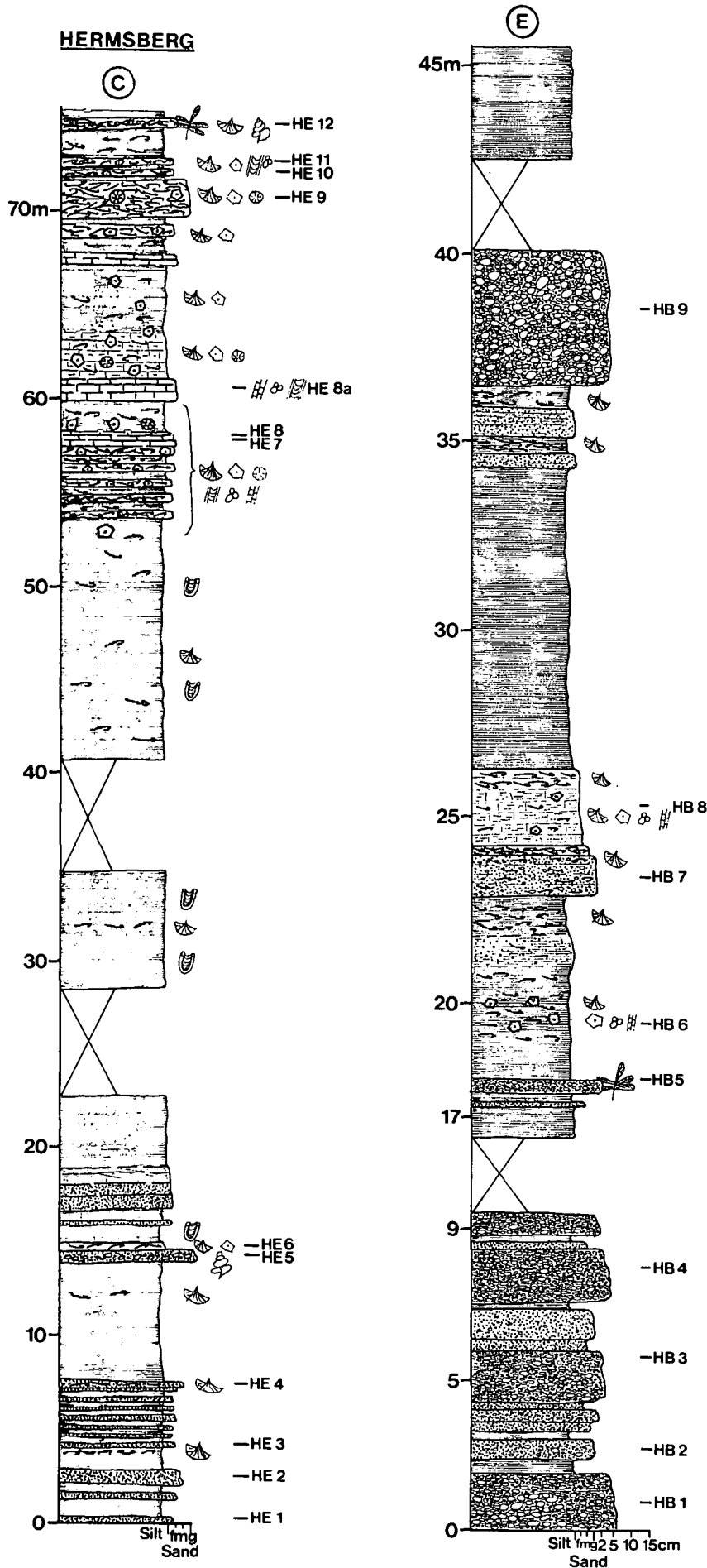


Abb. 4.
Profile durch den obersten Abschnitt der Erlachgraben-Formation, aufgeschlossen entlang der Straße nach Hermsberg (Profil C), und durch den Übergangsbereich Badstüb-Formation - Nötsch-Formation im Bereich Hermsberg (Profil E).
Lage siehe Abb. 1, Legende Abb. 17.

1.1.2.7. Sedimentpetrographie und Mikrofazies

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

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

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

Innerhalb stärker kalkiger Bänke konnten folgende Mikrofaziestypen beobachtet werden:

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

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

Auffallend sind Algenmikrite (Algen-Wackestone; Taf. 2, Fig. 4) aus bioturbater, dunkler, stark toniger Grundmasse mit massenhaft verschiedenen großen,

rundlichen bis länglich-ovalen Querschnitten teilweise gut erhaltener Algenreste (Dasycladaceen), die teilweise von mikritischen Algen onkoidartig umkrustet sind (jedoch nicht in situ!). Untergeordnet finden sich Schalenreste (z.T. punctat) von Brachiopoden, Gastropoden, Foraminiferen (*Tetrataxis* u.a.), Echinidenstacheln, Korallenreste und Ostracoden.

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

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

1.1.2.8. Interpretation

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

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

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

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

Tabelle 1.

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

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

In Klammer Anzahl der untersuchten Proben.

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

Tabelle 2.
Chemische Zusammensetzung detritischer Feldspäte aus Sandsteinen des Karbons von Nötsch (Erlachgraben- und Nötsch-Formation).

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

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

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

Stellt man alle fazieskritischen Merkmale zusammen – fehlende Hinweise für Sedimentation oberhalb der Wellenbasis (ausgenommen Fossilreste), hoher Anteil an Flachwasserfossilien und bathyale Spurenfossilien –

so kommt nach Ansicht des Verfassers als Ablagerungsraum am ehesten der obere Kontinentalabhang in Frage.

1.1.3. Badstub-Formation

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

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

1.1.3.1. Lithofazielle Ausbildung

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

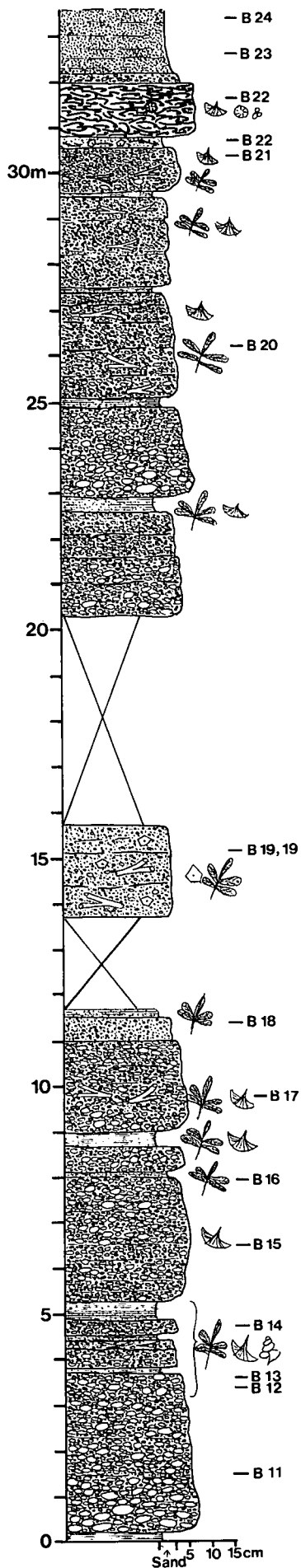


Abb. 5.
 Profilausschnitt aus dem oberen Abschnitt der Badstub-Formation, aufgeschlossen entlang eines Forstweges NW Oberhöher.
 Lage siehe Abb. 1, Legende in Abb. 17.

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

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

1.1.3.2. Sedimentpetrographie

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

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

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

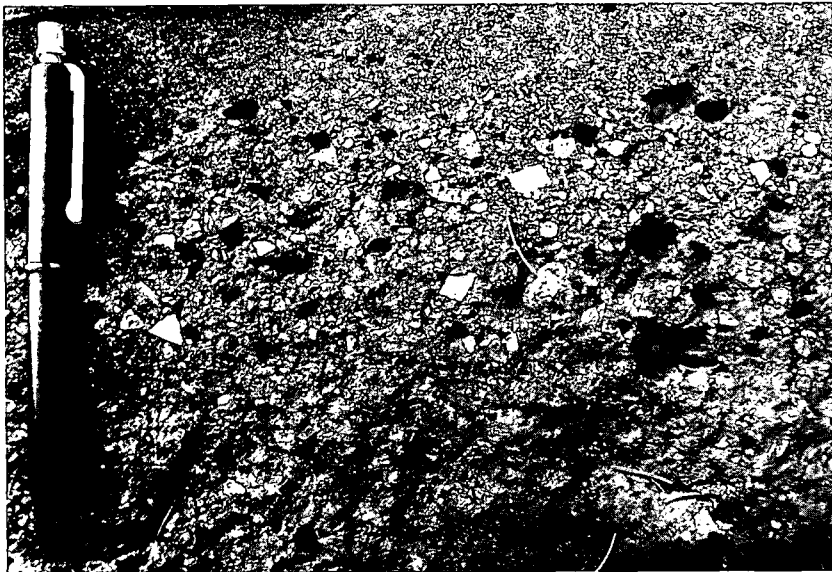


Abb. 6.

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

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

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

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

1.1.3.3. Interpretation

Das strukturelle Inventar und der Fossilinhalt belegen eindeutig die sedimentäre Entstehung der die Badstub-Formation aufbauenden Gesteine. Diese sind überwiegend aus Debris flows und hochkonzentrierten Turbiditen hervorgegangen, siltige Zwischenlagen dürften auf niedrigkonzentrierte Turbidite zurückzuführen sein.

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

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

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

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

Tabelle 3.
Petrographie der Badstub-Formation.

a) Zusammensetzung von Feinbreccien und Feinkonglomeraten. AG = Amphibolitgerölle; mGBR = metamorphe Gesteinsbruchstücke; Qp = polykristalliner Quarz; Karb.-K. = Karbonatkomponenten; Karb.-Z = Karbonatzement; M = Matrix.												
	AG	and. mGBR	Qp	Karb.-K.	and. GBR	Karb.-Z.	M					
Mittlerer Profilabschnitt												
Proben B1–B10	60,9	16,1	1,4	1,4	—	4,9	15,3					
Oberer Profilabschnitt												
NW Oberhöher (B11–21)	42,4	28,5	4,5	0,5	0,9	—	23,2					
Hernsberg (HB 3–9)	46,6	25,1	2,0	—	1,0	—	25,4					
b) Zusammensetzung von Sandsteinen. Qm = monokristalliner Quarz; Qp = polykristalliner Quarz; Fsp = detritische Feldspät; Gl = detritische Glimmer; Hb = detrit. Hornblenden; Ep = detritische Epidote; Ga = detritische Granate; mGBR = metamorphe Gesteinsbruchstücke; AG = Amphibolitbruchstücke; Kz = Karbonatzement; M = Matrix; and = andere Komponenten. In Klammer Anzahl der untersuchten Proben.												
	Qm	Qp	Fsp	Gl	Hb	Ep	Ga	mGBR	AG	and	Kz	M
Mittlerer Teil (5)	3,1	3,8	10,8	—	33,1	4,7	—	11,4	15,4	0,4	5,4	12,1
Oberer Teil (3)	4,5	8,4	15,1	0,1	15,8	6,9	0,2	19,8	5,1	4,1	2,5	17,5

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

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

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

1.1.4. Nötsch-Formation

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

1.1.4.1. Profil Hermsberg

Im Profil unmittelbar W Hermsberg ist der Übergang folgendermaßen entwickelt (siehe Profil E in Abb. 4). An der Basis ist eine rund 10 m mächtige Abfolge von Amphibolitbreccien (-Konglomeraten) und Sandsteinen mit dünnen siltigen Tonschieferzwischenlagen entwickelt. Die bis 1,5 m mächtigen Amphibolitbreccien sind ungeschichtet, schlecht sortiert, z.T. leicht gradiert. Die bis zu 6 cm großen Gerölle sind meist eckig bis kantengerundet. Neben Amphibolitgeröllen finden sich auch Quarz-, Karbonat- und andere metamorphe Gerölle.

Die Amphibolitbreccien zeigen überwiegend Kornstützung, die Grundmasse ist sandig und besteht aus detritischen Hornblenden, Feldspäten, Epidot, Quarz und feinkörnigem Material, vereinzelt kann auch Karbonatzement auftreten. Feinkörnige, dicht gepackte Konglomeratlagen zeigen dieselbe Zusammensetzung, die Gerölle sind überwiegend subgerundet. Auch die Sandsteine sind sehr unreif und zeigen die für die Badstub-Formation charakteristische Zusammensetzung (siehe Tabelle 3a).

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

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

1.1.4.2. Aufschlüsse NW Oberhöher

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

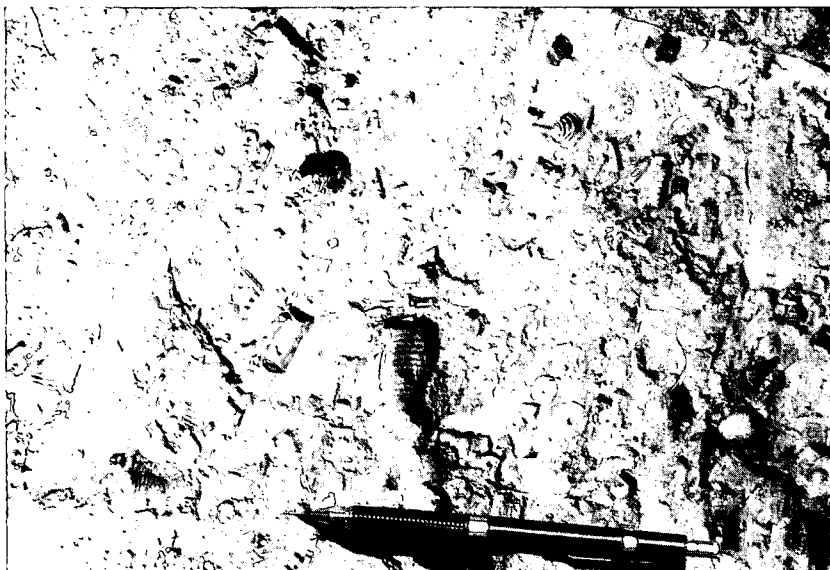


Abb. 7.
Fossilführende Tonschiefer mit zahlreichen Crinoidenstiengliedern und Brachiopoden aus der basalen Nötsch-Formation, aufgeschlossen entlang eines Forstweges NW Oberhöher.

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

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

1.1.4.3. Aufschlüsse Nötschgraben (grobklastische Fazies)

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

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

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

1.1.4.4. Interpretation

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

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

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

1.1.5. Stratigraphische Einstufung des Karbons von Nötsch

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

Im folgenden werden die wichtigsten Daten kurz zusammengefaßt und diskutiert.

Erlachgraben-Formation

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

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

Die reichen Fossilfunde im oberen Teil der Erlachgraben-Formation (z.B. Lerchgraben, Straßenprofil Herms-

berg) lassen ebenfalls keine genaue Alterseinstufung zu, am wahrscheinlichsten ist nach SCHÖNLAUB(1985) jüngstes Visé bis älteres Namur.

Badstub-Formation

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

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

Nötsch-Formation

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

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

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

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

1.2. Das Karbon der Veitscher Decke

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

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

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

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

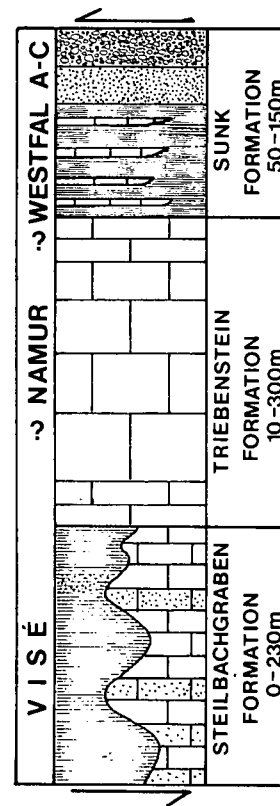


Abb. 8. Schematisiertes Profil durch die Karbonabfolge im Westabschnitt der Veitscher Decke. Umgezeichnet nach RATSCHBACHER (1984, 1987).

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

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

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

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

Basierend auf Fossilfunden, die erstmals KLEBELSBERG (1926) beschreibt (v.a. Brachiopoden, Muscheln, Trilobiten, Korallen), werden die basalen Feinklastika und Karbonatgesteine in das Visé eingestuft. Die zuletzt von HAHN & HAHN (1977) bearbeitete Trilobitenfauna wird dem Unter-Visé zugeordnet, andere Fossilfunde, vor allem Korallen, belegen ein Alter bis in das Ober-Visé (FELSNER, 1977, siehe auch BRIEGLER, 1971).

Die überwiegend grobklastischen Serien im Hangenden (Sandsteine, Konglomerate) werden dagegen dem Oberkarbon zugewiesen und reichen laut FLÜGEL (1964) vom Namur bis in das Westfal B, von FELSER (1977) und anderen Autoren werden sie in das Westfal gestellt. Nach TOLLMANN (1977) folgen diese klastischen Oberkarbonsedimente, die in das Westfal eingestuft werden, mit Schichtlücken (Namur, Sudetische Phase) über dem Unterkarbon.

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

1.2.1.1. Sedimentologie der Karbonatgesteine

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

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

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

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

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

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

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

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

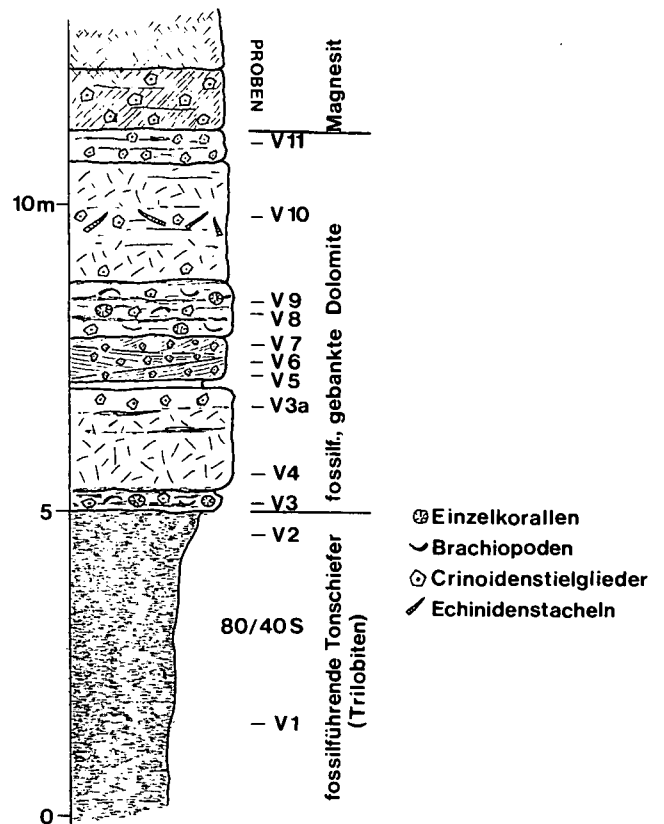


Abb. 9. Profilausschnitt aus dem Karbon der Veitsch, aufgenommen am Nordrand der Magnesitlagerstätte am Sattlerkogel (Veitsch), im Bereich der 3. bis 4. Etage.

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

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

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

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

Nach den genannten Autoren war

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

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

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

Diese Vorstellung ist völlig unhaltbar.

Zur Genese des „Zwischenschiefers“

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

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

1.2.1.2. Klastische Sedimente

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

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

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

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

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

Eine Korrelation dieser Abfolge mit jener im Westabschnitt der Veitscher Decke ist schwierig (siehe auch

RATSCHBACHER, 1984), vermutlich handelt es sich dabei um Äquivalente der Sunk-Formation.

1.2.1.3. Paläobotanische Bemerkungen

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

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

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

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

1.3. Das Karbon im Grazer Paläozoikum

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

Die Sanzenkogelschichten folgen stellenweise mit einer Schichtlücke (Tournai) über dem Steinbergkalk (FLÜGEL & ZIEGLER, 1957; KODSI, 1967c), an einigen Stellen ist jedoch in den Sanzenkogelschichten das ge-

samte Unterkarbon (cul-III), auch das Tournai entwickelt (NÖSSING, 1975), wenngleich auch sehr geringmächtig (siehe EBNER, 1976, 1977, 1978). Die Oberen Sanzenkogelschichten reichen z.T. noch bis in das Namur A (E2) hinauf (EBNER, 1977). Die stratigraphische Einstufung erfolgte durchwegs mit Conodonten.

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

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

zies und Ablagerungsbedingungen liegen über die Folge der Dult nicht vor.

1.4. Das Karbon des Gurktaler Deckensystems

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

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

2. Synorogene Sedimente (Visé-Westfal) der Südalpen

2.1. Das Hochwipfelkarbon der Karnischen Alpen

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

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

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

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

Allerdings war ursprünglich eine Unterscheidung zwischen Schiefern des älteren Paläozoikums (z.B. Grap-

tolithenschiefer) und des Karbons schwierig, sodaß von einigen Autoren sämtliche Schiefer in das Altpaläozoikum gestellt wurden (z.B. GEYER, 1895, 1897; TARAMELLI, 1895), andere Autoren haben wiederum, basierend auf Pflanzenfossilfunden, auch karbonische Schiefer abgetrennt. Auch FRECH (1894) hat den Großteil der heute als Hochwipfelschichten bezeichneten Sedimente (Karbon) noch in das Silur gestellt.

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

Das Hochwipfelkarbon (Hochwipfelschichten im heutigen Sinne) umfaßt eine rund 1000 m mächtige Sedimentabfolge, die zeitlich vom Visé bis in das Westfal B reicht, was eben durch Pflanzenfossilfunde (VAN AMEROM et al., 1983) und Sporenuntersuchungen (FRANCIVILLA, 1966) belegt ist.

Das Hochwipfelkarbon („Herzynischer Flysch“) wird untergliedert in die Hochwipfel-Formation und Dimon-Formation (SELLI, 1963; SPALLETTA et al., 1980). Von verschiedenen Stellen sind aus der Hochwipfel-Formation dazitische Ganggesteine bekannt, die zeitlich zwischen Hochwipfel-Formation und Auernig-Formation eingeordnet werden (SCHÖNLAUB, 1985b).

2.1.1. Hochwipfel-Formation

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

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

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

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

Auf der Grünen Schneid (Cresta Verde, bei Grenzstein n 129) folgt über grauen, flaserigen, Cephalopoden-führenden Kalken des Unterkarbons (Kronhofkalk)

eine ungefähr 5 cm dicke, braune Kalklage mit cm-großen Lyditgeröllen locker eingestreut, überlagert von ca. 1,5 m mächtigen Schiefern. Darüber folgt dann eine mehrere m mächtige Breccie mit Geröllen bis zu 1 m. Hauptsächlich handelt es sich um Karbonatgerölle, untergeordnet Lyditgerölle, die Grundmasse ist sandig. Die weitere Abfolge ist gestört.

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

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

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

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

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

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

Über den Devonkalken (Flaserkalke der oberen *margifera*-Zone, $doll\alpha$) folgen mit einer deutlichen Winkel-diskordanz teilweise Schiefer, die taschenförmig in die Devonkalke eingreifen, teilweise ein wenige m mächtiges monomikttes Kalkkonglomerat mit bis zu 0,5 m großen, grauen, filamentführenden, eckigen Flaserkalkgeröllen des $doll\beta(III\alpha)$. Die Matrix des meist sehr dicht gepackten Kalkkonglomerates besteht aus grünlichem, teilweise karbonatischem, tonig-siltigem Material. Teilweise ist Drucklösung zu beobachten.

Über dem Kalkkonglomerat folgen feinkörnige Sandsteine und Schiefer mit einer für die Hochwipfel-Formation typischen Zusammensetzung. Lokal sind über dem Kalkkonglomerat auch mehrere dm mächtige gebankte Lydite mit einer Conodontenmischfauna ($doll\beta$ bis $cull\beta/\gamma$) entwickelt (HERZOG, 1988). Die Lydite sind

geschichtet, bestehen aus mikrokristallinem Quarz mit lagenweise geringen Mengen an tonigem Material. Vereinzelt sind Radiolarienumrisse und Spiculae zu beobachten.

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

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

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

2.1.1.1. Fazielle Entwicklung

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

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

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

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

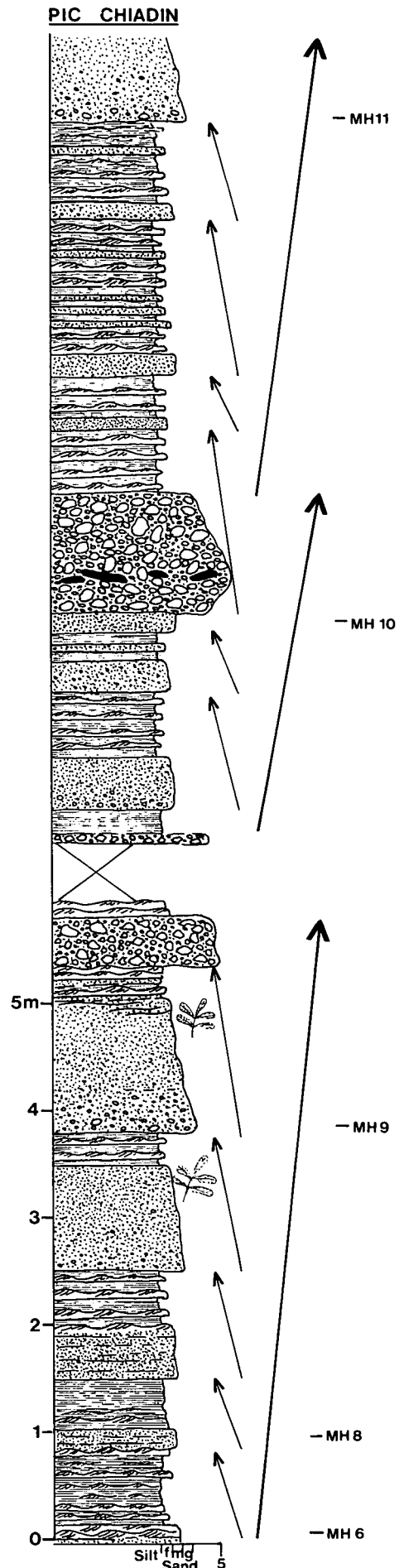


Abb. 10. →
 Profilausschnitt aus der Hochwipfel-Formation im Bereich des Pic Chiadin NW der Marinelli-Hütte.
 Die Abfolge ist aus FU-Kleinsequenzen (z.T. vollständige Bouma-Sequenzen) aufgebaut. Die Kleinsequenzen bilden übergeordnete, deutlich ausgeprägte „thickening- and coarsening-upward“ Sequenzen (jeweils durch Pfeile markiert).

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

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

Selten sind an den Schichtunterseiten Strömungsmarken zu erkennen, vereinzelt konnten auch schlecht erhaltene Spurenfossilien beobachtet werden (z.B. auf der Grünen Schneid).

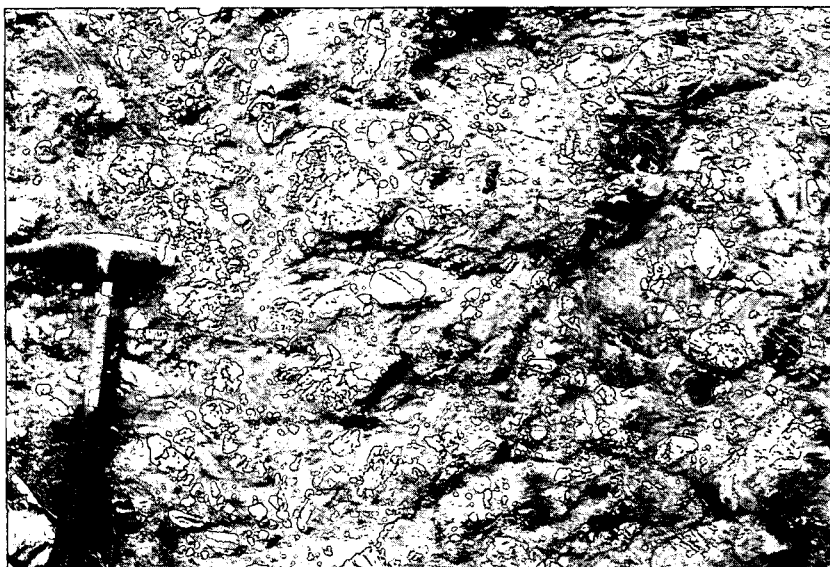


Abb. 11.
Matrixreiches, polymiktes, schlecht sortiertes, ungeschichtetes Konglomerat (Debris Flow) aus der Hochwipfel-Formation im Bereich des Döbernitzenbaches nördlich des Hochwipfel.

Ein Detailprofil aus dem tieferen Teil der Hochwipfel-Formation, aufgenommen im Bereich des Pic Chiadin (N Marinelli-Hütte, Abb. 10) entlang des Steiges, gibt einen guten Einblick in die fazielle Entwicklung. An dieser Stelle sei auch festgehalten, daß die Übersichtsprofile von VAN AMEROM et al. (1983) sehr mit Vorsicht zu betrachten sind, da diese Abfolgen durchwegs tektonisch stark gestört sind.

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

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

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

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

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

2.1.1.2. Sedimentpetrographie

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

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

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

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

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

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

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

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

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

sowie deutlich weniger Kieselschieferfragmente (Tabelle 4).

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

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

An sedimentären Gesteinsbruchstücken finden sich neben Kieselschiefern und Lyditen auch aufgearbeitete Silt-Sandsteinkomponenten und mikritische Karbonatgerölle mit vereinzelt umkristallisierten Fossilresten.

Die Grundmasse besteht aus feinkörniger Matrix und feinkörnigem Karbonatzement, der v.a. detritische Feldspäte, randlich auch Quarz verdrängt.

Konglomerate sind innerhalb der Hochwipfel-Formation von verschiedenen Lokalitäten bekannt (HERITSCH, 1930; FLÜGEL & SCHÖNLAUB, 1990; SPALLETTA & VENTURINI, 1988; HERZOG, 1988), erreichen z.T. Mächtigkeiten von über 100 m und Gerölldurchmesser von über 1 m und werden als submarine Rinnenfüllungen interpretiert.

An Komponenten finden sich diverse Sandstein-Siltstein-Schiefergerölle, Quarz-, Quarzit-, helle und dunkle Kieselschiefer-, diverse Kalkgerölle und in den östlichen Karnischen Alpen auch Granitgerölle (HERZOG, 1988).

Bei den aufgearbeiteten Kalkgeröllen handelt es sich hauptsächlich um verschiedene Devonkalke des variszischen Untergrundes, vereinzelt finden sich aber auch exotische Kalkgerölle des Visé, deren Mikrofaziestypen die Herkunft von einem flachmarinen Schelfbereich anzeigen („open marine to restricted shallow carbonate shelf of platform type“, FLÜGEL & SCHÖNLAUB, 1990).

2.1.1.3. Faziesinterpretation

Die beschriebenen Lithofaziestypen, die die Hochwipfel-Formation aufbauen, belegen eindeutig, daß es sich dabei um klastische Tiefseesedimente mit Flyschcharakter handelt. Dies wird auch durch den Fund des Spurenfossils *Dictyodora* (ABEL, 1935) untermauert.

Die Sedimente entstanden überwiegend aus verschiedenen Typen von Turbiditströmen, untergeordnet auch in Form von submarinen Debris flows und Mudflows. Die Ablagerung feinklastischer Sedimente ist eventuell auch auf Bodenströmungen zurückzuführen, teilweise handelt es sich dabei wohl auch um hemipelagische Sedimente.

Vereinzelt sind vollständige Bouma-Sequenzen entwickelt (Abb. 10), in der feinkörnigen, tonig-siltigen Fazies sind Bouma-Sequenzen vielfach unvollständig (C-D-E oder D-E-Sequenzen).

Die grobklastischen Sedimente, die vielerorts an der Basis der Hochwipfel-Formation entwickelt sind (z.B.

Tabelle 4.

Petrographische Zusammensetzung von Sandsteinen der Hochwipfel-Formation der Karnischen Alpen und Karawanken. Qm = monokristalliner Quarz; Qp = polykristalliner Quarz; mGBR = metamorphe Gesteinsbruchstücke; Phyll = phyllitische Gesteinsbruchstücke; vGBR = vulkanische Gesteinsbruchstücke, sGBR = sedimentäre Gesteinsbruchstücke; Fsp = detritische Feldspäte; Gl = detritische Glimmer, SM = Schwerminerale; Z = Zement; M = Matrix. In Klammer Anzahl der untersuchten Proben.

	Qm	Qp	mGBR	Phyll	vGBR	sGBR	Kieselsch.	Fsp	Gl	SM	Z	M
Karnische Alpen												
Wolayer Gletscher (7)	17,2	16,7	13,9	3,0	0,6	3,9	17,9	11,2	0,1	—	—	15,5
Grüne Schneid (7)	15,8	10,8	11,4	0,1	0,8	6,6	26,7	8,7	0,5	—	—	18,6
Marinelli-Hütte, unt. Teil (21)	19,3	9,0	9,8	1,7	1,7	0,1	29,1	9,7	0,1	—	0,2	19,4
Marinelli-Hütte, ober. Teil (10)	18,7	7,5	10,3	0,9	—	—	10,8	22,2	1,0	—	0,4	28,1
Döbernitz, Sandsteine (7)	10,6	9,8	18,6	2,1	7,0	—	7,2	14,0	0,9	1,3	0,1	28,3
Döbernitz, Feinkongl. (8)	5,6	15,1	11,0	0,4	15,3	12,1	14,2	4,7	0,4	0,6	9,3	11,2
Schönwipfel (3)	16,2	14,9	18,0	—	—	2,1	9,7	14,2	4,5	—	—	20,4
Karawanken												
Trögern (5)	11,0	10,2	10,2	11,5	4,6	1,2	8,8	8,1	0,5	—	3,3	30,6
Smertnik-Graben (5)	8,8	9,9	11,5	24,4	0,6	—	3,4	9,0	1,9	—	1,2	29,3
Lesnik (4)	11,8	11,7	18,3	15,1	0,7	0,8	7,6	12,5	1,8	—	4,2	15,5

SPALLETTA et al., 1980), stehen in Zusammenhang mit dem Niederbrechen der devonisch/unterkarbonischen Karbonatplattform und der Herausbildung des Tiefseetrog (v.a. die Entstehung der Olisthostrome). Die in den feinkörnigen Flyschsedimenten vereinzelt auftretenden größeren Karbonatschollen dürften z.T. als Olistolithe zu interpretieren sein.

Die grobklastischen, z.T. mächtigen Einschaltungen von diversen Konglomeraten innerhalb der Hochwipfel-Formation (SPALLETTA & VENTURINI, 1988) werden als Füllungen verschieden großer submariner Rinnen gedeutet.

Detaillierte Angaben über das Environment, ob es sich um Sedimente submariner Fächer oder ob es sich um Ablagerungen des Abhanges (slope apron) handelt, welche Wassertiefen geherrscht haben, können nicht gemacht werden. *Dictyodora*, ein typisches Flysch-Spurenfossil, gehört der *Nereites*-Assoziation an, was zumindest auf bathyale Ablagerungsbedingungen hinweist.

Über Schüttungsrichtungen gibt es aus der Hochwipfel-Formation keine Daten.

Aus der Petrofazies lassen sich einige zusätzliche Angaben ableiten: Bei den Sandsteinen handelt es sich um lithische Wacken, untergeordnet um arkosische Wacken. Die sandigen Sedimente sind reich an Quarz, v.a. an Kieselschieferfragmenten, führen einen mäßig hohen Anteil an detritischen Feldspäten (Plagioklase) und einen hohen Anteil an diversen Gesteinsbruchstücken (v.a. metamorphe und diverse sedimentäre Gesteinsbruchstücke, vulkanische Gesteinsbruchstücke sind selten). Entsprechend ihrer Zusammensetzung können die Sandsteine auch als „Quartzolithic sandstones“ im Sinne von DICKINSON (1985) bezeichnet werden.

Daraus läßt sich einmal ein Liefergebiet aus metamorphen Gesteinen ableiten (metamorphe Gesteinsbruchstücke, mono- und polykristalliner Quarz, z.T. detritische Feldspäte, detritische Glimmer; vor allem im höheren Teil der Abfolge, wo auch Schwerminerale metamorpher Herkunft dominieren – vgl. SCHNABEL, 1976), auch sedimentäre Gesteine des lokalen Basements wurden aufgearbeitet (vor allem Kieselschiefer, auch klastische Sedimente und Karbonate – letztere vor al-

lem in gröberklastischen Sedimenten). Vulkanische Gesteine sind dagegen scheinbar nur untergeordnet aufgearbeitet worden (vulkanische Gesteinsbruchstücke, Porphyrquarze, z.T. vermutlich auch detritische Feldspäte), sofern hier das Bild nicht durch die Verwitterung verfälscht wurde – Vulkanite sind allgemein sehr verwitterungsanfällig.

Im Qm-F-Lt- und Qt-F-L-Diagramm plotten die meisten untersuchten Proben in das Feld der „Recycled Orogenes“, teilweise auch in das Feld der „Magmatic Arc Provenances“.

2.1.2. Dimon-Formation

Mit einem normalen, sedimentären Übergang folgt über der Hochwipfel-Formation die Dimon-Formation, die jedoch nur vom italienischen Anteil der Karnischen Alpen bekannt ist. Möglicherweise handelt es sich bei der Plenge-Formation ebenfalls um ein Äquivalent der Dimon-Formation (SCHÖNLAUB, 1985b). Die über 300 m mächtige Abfolge der Dimon-Formation wird nach SPALLETTA et al. (1980) in 4 informelle Member gegliedert:

- Arenite des Monte Terzo: Siltsteine und Sandsteine (arkosische Grauwacken) in Flyschfazies.
- Bis über 200 m mächtige basische Vulkanite und Vulkanoklastika: Abfolge von vulkanischen Breccien, massigen Diabasen, Pillow-Laven, Pillow-Breccien, Hyaloklastiten, Tuffen und Agglomeraten. Untergeordnet treten auch Keratophyre sowie saure bis intermediäre Vulkanite auf.
- Rote und grüne hemipelagische Tonschiefer.
- Vulkanoklastische Turbidite.

Das Hauptverbreitungsgebiet der Dimon-Formation liegt im Bereich des Monte Dimon, östlich von Timau (Typuslokalität), Aufschlüsse finden sich aber auch weiter im Osten, z.B. nördlich von Paularo (VENTURINI, 1990b, Geol. Karte). Eine ausführliche sedimentologische Beschreibung der Dimon-Formation ist in der Arbeit von SPALLETTA et al. (1980) enthalten.

2.2. Das Hochwipfelkarbon der Karawanken

In den Karawanken sind die Verhältnisse ganz ähnlich wie in den Karnischen Alpen. Die kontinuierliche Karbonatsedimentation reicht bis in das Oberdevon II, höheres Oberdevon und tieferes Unterkarbon sind nur lückenhaft entwickelt und häufig treten Conodonten-Mischfaunen auf. Höheres Oberdevon ist nur in Form von Aufarbeitungsprodukten (Kalkgeröllen) bekannt, höheres Unterkarbon (Visé) transgrediert teilweise diskordant über ein altes Relief und ist einerseits in Form von Kalkkonglomeraten (Kalkgerölle des Oberdevons in einer Matrix mit Conodonten des cuIII), andererseits in Form von pelagischen Knollenkalken mit Goniatiten, Orthoceren und Crinoiden (cuIII, *bilineatus bilineatus*-Zone) entwickelt (TESSENSOHN, 1969, 1974a,b).

Diese Karbonatfazies des höchsten Unterkarbons wird von mächtigen klastischen Tiefseesedimenten überlagert, die bereits TESSENSOHN (1968, 1971) sedimentologisch untersucht und als „Unterkarbon-Flysch“ bezeichnet hat.

2.2.1. Fazielle Entwicklung

TESSENSOHN (1971) unterscheidet eine „Normalfazies“ im zentralen Bereich des Tiefseetroges, eine Südfazies und eine Nordfazies, die den Nordrand des Tiefseetroges darstellen soll.

Die „Normalfazies“ besteht aus einer eintönigen Serie von Tonschiefern, Siltsteinen und Grauwacken in einer regelmäßigen Wechsellagerung. Lyditbreccien sind ebenfalls eingeschaltet. Sandsteine sind bis 2 m mächtig, an der Basis z.T. konglomeratisch, häufig gradiert, mitunter auch massig. Siltsteine und feinkörnige Sandsteine sind horizontalgeschichtet oder zeigen Strömungsrippeln mit interner Rippelschrägschichtung, symsedimentäre Deformationsstrukturen sind häufig. Auf Schichtunterseiten finden sich verschiedene Marken (load casts, flute casts, groove casts und Schleifmarken). Spurenfossilien sind häufig, v.a. *Dictyodora* und *Nereites*, ferner *Palaeodictyon*, *Phycosiphon* und *Lophoctenium* (*Nereites*-Assoziation) (Details siehe TESSENSOHN, 1968, 1971).

Im Süden („Südfazies“) sind in diese „Normalfazies“ gröberklastische Bildungen eingeschaltet, und zwar „Fluxoturbidite“ (hauptsächlich in Form von Lyditbreccien), bis 100 m mächtige Parakonglomerate, Mudflows (Kieselschiefer-Mudflows) und Olisthostrome.

Parakonglomerate sind sowohl mono- als auch polymikt, nicht gradiert, meist mit chaotischer Lagerung und Geröllen mit bis zu 80 cm Durchmesser, vereinzelt mit Tonschiefer-Schollen von 1–2 m Länge. Dachziegellagerung zeigt eine nach N gerichtete Transportrichtung.

Mudflows sind charakterisiert durch tonige Grundmasse, in der eckige Schollen von hellen Kieselschiefern und dunklen Lyditen mit Slumping-Strukturen schwimmen. Die größten Kieselschieferschollen sind rund 1,5 m lang und 30 cm dick. Ähnlich wie in den Karnischen Alpen dürften auch in den Karawanken Kieselschiefer und Lydite auf den basalen Teil der Abfolge beschränkt sein, eine biostratigraphische Datierung dieser Kieselschiefer und Lydite steht noch aus.

TESSENSOHN (1971) beschreibt auch einen 20–30 m mächtigen Olisthostrom bestehend aus eckigen Kalkgeröllen und Kalkblöcken (v.a. Goniatitenkalke des cuIII) mit bis zu 1 m Durchmesser in einer tonigen Matrix. Conodonten aus verschiedenen Kalkgeröllen dieses Olisthostroms belegen eine Zeitspanne vom unteren Oberdevon bis zum höchsten Unterkarbon. In unmittelbarer Umgebung dieses Olisthostromes schwimmen in den feinkörnigen Tiefseesedimenten riesige Kalkschollen oberdevonisch-unterkarbonischen Alters mit einer Länge von bis zu 200 m. Es handelt sich dabei möglicherweise um eingegliederte Karbonatschollen (Olistolithe).

Die Sedimente des Nordrandes des Tiefseetroges zeigen eine Grauwackenvormacht, Parakonglomerate sind mitunter zwischengeschaltet.

Teilweise sind in dieser Nordrandfazies typische FU-Sequenzen entwickelt, die aus folgenden Lithofaziestypen aufgebaut sind (Detailprofil, aufgenommen im Smertnik-Bach/Trögern, rund 250 m oberhalb der Straße, siehe Abb. 12):

Über siltigen Tonschiefern folgt eine mehrere dm mächtige, gradierte, an der Basis leicht feinkiesige Sandsteinbank, im oberen Teil mit symsedimentären Deformationsstrukturen. An der Basis dieser Sandsteinbank sind Strömungsmarken zu beobachten.

Darüber folgen geringmächtige feinkörnige Sandsteine mit kleinen Strömungsrippeln und Rippelschrägschichtung, teilweise durch symsedimentäre Deformationsstrukturen überprägt. Diese gehen nach oben in horizontalgeschichtete Feinsand-Siltsteine und schließlich in Siltsteine mit einer eingeschalteten dünnen Sandsteinbank mit Strömungsrippeln über. Darüber

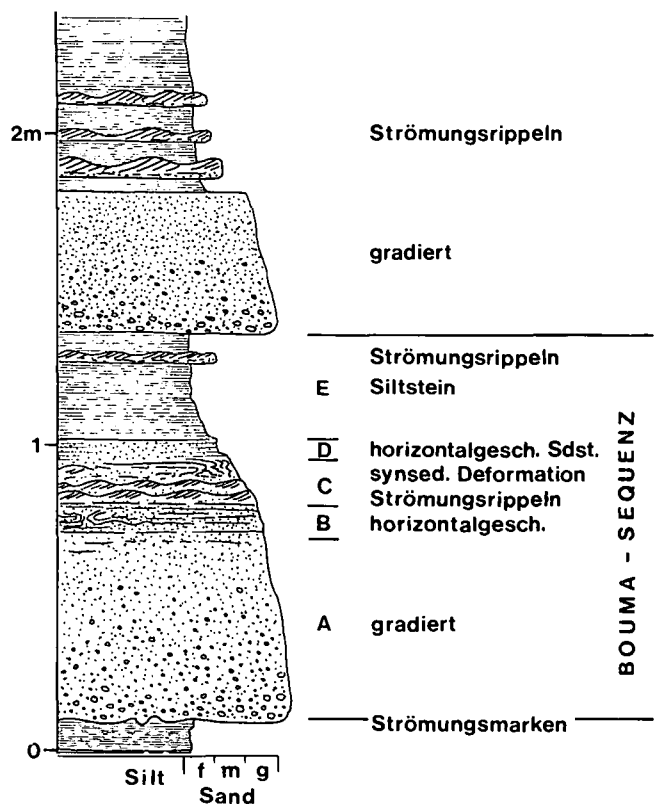


Abb. 12.

Detailausschnitt aus der Hochwipfel-Formation mit einer kompletten Bouma-Sequenz, aufgeschlossen im Smertnik-Bach/Trögern, ca. 250 m oberhalb der Straße.

folgt dann die nächste Sequenz, die wiederum mit einer gradierten Sandsteinbank einsetzt, überlagert von Siltsteinen mit eingeschalteten dünnen Sandsteinbänken mit Strömungsrippeln und Rippelschrägschichtung. Ähnliche Sequenzen sind auch im Trögener Bach und an anderen Stellen aufgeschlossen (vgl. auch TESSEN-SOHN, 1971, Abb. 6).

2.2.2. Sedimentpetrographie

Eine bereits recht ausführliche sedimentpetrographische Analyse ist in der Arbeit von TESSENSOHN (1971) enthalten. In dieser Arbeit werden aus polymiktischen Konglomeraten folgende Gerölltypen aufgelistet: Grauwacken-Siltstein-Tonschiefer-Gerölle, Kieselschiefer- und Lyditgerölle, diverse vulkanische Gerölle (Spilite, Keratophyre, basische und saure Tuffe), Crinoidenkalk-, Arkose- und diverse metamorphe Gerölle (Gneise, Gangquarze; in der Nordrandfazies ferner Phyllite, Glimmerschiefer und diverse Quarzite).

Auch die Sandsteine, die als lithische Grauwacken bezeichnet werden, sind in der Nordrandfazies durch das häufige Auftreten von phyllitischen bzw. metamorphen Gesteinsbruchstücken charakterisiert. Dies kann auch durch eigene Untersuchungen bestätigt werden. Alle untersuchten Proben entstammen der Nordrandfazies und lassen sich sedimentpetrographisch folgendermaßen charakterisieren: Es sind sehr schlecht bis schlecht sortierte, angulare bis subangulare lithische Wacken, teilweise mit subparallel eingeregelteten länglichen Komponenten, teilweise mit matrixgestütztem Gefüge sowie folgenden Komponenten: monokristalline Quarze, überwiegend undulös, selten auch nicht undulös und sehr rein (?Porphy Quarze), diverse Typen polykristalliner Quarze metamorphen Ursprungs, metamorphe Gesteinsbruchstücke (meist phyllitisch, selten grobkörn folgenden Komponenten: monokristalline Quarze, überwiegend undulös, selten auch nicht undulös und sehr rein (?Porphy Quarze), diverse Typen polykristalliner Quarze metamorphen Ursprungs, metamorphe Gesteinsbruchstücke (meist phyllitisch, selten grobkörn folgenden Komponenten: monokristalline Quarze, überwiegend undulös, selten auch nicht undulös und sehr rein (?Porphy Quarze), diverse Typen polykristalliner Quarze metamorphen Ursprungs, metamorphe Gesteinsbruchstücke (meist phyllitisch, selten grobkörnige Verwachsungen von Qz-Fsp, Qz-Fsp-Gl), vereinzelt vulkanische Gesteinsbruchstücke (aus feinkörniger, meist opaker Grundmasse und Plagioklasleisten bestehend, häufig stärker zersetzt), sedimentäre Gesteinsbruchstücke in Form feinkörniger Sandstein-Siltsteinfragmente (selten) und diverser Kieselschiefer (siehe auch Tab. 4 sowie Taf. 3, Fig. 5,6).

Detritische Feldspäte sind häufig stärker zersetzt (serizitiert, z.T. Phyllosilikatpseudomorphosen nach Feldspat) oder von Karbonat verdrängt, unverzwillingt und polysynthetisch verzwillingt, selten perthitisch, vereinzelt in recht großen Körnern.

Bezüglich ihrer chemischen Zusammensetzung handelt es sich bei den detritischen Feldspäten überwiegend um Albite (Or meist <3), selten Oligoklase (Or bis 22), der Anteil an Kalifeldspäten (Or > 72, An < 1) liegt unter 5 %. Feldspäte in metamorphen Gesteinsbruchstücken (Albite mit Or < 10, An < 4) und vulkanischen Gesteinsbruchstücken (Albite mit Or < 5, An < 5) zeigen

im wesentlichen dieselbe Variationsbreite wie die detritischen Albite.

Akzessorisch konnten Turmalin, Zirkon und Apatit beobachtet werden. Bei den detritischen Glimmern überwiegt Muskowit neben z.T. entmischtem Biotit, selten ist auch Chlorit vorhanden. Der Gehalt an feinkörniger silikatischer Grundmasse ist meist hoch und teilweise auf die diagenetische Zersetzung detritischer Feldspäte zurückzuführen. Mitunter ist auch eine Unterscheidung von feinkörniger Grundmasse und stärker zersetzten phyllitischen Gesteinsbruchstücken schwer bis unmöglich. Die Grundmasse besteht untergeordnet auch aus opakem Material und vereinzelt aus diagenetisch gebildetem, Fe-reichem Karbonatzement, der v.a. detritische Feldspäte, selten auch Quarz verdrängt. Über den prozentuellen Anteil einzelner Komponenten am Gesamtmineralbestand gibt Tab. 4 Auskunft.

Interessant ist ein Vergleich mit den Sandsteinen der Hochwipfel-Formation der Karnischen Alpen. Der Gehalt an mono- und polykristallinen Quarzen, vulkanischen und sedimentären Gesteinsbruchstücken sowie detritischen Feldspäten ist ähnlich, die Sandsteine der Hochwipfel-Formation der Karnischen Alpen sind jedoch durchwegs durch einen deutlich höheren Anteil an Kieselschieferkomponenten und geringeren Anteil an metamorphen Gesteinsbruchstücken, v.a. phyllitischen Gesteinsbruchstücken und Matrix sowie etwas geringeren Anteil an detritischen Glimmern charakterisiert (siehe Tabelle 4).

2.2.3. Interpretation

Bezüglich Einsetzen der Tiefseesedimentation, fazieller Entwicklung und stratigraphischen Umfangs bestehen keine nennenswerten Unterschiede zur Hochwipfel-Formation der Karnischen Alpen. Sowohl in den Karnischen Alpen als auch in den Karawanken ist das Unterkarbon zunächst in einer geringmächtigen pelagischen Karbonatfazies mit Schichtlücken entwickelt, reicht in den Karawanken bis in das culll, in den Karnischen Alpen bis in das cullß/γ, teilweise ebenfalls bis in das culll (z.B. am Monte Zermula, FERRARI & VAI, 1966; MANZONI, 1966). Aus beiden Bereichen sind Conodonten-Mischfaunen des Oberdevon-Unterkarbons bekannt, und die Tiefseesedimentation setzt sowohl in den Karnischen Alpen als auch in den Karawanken im höchsten Unterkarbon ein, wobei in den Karnischen Alpen an der Basis stellenweise Lydite und Kieselschiefer auftreten, deren Alter mit cullß/γ fixiert ist (vgl. auch EBNER, 1978). Die in den Karawanken vermutlich ebenfalls an der Basis der Abfolge entwickelten Lydite und Kieselschiefer sind bislang nicht datiert. Die Tiefseesedimente selbst sind auch in den Karawanken überwiegend aus verschiedenen Arten von Turbiditströmen hervorgegangen.

Schüttungsrichtungen ergeben in den Karawanken einen ungefähr E-W-gerichteten Sedimentationstrog, in den sowohl von Süden (in Form submariner Fächer) als auch von Norden (Südrand- und Nordrandfazies) Sediment in den Trog geschüttet wurden. Im Trog selbst erfolgte der Sedimentationstransport dagegen parallel zur Trogachse (TESSENSOHN, 1971). Die Breite dieses Troges soll nach TESSENSOHN etwa 15–20 km betragen haben. Die Spurenfossilvergesellschaftung (*Nereites*-Assoziation) weist auf bathyale bis abyssale Bedingungen.

Somit reicht sowohl in den Karnischen Alpen als auch in den Karawanken die klastische Tiefseesedimentation vom höchsten Unterkarbon bis in das Westfal, sodaß ein zusammenhängender Sedimentationstrog von den Karawanken bis in die Karnischen Alpen, bereits von TESSENHORN (1971) als sicher angenommen, heute wohl nicht mehr anzuzweifeln ist, zumal sich diese klastischen Tiefseesedimente über tektonisch isolierte Vorkommen entlang der Periadriatischen Naht bis in die Westkarawanken und von dort durchgehend in die Karnischen Alpen verfolgen lassen.

Wichtig für paläogeographische Diskussionen ist auch die Tatsache, daß in den Karawanken von Norden vermehrt metamorphe Aufarbeitungsprodukte in das Becken geschüttet wurden. Dies könnte eventuell auch für die Hochwipfel-Formation der Karnischen Alpen zutreffen, zumal die an Schwermineralen metamorpher Herkunft (Granat, Epidot) reichen Sedimente besonders am Nordrand der Karnischen Alpen auftreten. Diesbezüglich müssen jedoch noch weitere Untersuchungen durchgeführt werden.

3. Spät- bis postorogene Sedimente (Stefan) der Ostalpen

Spät- bis postvariszische Oberkarbonsedimente sind aus den Ostalpen nur von wenigen Stellen innerhalb der oberostalpinen Deckeneinheit bekannt (Gurktaler Decke, Steinacher Decke). Es sind durchwegs terrestrische Sedimentabfolgen in Graufazies. Die besten Einblicke bieten die Aufschlüsse der Stangnock-Formation am NW-Rand der Gurktaler Decke. Die Oberkarbonsedimente der Steinacher Decke sind dagegen relativ schlecht aufgeschlossen.

3.1. Stangnock-Formation (NW-Rand der Gurktaler Decke)

Dieses schon lange bekannte Oberkarbonvorkommen, in der Literatur meist als „Stangalmkarbon“ (TOLLMANN, 1977), auch als „Oberkarbon der Stangalpe“ (in KUEHN, 1963), „Karbon der Stangalpe“ (REDLICH, 1903; JONGMANS, 1938a,b; TENCHOV, 1978a, 1980), „Königstuhlkarbon“ und „Turracher Karbon“ (STOWASSER, 1956; FRIMMEL, 1986a,b) bezeichnet.

Im Zuge einer detaillierten Neubearbeitung hat der Verfasser die Oberkarbonabfolge am NW-Rand der Gurktaler Decke als „Stangnock-Formation“ neu definiert (siehe KRÄINER, 1989a,b). Im folgenden Abschnitt wird ein kurzer Überblick über die fazielle Entwicklung der Stangnock-Formation gegeben, bezüglich Details wird auf die beiden zitierten Arbeiten verwiesen.

3.1.1. Fazielle Entwicklung

Die über 400 m mächtige Abfolge läßt sich grob in 3 Serien gliedern:

3.1.1.1. Basisserie

Es ist eine mehrere Zehnermeter mächtige Abfolge aus polymikten, schlecht sortierten und schlecht gerundeten Grobkonglomeraten mit dm-großen Geröllen an der Basis und kontinuierlicher Korngrößenabnahme bei gleichzeitiger Zunahme des Quarzgehaltes nach oben. Eingeschaltet sind geringmächtige, lateral rasch auskeilende, grobkörnige Sandsteine. Die polymikten Konglomerate sind reich an Orthogneisgeröllen (bezüglich Petrographie und Geochronologie auffallend äh-

lich den Bundschuh-Orthogneisen der Priedröf-Serie des unterlagernden Kristallins, FRIMMEL, 1986a,b), untergeordnet Paragneis-, Glimmerschiefer-, Phyllit-, Quarz- und Quarzitgerölle. Die zwischengeschalteten Sandsteine sind unreife, schlecht sortierte, angulare bis subangulare feldspatführende lithische Arenite, deren Komponenten fast ausschließlich von aufgearbeiteten metamorphen Gesteinen (Gneise und Glimmerschiefer) abzuleiten sind. Darauf weist auch das Schwermineralspektrum mit reichlich Apatit sowie Zirkon, Turmalin, Rutil und vereinzelt Granat und Titanit hin.

Im Bereich des Steinbachsattels hat es den Anschein, als ob diese grobklastischen, als proximale fluviatile Ablagerungen gedeuteten, Sedimente direkt dem mittelostalpinen Altkristallin auflagern, was entsprechende deckentektonische Konsequenzen zur Folge hätte (siehe auch Diskussion in FRIMMEL, 1986a,b und KRÄINER, 1989a).

3.1.1.2. Hauptserie

Die Basisserie geht allmählich in die rund 300 m mächtige Hauptserie über, die sich aus mehreren, jeweils einige Zehnermeter mächtigen fining-upward-Megasequenzen zusammensetzt (Abb. 13).

Die einzelnen Megasequenzen bestehen entweder fast ausschließlich aus konglomeratischen Lithofaziestypen („Konglomeratfazies“) oder aus einer Wechselfolge von Konglomeraten und Sandsteinen („Konglomerat-Sandsteinfazies“). Die Megazyklen setzen jeweils erosiv mit Konglomeraten ein, am Top sind häufig dm- bis m-mächtige Siltstein- und Tonschieferhorizonte entwickelt, die sich lateral oft über mehr als 100 m verfolgen lassen, an vielen Stellen gut erhaltene fossile Pflanzenreste enthalten und selten mit dünnen Anthrazitkohlelagen vergesellschaftet sind. Die Entstehung dieser Megazyklen wird auf synsedimentäre tektonische Bewegungen zurückgeführt.

An konglomeratischen Lithofaziestypen können massive bzw. ungeschichtete, trogförmig schräggeschichtete und planar schräggeschichtete Quarzkonglomerate auseinandergehalten werden (Abb. 13).

Sandige Lithofaziestypen zeigen folgende Sedimentstrukturen: Großdimensionale trogförmige und planare Schrägschichtung, kleindimensionale trogförmige und

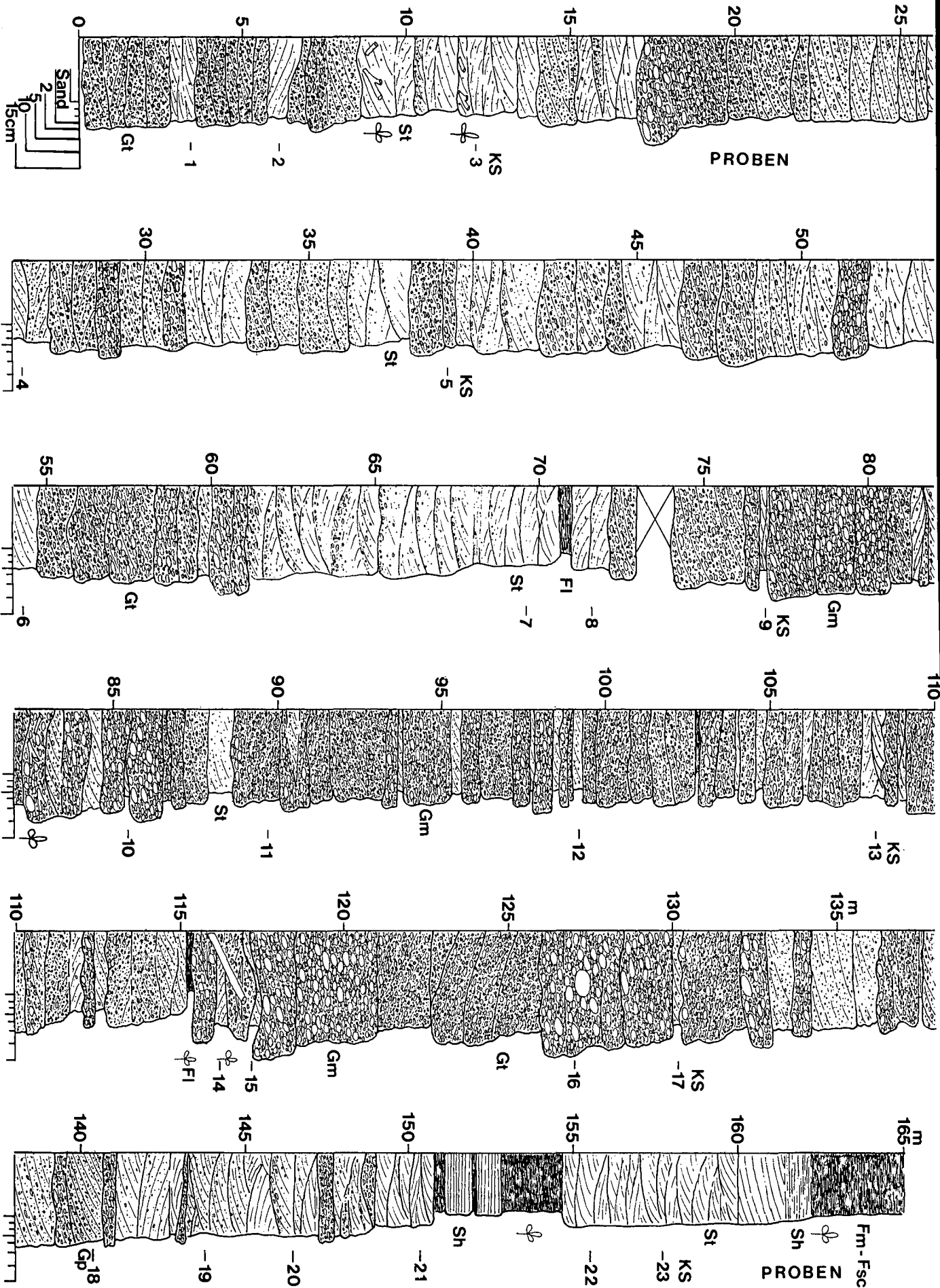


Abb. 13.
 Profil durch die fluviale Stangnock-Formation (tieferer Teil der Hauptserie) nordöstlich des Königstuhls (aus Krauner, 1989b, Abb. 12).
 Gm = ungeschichtete bis leicht horizontalgeschichtete Konglomerate; Gt = trogförmig schräggeschichtete Konglomerate; Gp = planar schräggeschichtete Konglomerate; St = trogförmig schräggeschichtete Sandsteine; Sh = horizontalgeschichtete Sandsteine; FI = laminierte; Fm-Fsc = ungeschichtete bis undeutlich laminierte, siltig-tonige Überflutungssedimente, häufig fossile Pflanzenreste enthaltend.

planare Schrägschichtung, flach geneigte Schrägschichtung, Kleinrippeln mit Rippelschrägschichtung, Horizontalschichtung und synsedimentäre Deformationsstrukturen (Entwässerungsstrukturen).

Die siltig-tonigen Lithofaziestypen sind durch fein laminierte Siltsteine, undeutlich laminierte bis massige, teilweise siltige Tonschiefer und cm- bis dm-mächtige Anthrazitkohlelagen vertreten.

Diese Lithofaziestypen bilden großdimensionale konglomeratische Barren und Rinnenfüllungen, kleindimensionale sandige Rinnenfüllungen und Barren, sowie laterale Anlagerungsformen, entstanden durch seitliche Rinnenverlagerung in Flußkrümmungen. Bei den siltig-tonigen Lithofaziestypen handelt es sich um Überflutungssedimente und lokale Moor-Sumpfbildungen in Totarmen.

Die fast ausschließlich aus Konglomeraten („Konglomeratfazies“) aufgebauten Megazyklen bestehen aus konglomeratischen Barren und Rinnenfüllungen eines kiesdominierten verzweigten Flußsystems.

Die Konglomerat-Sandsteinfazies bildet teilweise charakteristische „Point-Bar-Sequenzen“ eines stärker gekrümmten (mäandrierenden) Flußsystems.

Im Stillwasserbereich, abseits der aktiven Gerinne (Überflutungsebenen, Totarme, inaktive Rinnen) konnte sich teilweise eine autochthone Sumpfvvegetation entwickeln, angezeigt durch autochthone „Stigmarienhorizonte“, die im ehemaligen Kohlebergbau zu beobachten waren (SCHWINNER, 1938). Diese Sumpfvvegetation führte auch zur Entstehung kleinräumiger Torflagen, die heute als Anthrazitkohleflöze vorliegen.

Die Konglomerate bestehen zu über 90 % aus Quarzgeröllen, untergeordnet sind Lydit-, Kieselschiefer-, Gneis-, Phyllit- und Quarzitgerölle enthalten. Die Korngröße liegt meist unter 10 cm, selten bis knapp über 20 cm. Die Konglomerate zeigen häufig eine bimodale Korngrößenverteilung, sind meist locker gepackt und haben einen hohen Anteil an sandiger Grundmasse. Die Sortierung ist mäßig gut bis schlecht, die Komponenten sind überwiegend subgerundet, teilweise auch gerundet.

Die Sandsteine sind als mäßig sortierte, subangulare lithische Arenite bis Sublitharenite und Wacken (hoher Matrixanteil) zu bezeichnen, wobei ein bedeutender Anteil der Matrix auf diagenetische Prozesse (Abbau detritischer Feldspäte, Glimmer und phyllitischer Gesteinsbruchstücke) zurückzuführen ist. Das Schwermineralspektrum setzt sich im wesentlichen aus Zirkon und Turmalin neben Apatit und Rutil zusammen.

3.1.1.3. Hangendserie

Diese setzt mit einer stärker polymikten Konglomeratschüttung ein und ist aus denselben Lithofaziestypen aufgebaut wie die Hauptserie. Charakteristisch sind die ausgeprägten fining-upward-Sequenzen, die an der Basis mit Konglomeraten einsetzen und am Top mit teilweise mächtigen, siltig-tonigen Überflutungssedimenten enden. Es sind typische „Point-Bar-Sequenzen“ eines stark gekrümmten (mäandrierenden) Flußsystems.

Die Konglomerate zeigen ein bunteres Geröllspektrum, enthalten im Vergleich zur Hauptserie mehr phyllitische Gerölle sowie Kieselschiefer- und Quarzitgerölle, die alle aus dem Altpaläozoikum der Gurktaler Decke zu beziehen sind. Die Sandsteine sind durch einen hohen Matrixanteil charakterisiert (lithische Wacken),

auffallend ist auch der erhöhte Gehalt an monokristallinen Quarzen, die teilweise eindeutig als Porphy Quarze identifiziert werden konnten. Vereinzelt sind auch rhyolithische vulkanische Gesteinsbruchstücke enthalten, ein Hinweis auf Aufarbeitung saurer Vulkanite. Das Schwermineralspektrum ist ähnlich wie in der Hauptserie zusammengesetzt.

Die Stangnock-Formation umfaßt typische Molasse-sedimente eines intramontanen Beckens, wobei die Schüttungsrichtungen einen nach Osten gerichteten Trend aufweisen, woraus auf ein ungefähr E-W-gerichtetes Becken geschlossen werden kann.

Mit einer scharfen lithologischen Grenze wird die Stangnock-Formation von der Werchzirm-Formation überlagert. Diese scharfe Grenze äußert sich in einem markanten faziellen Umschlag, einem Farbumschlag von grau zu rot sowie in einer signifikanten Änderung der Zusammensetzung der Sedimente.

Die Werchzirm-Formation setzt sich aus Tonschiefern mit eingeschalteten sandigen und konglomeratischen Schichtflut- und Murschutt-sedimenten zusammen, die einen hohen Anteil an siltig-sandigen Resedimenten und Karbonatgeröllen aufweisen. Auch Phyllitgerölle sind recht häufig. Die Sedimente sind bereits unter semiariden klimatischen Bedingungen entstanden (Details in KRAINER, 1987).

3.1.2. Paläobotanische Bemerkungen und stratigraphische Einstufung

Fossile Pflanzenreste sind aus den Oberkarbonsedimenten am NW-Rand der Gurktaler Decke schon lange bekannt, die erste umfassende paläobotanische Bearbeitung der darin enthaltenen fossilen Pflanzenreste geht auf JONGMANS (1938a) zurück. Zuletzt haben sich TENCHOV (1978a,b, 1980) und FRITZ & BOERSMA (1983a, 1984d) mit der Paläoflora befaßt, der letzte Kenntnisstand ist in FRITZ, BOERSMA & KRAINER (1990) zusammengefaßt.

Auch hier erwies sich die Zusammenarbeit mit Prof. FRITZ (Klagenfurt) als äußerst wertvoll, konnten doch durch profilmäßige Aufsammlungen, die bislang nicht erfolgt sind, wesentliche stratigraphische Erkenntnisse, ähnlich wie im Oberkarbon der Karnischen Alpen, gewonnen werden.

Insgesamt sind aus der Stangnock-Formation 72 Taxa bekannt (16 Equisetophyta, 13 Lycophyta, 39 Pteridophyta, Pteridospermae und Pteridophylla, 2 Cordaitospermae und 2 Coniferae) bekannt. Davon sind bis auf 10 Formen auch alle aus dem Oberkarbon der Karnischen Alpen nachgewiesen (siehe FRITZ, BOERSMA & KRAINER, 1990). Die Flora enthält folgende stratigraphisch wichtige Formen: *Alethopteris bohémica*, *Aphlebia elongata*, *Callipteridium gigas*, *C. pteridium*, *Callipteris cf. conferta*, *Dicranophyllum gallicum*, *Neuropteris cordata*, *N. scheuchzeri*, *Odontopteris alpina*, *O. brardii*, *O. minor*, *Pachytesta gigantea*, *Pecopteris arborescens*, *P. candolleana*, *P. feminaeformis*, *P. schlotheimii*, *Pseudomariopteris busquetii*, *Sigillaria brardii*, *Sphenophyllum alatifolium*, *Sp. angustifolium*, *Sp. longifolium*, *Sp. oblongifolium*, *Sp. thonii* var. *minor* und *Taeniopteris jejuna*.

Die Untersuchungen haben gezeigt, daß sich auch innerhalb der Stangnock-Formation die fossile Makroflora von der Basis zum Top ändert, und es konnten ebenso wie in der Bombaso-Formation und Auernig-Gruppe (Karnische Alpen) alle stefanischen Makroflo-

ren-Zonen (WAGNER, 1984) nachgewiesen werden (siehe Abb. 39 sowie FRITZ 1991, FRITZ & KRÄINER, 1992):

- **Odontopteris cantabrica-Zone (Cantabrium)**
ist durch die Floren Brunnachhöhe und Turrach 1 (basaler Teil der Stangnock-Formation) mit *Neuropteris scheuchzeri* neben *Sphenophyllum oblongifolium* und *Linopteris neuropteroides* belegt.
- **Lobatopteris lamuriana-Zone (Barruelium)**
wird durch die umfangreiche Flora Königstuhl 31a repräsentiert (tieferer Teil der Stangnock-Formation), die als wichtige Leitformen neben *Sphenophyllum oblongifolium*, *Alethopteris bohémica*, *Callipteridium pteridium* und *Odontopteris* auch *Pecopteris feminaeformis* sowie reichlich *Linopteris neuropteroides* enthält.
- **Alethopteris zeilleri-Zone (Stefan B)**
wird durch die Flora Turrach 5 (tieferer Teil der Stangnock-Formation) mit *Sphenophyllum thonii* var. *minor* angezeigt.
- **Sphenophyllum oblongifolium-Zone (Stefan A)**
wird charakterisiert durch die Floren Reißbeck und Königstuhl 25a mit der leitenden Form *Sphenophyllum angustifolium* und umfaßt vermutlich den mittleren und höheren Teil der Stangnock-Formation.
- **Callipteris conferta-Zone (oberstes Stefan A/Autun)**
mit *Callipteris* cf. *conferta* umfaßt den obersten Abschnitt der Stangnock-Formation (Flora Stangnock-Südostgrat 1) und die darüberfolgende Werchzirm-Formation mit den Floren Ulrichsberg, Christophberg und Wunderstätten (Mittelkärnten).

Eine genauere Abgrenzung der einzelnen Makrofloren-Zonen ist noch schwierig, da bisher nicht von allen Fundpunkten mit bekannter Position innerhalb der Abfolge stratigraphisch wichtige Leitformen bekannt und noch nicht alle Fundpunkte vollständig untersucht sind. Durch weitere systematische Aufsammlungen sollen jedoch die einzelnen Makrofloren-Zonen und deren Abgrenzung besser herausgearbeitet werden.

3.2. Oberkarbon der Steinacher Decke

Die Oberkarbonsedimente der Steinacher Decke lagern dem vermutlich altpaläozoischen „Steinacher Quarzphyllit“, einem überwiegend retrograd metamorph überprägten Kristallinkomplex, auf.

Die direkte Auflagerung ist allerdings nicht abgeschlossen. Auch innerhalb der Oberkarbonsedimente sind die Aufschlußverhältnisse sehr schlecht. Nur an wenigen Stellen sind kleine Profilausschnitte, die einen Eindruck von der faziellen Entwicklung vermitteln, abgeschlossen.

Ein Teil der Oberkarbonsedimente ist ebenso wie die darüberfolgende permische (und jüngere) Serie bereits der Erosion zum Opfer gefallen, sodaß über die ursprüngliche Mächtigkeit dieser Oberkarbonabfolge keine Aussagen getroffen werden können.

3.2.1. Fazielle Entwicklung

Die Sedimente sind generell der Stangnock-Formation sehr ähnlich (siehe KRÄINER, 1990a). Die Abfolge setzt sich aus ungeschichteten, undeutlich horizontalgeschichteten und trogförmig schräggeschichteten Konglomeraten, trogförmig und planar schräggeschichteten Sandsteinen, horizontalgeschichteten Sandsteinen, geringmächtigen Siltsteinen, siltigen Tonschiefern und Anthrazitkohleflözen zusammen. Im ehemaligen Kohlebergbau erreichten die Anthrazitflöze eine Mächtigkeit von knapp 2 m („Friedrichflöz“; SCHMIDEGG, 1949).

Die Lithofaziestypen verteilen sich auf diverse Rinnefüllungen, Barren und Überflutungssedimente. Der fluviatile Charakter der Sedimente steht außer Zweifel, vermutlich handelt es sich um Sedimente eines verzweigten bis stärker gekrümmten Flußsystems.

Auch hinsichtlich ihrer Zusammensetzung zeigen die Sedimente keinen wesentlichen Unterschied zur Stangnock-Formation (Details in KRÄINER, 1990a).

Die Sedimente sind ebenfalls als Ablagerungen eines intramontanen Beckens aufzufassen, die möglicherweise im selben Beckensystem abgelagert wurden wie die Stangnock-Formation (KRÄINER, 1990a).

3.2.2. Paläobotanische Bemerkungen und stratigraphische Einstufung

Die innerhalb der Oberkarbonabfolge der Steinacher Decke in feinkörnigen Sedimenten enthaltene fossile Flora wurde zuletzt von JONGMANS (1938b) untersucht. Die erste umfangreiche paläobotanische Bearbeitung des fossilen Pflanzenmaterials geht auf KERNER (1897) zurück.

Die von JONGMANS (1938b) veröffentlichte Florenliste enthält 32 Taxa, darunter befinden sich auch stratigraphisch wichtige Leitformen, vor allem *Neuropteris scheuchzeri* und *Sphenophyllum oblongifolium*. Das Auftreten von *Neuropteris scheuchzeri* endet an der Grenze *cantabrica/lamuriana-Zone*, *Sphenophyllum oblongifolium* setzt dagegen mit der *cantabrica-Zone* ein (WAGNER, 1984), sodaß die Flora oder zumindest ein Teil der Flora der *Odontopteris cantabrica-Zone* (Cantabrium) zugeordnet werden kann.

Hier muß angemerkt werden, daß die fossile Flora von mehreren Fundpunkten stammt, deren Position innerhalb der Abfolge nicht bekannt ist. Das Auftreten weiterer wichtiger Formen wie *Pecopteris arborescens*, *Pecopteris hemitelioides*, *Sigillaria brardii* und *Sphenophyllum emarginatum* weisen darauf hin, daß möglicherweise auch die *Lobatopteris lamuriana-Zone* (Barruelium) vorhanden ist, sodaß die Oberkarbonsedimente der Steinacher Decke stratigraphisch dem tiefsten Stefan (Cantabrium und ?Barruelium) zuzuordnen sind.

4. Spät- bis postorogene Sedimente (Stefan) der Südalpen

Im Anschluß an die variszische Orogenese, die in den Karnischen Alpen und Karawanken im höheren Westfal ablief, kam es durch syndementäre Bruchtektonik zur Herausbildung einzelner, WNW-ESE-orientierter Becken (VENTURINI, 1982), die eine Verbindung mit dem offenen Meer hatten und mit mächtigen, überwiegend flachmarinen Schelfsedimenten in Form der oberkarbonen Bombaso-Formation und Auernig Gruppe sowie der permischen Rattendorfer und Trogkofel-Gruppe aufsedimentiert wurden.

Die ersten wichtigen Arbeiten über das „Oberkarbon der Karnischen Alpen“ stammen von FRECH (1894), GEYER (1896), SCHELLWIEN (1892, 1898) und STACHE (1872, 1874), die grundlegenden Arbeiten die Auernigschichten betreffend gehen auf KAHLER (1930, 1947, 1962), KAHLER, HERITSCH & METZ (1933), HERITSCH (1933, 1939), KAHLER & PREY (1963), METZ (1936) und SELLI (1963a,b) zurück.

Den Begriff „Auernigschichten“ erwähnt erstmals FRECH (1899). HERITSCH, KAHLER & METZ (1933) faßten unter Auernigschichten jenen Sedimentstapel aus Schiefen, Sandsteinen, Konglomeraten und Kalken zusammen, die

„... von der Transgressionsfläche bis zu den Kalken der Rattendorfer Schichten ...“

reichen. Die Auernigschichten wurden in 5 Schichtgruppen untergliedert, nämlich untere kalkarme, untere kalkreiche, mittlere kalkarme, obere kalkreiche und obere kalkarme Schichtgruppe (siehe auch KAHLER & METZ, in KUEHN 1962, S. 34–35), wobei ursprünglich die Transgressionsbildungen an der Basis in die Auernigschichten miteinbezogen waren (in die untere kalkarme Schichtgruppe). SELLI (1963a,b) hat für diese Schichtgruppen folgende Begriffe geprägt: Meledis, Pizzul, Corona, Auernig und Carnizza-Formation, die zur Auernig-Gruppe zusammengefaßt werden.

In der Folge haben KAHLER & PREY (1963) die auffallenden Transgressionsbildungen an der Basis der Auernigschichten von diesen abgegrenzt. Für diese Basisbildungen haben FENNINGER et al. (1971) den Begriff Waidegger Gruppe eingeführt, benannt nach der darin enthaltenen, erstmals von der Umgebung der Waidegger Alm von METZ (1936) beschriebenen, reichhaltigen „Waidegger Fauna“. Allerdings wurde die Waidegger Gruppe nie genau definiert und gegen die darüberfolgende untere kalkarme Schichtgruppe abgegrenzt, was zu einer gewissen Verwirrung geführt hat. Denn die „Waidegger Fauna“ liegt bereits in Schiefen der basalen unteren kalkarmen Schichtgruppe und nicht in den eigentlichen „Transgressionsbildungen“, die teilweise auch als „Waidegger-Formation“ bezeichnet werden. VENTURINI (1989) hat diese „Transgressionsbildungen“ an der Basis der Auernigschichten neu definiert und dafür den Begriff Bombaso-Formation geprägt (benannt nach dem Rio Bombaso = Bombaschbach südlich des Naßfeldes). Die Bombaso-Formation wird von VENTURINI (1989, 1990a,c) nicht zur Auernig Gruppe gerechnet.

Die biostratigraphische Einstufung und Untergliederung der Bombaso-Formation und Auernig-Gruppe beruht in erster Linie auf Fusuliniden (Zusammenfassung in KAHLER, 1983, 1985, 1989), auch Trilobiten und Brachiopoden spielen eine gewisse Rolle (GAURI, 1965;

HAHN & HAHN, 1987; HAHN et al., 1989). In den letzten Jahren erlangten Makropflanzenreste eine zunehmende stratigraphische Bedeutung, vor allem in Hinblick auf eine biostratigraphische Korrelation mit dem kontinentalen Oberkarbon des Oberostalpins (Zusammenfassung in FRITZ, BOERSMA & KRAINER, 1990).

Sedimentologische Daten über die Bombaso-Formation und Auernig-Gruppe sind in den Arbeiten von BOECKELMANN (1985), BUTTERSACK & BOECKELMANN (1984), FLÜGEL & KRAINER (1991), KRAINER (1990b-g) und VENTURINI (1990a,c) enthalten.

Das Hauptverbreitungsgebiet der Bombaso-Formation und Auernig-Gruppe liegt in den zentralen Karnischen Alpen, zwischen dem Zollnersee im Westen und der Kronalpe im Osten, beiderseits der Staatsgrenze (Abb. 14).

Basierend auf der Fusulinidenstratigraphie (KAHLER, 1983, 1985, 1986, 1989; PASINI, 1963, 1990) ist die Bombaso-Formation in das obere Mjatchkovium (oberster Teil der Moskauer Stufe) zu stellen, reicht aber örtlich höher hinauf (VENTURINI, 1990a,c), die Meledis-Formation (?und tiefere Pizzul-Formation) sind dem Kasimovium, (höhere) Pizzul-, Corona-, Auernig- und Carnizza-Formation dem Gzhelium zuzuordnen. Die genaue Position der Karbon/Perm-Grenze ist bislang nicht bekannt, liegt möglicherweise innerhalb des Unteren Pseudoschwagerinenkalks (Rattendorfer Gruppe), nach PASINI (1990) innerhalb der obersten Auernig-Formation.

Die Bombaso-Formation ist meist nur wenige Zehnermeter, lokal bis über 200 m mächtig, die Auernig-Gruppe erreicht eine maximale Mächtigkeit von rund 1200 m, ist aber stellenweise nur 120 m mächtig.

4.1. Bombaso-Formation

Nach der Begriffsfassung von VENTURINI (1989, 1990a,c) setzt sich die Bombaso-Formation (Waidegger-Formation) aus dem Pramollo-Member und dem Malinfier-Horizont zusammen. Die Übergänge sind allmählich, auch die Grenze zur überlagernden Meledis-Formation ist unscharf. Häufig finden sich in der basalen Meledis-Formation Einschaltungen vom Malinfier-Horizont oder Pramollo-Member (Verzahnung).

Das Pramollo-Member ist charakterisiert durch Konglomerate, Sandsteine und Tonschiefer, wobei die grobklastischen Sedimente überwiegend aus Kiesel-schieferkomponenten, untergeordnet auch aus vulkanischen Komponenten zusammengesetzt sind.

Der Malinfier-Horizont ist dagegen grobkörnig, meist konglomeratisch ausgebildet und besteht überwiegend aus diversen Karbonatgeröllen des variszischen Untergrundes.

Die Bombaso-Formation wird in das obere Moskovium (Mjatchkovium) gestellt, die Grenze Bombaso-Formation/Meledis-Formation fällt zeitlich in den Grenzbereich Moskovium/Kasimovium, z.T. kann die Bombaso-Formation auch höher hinaufreichen (VENTURINI, 1990a,c).

Trilobitenfunde in feinklastischen Sedimenten im Bereich der Waidegger Alm und Zollner Alm, die unmittel-

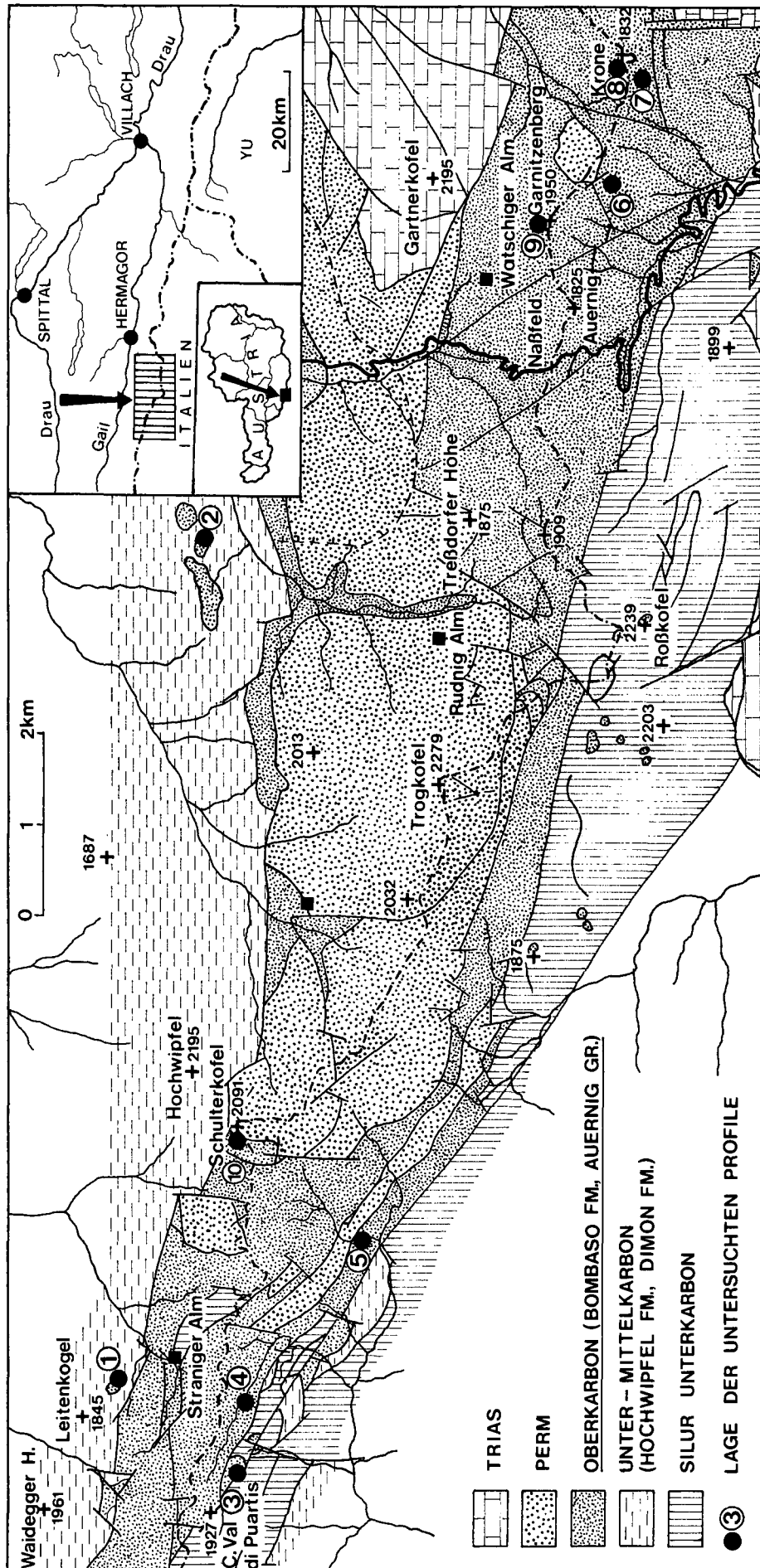


Abb. 14. Geologische Übersichtskarte der zentralen Karnischen Alpen zwischen Zöllnersee und Krone (vereinfacht nach VENTURINI, 1990b) mit dem Hauptverbreitungsgebiet der Bombaso-Formation und Auernig-Gruppe sowie Lage der untersuchten Profile. 1 = Leitenkogel; 2 = Tomritsch-Rücken; 3 = Cima Val di Puaris; 4 = Rio Malinfier (jeweils Bombaso-Formation und basale Meledis-Formation); 5 = Rio Cordin (Meledis-Formation); 6 = Rio Tratte (Pizzul-Formation); 7 = Ofenalm (oberste Pizzul-Formation und Corona-Formation); 8 = Krone (oberste Corona-Formation und untere Auernig-Formation); 9 = Garnitzenberg (oberste Corona-Formation; Auernig- und Carnizza-Formation mit Übergang in den Unteren Pseudoschwagerl- und Carnizza-Formation); 10 = Schullerkogel West (Carnizza-Formation mit Übergang in den Unteren Pseudoschwagerl- und Carnizza-Formation).

bar über den grobklastischen Basisbildungen der Bombaso-Formation liegen und der basalen Meledis-Formation zuzuordnen sind, weisen auf den Grenzbereich Mjatchkovium/Kasimovium bzw. unteres Kasimovium (HAHN & HAHN, 1987; HAHN, HAHN & SCHNEIDER, 1989). Dies steht im Einklang mit der von KAHLER (1986a,b) aus Kalkbänken der unteren Meledis-Formation im Bereich der Waidegger Alm und des Zollnersees nachgewiesenen *Protriticites*-Fauna des Kasimovium A₁ bzw. einer *Fusulinella-Fusulina-Quasifusulinoides*-Fauna des untersten Kasimovium (C₃A₁) aus siltigen Sedimenten in der Nähe des Fundpunktes der von METZ (1936) und GAURI (1965) beschriebenen „Waidegger Fauna“ sowie einer Fusulinidenfauna des oberen Mjatchkovium aus der Umgebung der Dr. Steinwender-Hütte westlich des Zollnersees.

Die Bombaso-Formation, die an vielen Stellen aufgeschlossen ist (vgl. geol. Karte, VENTURINI, 1990b), soll von folgenden Lokalitäten näher beschrieben werden: Leitenkogel (NW Straniger Alm), östlich Cima Val di Puartis und Rio Malinier (Marchbach; südlich Straniger Alm) und Tomritsch-Rücken.

4.1.1. Profil Leitenkogel

Am Ostabhang des Leitenkogels (NW Straniger Alm) ist zwischen 1700 und 1750 m SH ein isoliertes Vorkommen der Bombaso-Formation und basalen Meledis-Formation mit einer Gesamtmächtigkeit von rund 70 m aufgeschlossen. Dieses Vorkommen haben erstmals FENNINGER et al. (1976) kurz beschrieben. Die Abfolge ist zwar leicht gestört, bietet aber einen guten Einblick in die fazielle Entwicklung der Bombaso- und basalen Meledis-Formation (Abb. 15).

Der Transgressionskontakt ist in ca. 1700 m SH aufgeschlossen. Mit einer deutlichen Winkeldiskordanz folgen über Schiefen und Siltsteinen der Hochwipfel-Formation (110/75N) grobkörnige Mudflows der Bombaso-Formation (140/90).

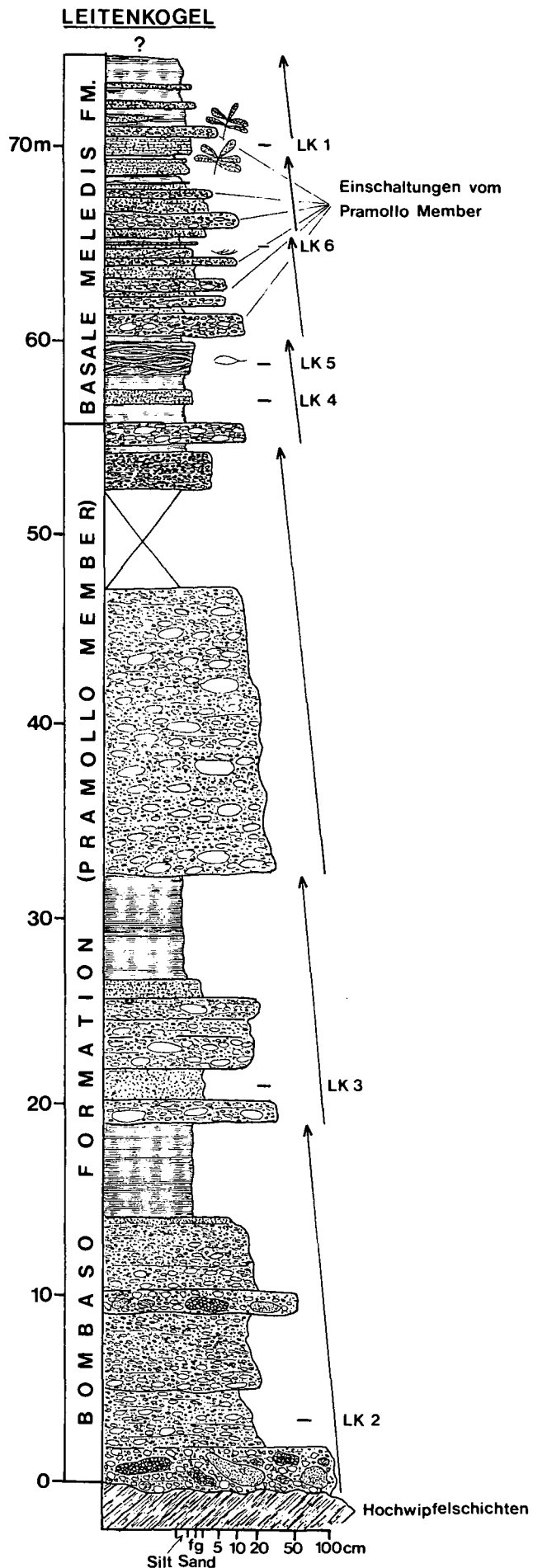
4.1.1.1. Lithofazies

Die rund 50 m mächtige Bombaso-Formation, hier als Pramollo-Member ausgebildet, setzt sich aus folgenden Lithofaziestypen zusammen:

- Mudflows und Debris flows
- Konglomerate und Breccien
- Unreife Sandsteine
- Siltsteine-Tonschiefer

Mudflows („Geröllschiefer“ bei FENNINGER et al., 1976) und Debris flows: Die Hochwipfel-Formation weist an der Oberfläche ein leichtes Relief auf und wird zunächst von einem rund 2 m mächtigen, sehr grobkörnigen Mudflow mit einzelnen Geröllen bis gut 1 m Durchmesser überlagert. Die darüberfolgenden Mudflows – einzelne Schüttungsereignisse sind meist nicht voneinander abgrenzbar – zeigen meist Korngrößen bis zu max. rund 20 cm, in einzelnen Lagen bis 60 cm. Die unterschiedlich gerundeten Gerölle (eckig bis gerundet) „schwimmen“ in einer siltig-sandigen, teilweise auch stärker tonigen Grundmasse (matrixgestütztes Gefüge),

Abb. 15. → Profil durch die Bombaso-Formation (Pramollo-Member) und basale Meledis-Formation mit Einschaltungen des Pramollo-Members am Ostabhang des Leitenkogels (NW Straniger Alm; Lage siehe Abb. 14).



längliche Gerölle sind vereinzelt schichtungsparallel eingeregelt. Die Sortierung ist extrem schlecht. Im höheren Profilabschnitt sind diese Schüttungen teilweise dichter gepackt (Debris flows) und die Gerölle auch besser gerundet. Nach oben ist innerhalb der Bombaso-Formation eine leichte Abnahme in der Korngröße zu beobachten.

Zwischengeschaltet sind bis etwa 1,5 m mächtige, mürbe, schlecht sortierte, teilweise glimmerreiche Sandsteine mit locker eingestreuten Kiesgeröllen bis zu 1 cm. Sedimentstrukturen sind keine zu beobachten.

Die ebenfalls zwischengeschalteten grauen Siltsteine mit Übergängen zu dunkelgrauen und fast schwarzen Tonschiefern sowie feinkörnigen Sandsteinen werden bis zu mehrere m mächtig, sind teilweise horizontalgeschichtet und führen vereinzelt Crinoidenreste und Brachiopoden (FENNINGER et al., 1976).

Nach oben geht die Bombaso-Formation allmählich in die Meledis-Formation über, der Übergangsbereich ist teilweise tektonisch leicht gestört.

Die basale Meledis-Formation besteht aus einer Wechselfolge von schwarzen, siltigen Tonschiefern mit schlecht erhaltenen Pflanzenresten, undeutlich horizontalgeschichteten Siltsteinen bis feinkörnigen Sandsteinen, horizontal- und schräggeschichteten fein- bis grobkörnigen Sandsteinen, Sandsteinen mit Hummocky-Schrägschichtung, gradierten Feinbreccien (Komponenten max. 2–3 cm), feinkörnigen Mudflows (Komponenten max. 3 cm) sowie max. 1,2 m mächtigen Konglomeraten und Breccien mit Geröllen bis zu 15 cm Durchmesser. Die einzelnen Lithofaziestypen sind teilweise zu kleindimensionalen FU-Sequenzen kombiniert.

Während die Sandsteine sehr quarzreich sind und eine für die Meledis-Formation bzw. für die gesamte Auernig-Gruppe charakteristische Zusammensetzung aufweisen, sind die polymikten Konglomerate und Breccien aufgrund ihrer Zusammensetzung als Einschaltungen des Pramollo-Members in die Meledis-Formation zu betrachten.

4.1.1.2. Sedimentpetrographie

In den grobklastischen, polymikten Schüttungen der Bombaso-Formation finden sich folgende Gerölltypen: Schiefer-, Siltstein- und Sandsteingerölle, Lydit- und Kieselschiefergerölle sowie Gerölle aus Lyditbreccien.

Die Sandsteine der Bombaso-Formation sind mäßig dicht gepackt, schlecht bis sehr schlecht sortiert und ungeschichtet (Taf. 7, Fig. 1,2). Der Rundungsgrad der Komponenten bewegt sich in der Regel zwischen angular und subangular, Resedimentkomponenten sind häufig besser gerundet (subgerundet bis gerundet).

Bezüglich ihrer Zusammensetzung handelt es sich um lithische Wacken, bestehend aus mono- und polykristallinen Quarzen, metamorphen Gesteinsbruchstücken aus Quarz und Glimmer, vielen sedimentären Gesteinsbruchstücken (Tonschiefer- und Siltsteinkomponenten sowie Kieselschiefer- und Lyditkomponenten), sehr selten vulkanischen Gesteinsbruchstücken, wenig detritischen, meist schon stärker zersetzten Feldspäten sowie einigen detritischen Glimmern (hpts. Muskowit). Die feinkörnige Matrix besteht überwiegend aus diversen Phyllosilikaten und ist oft schwer von lithischen Komponenten (Tonschieferkomponenten) abzugrenzen. Ein Teil der Grundmasse ist auf diagenetische Prozesse – Zersetzung von detritischen Feldspäten und insta-

bilen lithischen Komponenten – zurückzuführen (Taf. 7, Fig. 1,2).

In der basalen Meledis-Formation ändert sich die Zusammensetzung der Sandsteine schlagartig. Der Anteil an mono- und polykristallinen Quarzen steigt stark an, während sedimentäre Gesteinsbruchstücke nur mehr als einzelne Körner in Erscheinung treten. Der Matrixanteil ist ebenfalls geringer, während der Anteil an detritischen Glimmern bis zu 10 % betragen kann. Die Sandsteine sind zementiert, zum einen durch Karbonatzement, zum anderen durch Quarzzement. Die einzelnen Quarzkomponenten sind meist stark miteinander verwachsen, und zwar als Folge der Bildung sekundärer Quarzanwachssäume, die allerdings im Schriff aufgrund des Fehlens schmutziger Tonhäutchen um die detritischen Quarzkörner nur selten als solche erkennbar sind.

Die Konglomerat- und Breccieneinschaltungen der basalen Meledis-Formation zeigen dagegen eine polymikte, für das Pramollo-Member typische Zusammensetzung. Feinbreccien enthalten geringe Mengen an Porphyrquarzen und vulkanischen Gesteinsbruchstücken.

Zur petrographischen Zusammensetzung der Sandsteine wird auch auf Abb. 35 und Tab. 5 verwiesen.

4.1.2. Tomritsch-Rücken

Am Tomritsch-Rücken ist die Situation recht ähnlich wie am Ostabfall des Leitenkogels. Auch hier liegt die Bombaso-Formation auf steilgestellten Sedimenten der Hochwipfel-Formation, ist ebenfalls in Form des Pramollo-Members entwickelt und auch aus ähnlichen Lithofaziestypen aufgebaut. Im höheren Teil ist ein Anthrazitkohleflöz eingeschaltet, das zeitweise sogar aufgebaut wurde (CANAVAL, 1910). Allerdings sind die Aufschlußverhältnisse schlecht. Nach KAHLER & PREY (1963) erreicht die Bombaso-Formation („Transgressionsbildungen“) eine Mächtigkeit von maximal rund 30 m, ist also nicht so mächtig wie im Bereich des Leitenkogels.

4.1.2.1. Fazielle Entwicklung

Abb. 16 zeigt einen Profilausschnitt aus dem oberen Teil der Bombaso-Formation, aufgeschlossen in einem kleinen Graben, direkt neben dem Forstweg, der von der Straße zur Rudnigalm bei der Kehre in 1300 m SH in den Rudniggraben abzweigt, etwa 50 m nach dieser Abzweigung. Die Abfolge besteht aus dunklen Tonschiefern und Siltsteinen, die im unteren Teil, an der bergseitigen Böschung des Forstweges, fossile Pflanzenreste führen (Fundstelle Tomritsch 1,2 bei FRITZ & BOERSMA, 1986a, 1990; siehe auch BERGER, 1960). Einschaltet sind in die Tonschiefer und Siltsteine geringmächtige, unreife Sandsteine und feinkörnige, teilweise matrixreiche Konglomerate. Die Zusammensetzung der Sandsteine ist ähnlich jenen vom Leitenkogel, lediglich der Anteil an Kieselschiefer- und Lyditgeröllen sowie an vulkanischen Gesteinsbruchstücken ist im Vergleich zu den Sandsteinen der Bombaso-Formation des Leitenkogels etwas höher (siehe Tab. 5; Details in KRÄINER, 1990b,c).

Die basale Meledis-Formation ist rund 300 m nach der Abzweigung des oben erwähnten, in den Rudniggraben führenden Forstweges, rund 20–30 m oberhalb

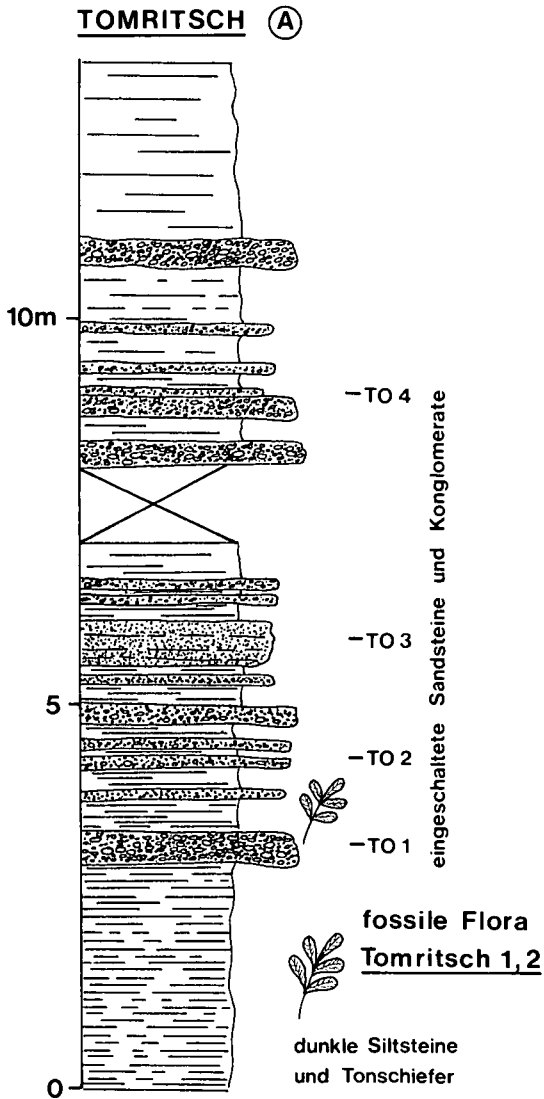


Abb. 16. Profilausschnitt aus der Bombaso-Formation im Bereich des Tomritsch-Rückens. Aus KRAINER (1990b); Lage siehe Abb. 14.

des Weges aufgeschlossen. Der Übergangsbereich Bombaso-Formation – Meledis-Formation ist hier nicht aufgeschlossen.

Der untere Teil des Profils durch die basale Meledis-Formation (Abb. 18) besteht aus dunklen Siltsteinen mit

- | | |
|---|-------------------------|
| ▨ Kalkalgen | ☉ Brachiopoden |
| ⊙ Fusuliniden | ☉ Gastropoden |
| ⊗ Kleinforaminiferen | ⊙ Einzelkorallen |
| ⬠ Echinodermenreste | ☙ Fossile Pflanzenreste |
| ⊞ Bryozoen | ☙ Wurzelhorizont |
| ☞ Bioturbation, Lebensspuren | |
| ● Konkretionen | |
| ↘ Schrägschichtung | |
| ↘ Hummocky- Schrägschichtung | |
| 〰 Rippeln | |
| 〰 Synsedimentäre Deformationsstrukturen | |
| 〰 Belastungsmarken | |

Abb. 17. Legende zu den Profilen.

Einschaltungen des Pramollo-Members in Form eines Geröllschiefer- und grobkörnigen, feinkonglomeratischen Sandsteinhorizontes mit einer für das Pramollo-Member typischen Zusammensetzung. Weiters sind in diese dunklen Siltsteine eine feinkörnige, karbonatische Sandsteinbank mit flacher Schrägschichtung (Hummocky-Schrägschichtung) sowie dünne, fossilführende Mergellagen und -linsen eingeschaltet. Diese Mergellagen und -linsen sind meist stark bioturbat und führen einen unterschiedlich hohen Anteil an Biogenresten (Brachiopoden, Crinoidenstielglieder, Trilobitenreste, Gastropoden, Bryozoen, Ostrakoden, Foraminiferen und umkristallisierte ?phylloide Algen).

Diese Fazies geht nach oben allmählich in flach schrägschichtete Sandsteine (Hummocky-Schrägschichtung), teilweise mit synsedimentären Deforma-

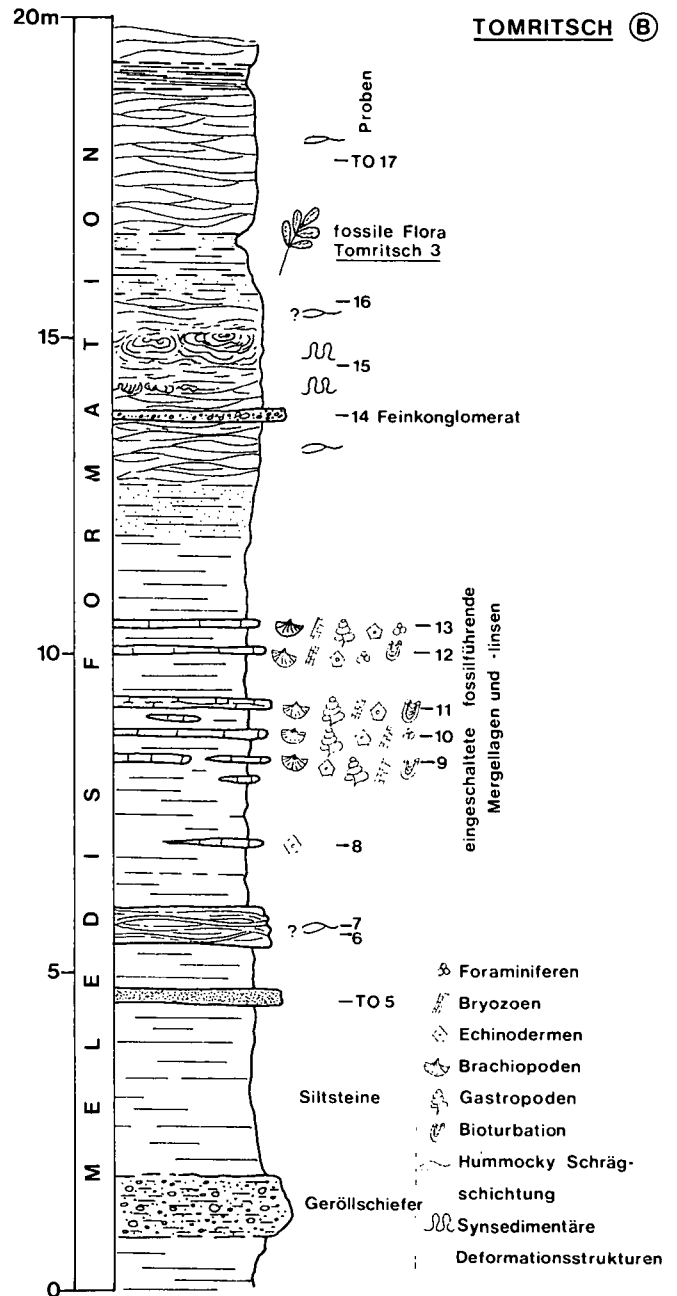


Abb. 18. Profil durch die basale Meledis-Formation (untere kalkarme Schichtgruppe) im Bereich des Tomritsch Rückens. Aus KRAINER (1990b); Lage siehe Abb. 14.

tionsstrukturen, sowie mit einer eingeschalteten dünnen Quarzkonglomeratlage und einem pflanzenfossilführenden Tonschiefer-Siltsteinhorizont (Fundpunkt Tomritsch 3) über, der eine interessante Flora mit rund 20 verschiedenen Taxa enthält.

Die Sandsteine der Meledis-Formation heben sich in ihrer Zusammensetzung wieder deutlich von den Sandsteinen der Bombaso-Formation ab. Sie sind charakterisiert durch den hohen Anteil an mono- und polykristallinem Quarz, während sedimentäre und vulkanische Gesteinsbruchstücke praktisch vollkommen fehlen (siehe Abb. 35 und Tab. 5, nähere Angaben in KRÄINER, 1990a,b).

4.1.3. Profile Cima Val di Puartis und Rio Malinfier

Die beiden untersuchten Profile liegen auf italienischem Staatsgebiet, SW der Straniger Alm, etwa 250–300 m südlich der Staatsgrenze (Abb. 19).

Das Profil A liegt SE Cima Val di Puartis, an einem Steig in ca. 1750 m SH, das Profil B liegt im Rio Malinfier (Marchbach), direkt neben dem Bach bei einem kleinen Wasserfall in ca. 1590 m SH. Beide Profile (Abb. 19) sind mit rund 10 m aufgeschlossen und zeigen eine sehr ähnliche Entwicklung.

Aufgeschlossen sind in beiden Profilen die Bombaso-Formation in Form geringmächtiger Breccien und Konglomerate (Pramollo-Member und Malinfier-Horizont) sowie die basale Meledis-Formation mit Einschaltungen vom Pramollo-Member.

Die Sedimente liegen diskordant auf dem variszischen Basement (unterdevonische Kalke), im Bereich des Profils B ist durch Conodonten höheres Gedinne nachgewiesen (FENNINGER et al., 1976).

4.1.3.1. Fazielle Ausbildung der beiden Profile

Beide Profile setzen an der Basis mit wenige m mächtigen Breccien ein, die nach oben in bis zu 1 m mächtige Feinkonglomerate und Sandsteine übergehen (Bombaso-Formation). Darüber folgen in beiden Profilen fossilführende dunkle siltige Tonschiefer mit eingeschalteten, bis zu mehrere dm mächtigen Feinkonglomeraten, fossilführenden, karbonatisch zementierten Sandsteinen und grobkörnigen Siltsteinen (im tieferen Profilabschnitt) sowie Algenkalcken und Auloporiden-Mounds im höheren Profilabschnitt (basale Meledis-Formation, siehe Abb. 19).

4.1.3.2. Bombaso-Formation

Im Profil A (Abb. 19) besteht die Basisbreccie hauptsächlich aus bis zu mehreren dm großen Kalkgeröllen des unmittelbar darunterliegenden variszischen Basements. Untergeordnet finden sich bis zu etwa 10 cm große Kieselschiefer- und Lyditgerölle. Die Breccie ist sehr schlecht sortiert, die Komponenten sind eckig (angular bis subangular). Die Grundmasse ist sandig, besteht aus mono- und polykristallinen Quarzen, Kieselschiefer- und Lyditkomponenten sowie selten vulkanischen und metamorphen Gesteinsbruchstücken und ist karbonatisch zementiert. Karbonatzement verdrängt randlich Kieselschiefer- und Quarzkomponenten. Entsprechend ihrer petrographischen Zusammensetzung

(hauptsächlich Kalkgerölle) ist die Basisbreccie als Malinfier-Horizont sensu VENTURINI (1989) zu bezeichnen.

Im Profil B (Abb. 19) dagegen liegt die ebenfalls sehr schlecht sortierte Basisbreccie als Pramollo-Member vor, besteht hauptsächlich aus aufgearbeiteten angularen bis subangularen Kieselschiefer- und Lyditgeröllen mit Korngrößen von maximal rund 10 cm, Kalkgerölle sind nur untergeordnet enthalten.

Rund 50 m bachabwärts von Profil B ist im Bachbett des Rio Malinfier die Auflagerung der Bombaso-Formation auf unterdevonischen Netzkalken sehr schön aufgeschlossen (FENNINGER et al., 1976). An dieser Stelle folgen über den unterdevonischen Netzkalken des Basements bis über 1 m große Netzkalkblöcke, die in einer dunklen, siltigen Grundmasse schwimmen. Die Mächtigkeit dieser Basisbildung beträgt etwa 2 m, darüber folgen Geröllschiefer mit aufgearbeiteten Kieselschiefer-, Lydit-, Sandstein- und Siltsteingeröllen sowie feinkörnige Sedimente, in die stark tonige Algenkalkbänke und massige Kalke eingeschaltet sind. Aus den obersten Kalken des Geröllschieferhorizontes südlich Grenzstein n-240 (Pkt. 1817) hat KÄHLER eine *Triticites*-Fauna bestimmt (FENNINGER et al., 1976).

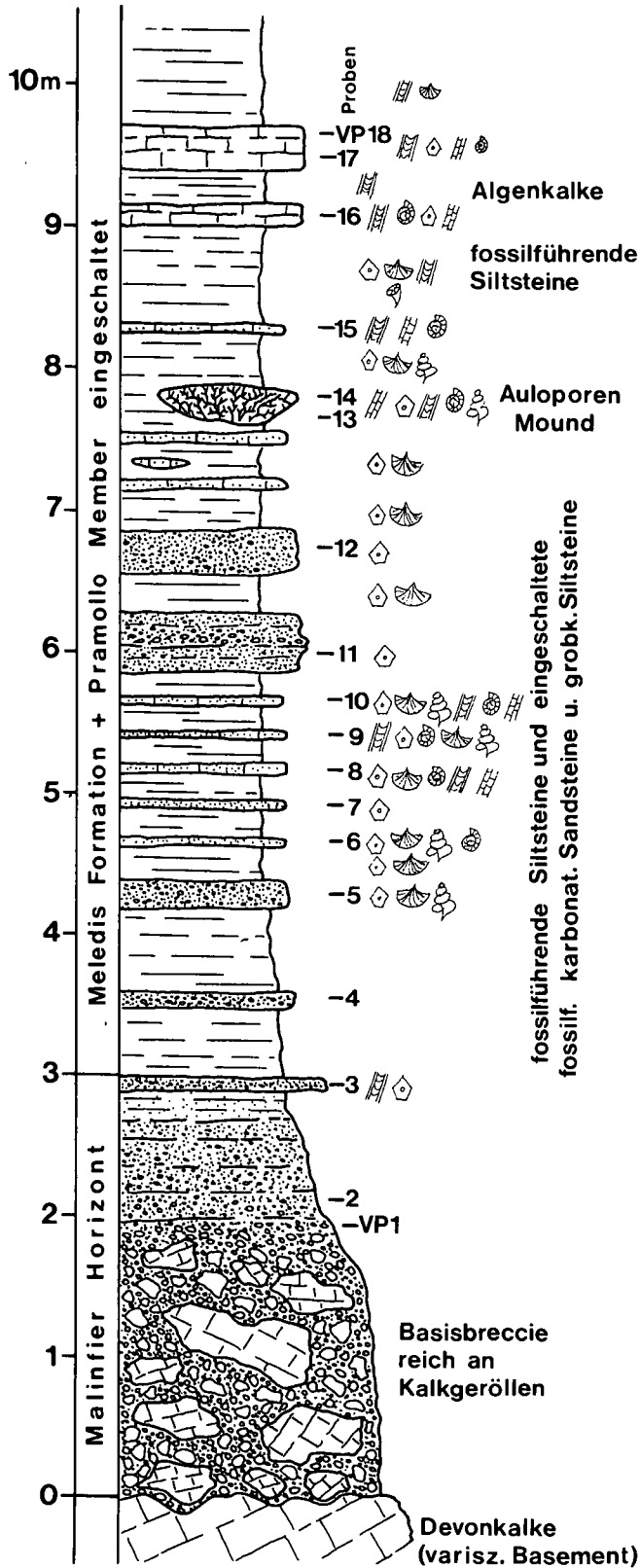
In beiden Profilen gehen nach oben die Basalbreccien in geringmächtige Feinkonglomerate und Sandsteine über, die ebenfalls schlecht sortiert und schlecht gerundet sind. Lediglich Kiesgerölle zeigen einen besseren Rundungsgrad (meist subgerundet). Außer undeutlicher Horizontalschichtung sind keinerlei Sedimentstrukturen zu beobachten. Die Zusammensetzung ist in beiden Profilen gleich (siehe Tab. 5). Die Sandsteine sind als karbonatisch zementierte lithische Arenite zu bezeichnen. Kieselschiefer- und Lyditkomponenten, teilweise noch mit deutlich erkennbaren Radiolarienrissen, sowie mono- und polykristalline Quarze sind die weitaus häufigsten Komponenten, untergeordnet finden sich sedimentäre Gesteinsbruchstücke (Kalkgerölle und Siltsteinfragmente), metamorphe Gesteinsbruchstücke (aus Quarz und Glimmer bestehend), fragliche vulkanische Gesteinsbruchstücke sowie sehr selten einzelne detritische Glimmer und Feldspäte (siehe Taf. 4, Fig. 1). Sehr selten sind auch stark umkristallisierte Fossilreste (Schalenreste, Echinodermerreste) zu beobachten. Die Grundmasse besteht aus Karbonatzement, der randlich diverse Quarzkomponenten verdrängt, vereinzelt sprossen in Kieselschieferkomponenten Karbonathomboeder. Diese Feinkonglomerate und Sandsteine sind aufgrund ihrer Zusammensetzung dem Pramollo-Member zuzurechnen.

4.1.3.3. Basale Meledis-Formation

Die siltigen Tonschiefer, in die im tieferen Teil gröberklastische Bänke, im höheren Teil der untersuchten Profile Algenkalke und Auloporiden-Mounds eingeschaltet sind, zeigen durchwegs eine dunkelgraue Farbe, sind im tieferen Profilabschnitt schwach fossilführend (Brachiopoden, Gastropoden, Echinodermerreste), im höheren Profilabschnitt stärker fossilführend (Brachiopoden, Gastropoden, Echinodermerreste, Algen, Einzelkorallen, Fusuliniden). Im Profil B (Abb. 19) sind im oberen Profilabschnitt auch Brachiopodenschillagen entwickelt.

Die bis zu rund 50 cm mächtigen eingeschalteten Feinkonglomerat- und Sandsteinlagen zeigen abgesehen vom Fossilinhalt dieselbe Zusammensetzung wie innerhalb der Bombaso-Formation, es handelt sich um

(A) CIMA VAL DI PUARTIS



(B) RIO MALINFIER

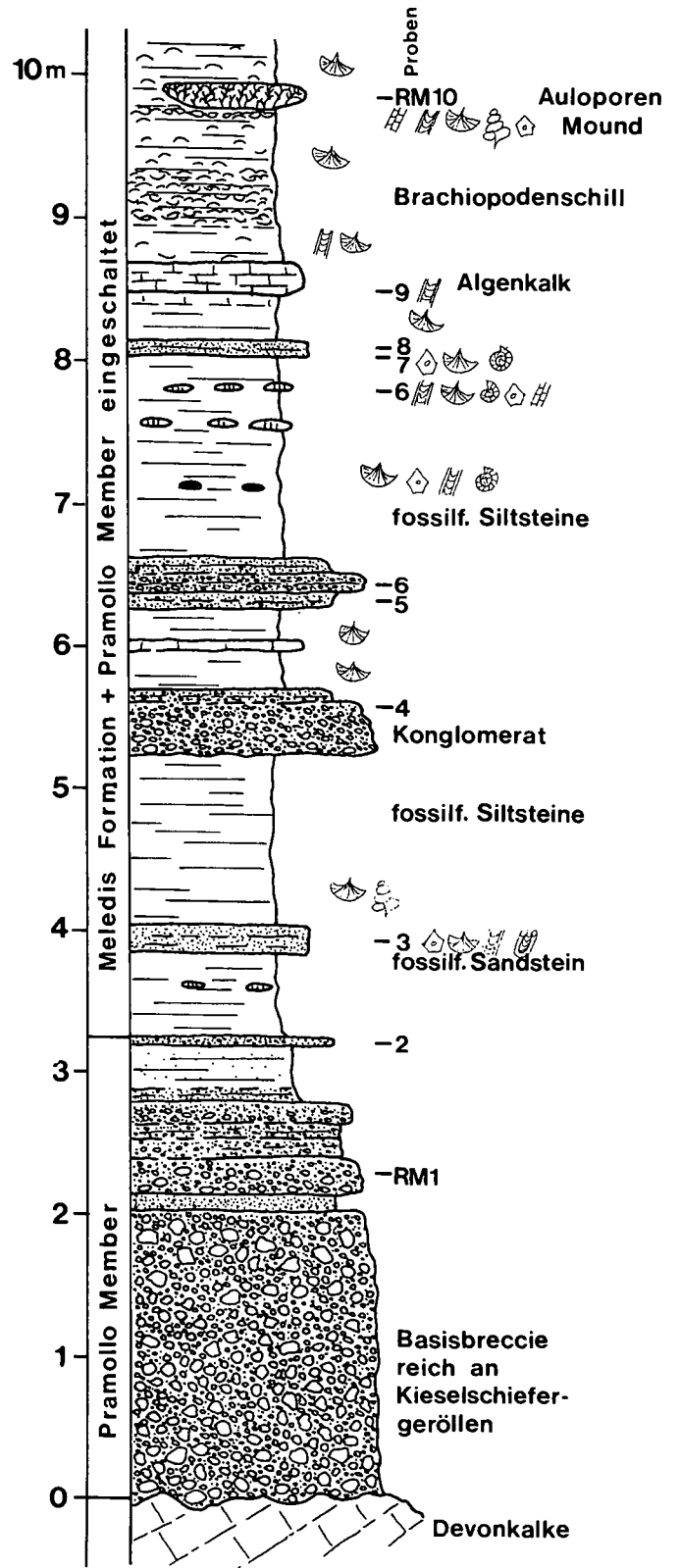


Abb. 19.

Profile durch die Bombaso-Formation und basale Meledis-Formation östlich Cima Val di Puartis (A) und im Rio Malinfier (B). Im Profil A liegt die Bombaso-Formation als Malinfier-Horizont vor; im Profil B als Pramollo-Member. In beiden Profilen finden sich in der basalen Meledis-Formation Einschaltungen vom Pramollo-Member (Sandsteine und Konglomerate). Zur Lage der Profile siehe Abb. 14; Legende in Abb. 17.

Einschaltungen des Pramollo-Members in die basale Meledis-Formation.

Während im Profil A (Abb. 19) keinerlei Sedimentstrukturen zu beobachten sind, zeigen im Profil B (Abb. 19) die Feinkonglomerate gradierte Schichtung und auch die Sandsteine neben normaler und inverser Gradierung auch Horizontalschichtung. Die Sandsteine sind durchwegs karbonatisch zementiert und enthalten auch einige, meist stärker umkristallisierte Biogenreste (v.a. diverse Schalenbruchstücke, Echinodermenreste, Algenreste und Fusuliniden). Vereinzelt ist auch limonitische Grundmasse vorhanden.

Die eingeschalteten grobkörnigen Siltsteinbänke sind meist stark bioturbat und auch stärker fossilführend (Taf. 4, Fig. 3), enthalten Schalenbruchstücke von Brachiopoden, Gastropoden, Echinodermenreste, Kalkalgen (*Eugonophyllum*, *Epimastopora*), Fusuliniden (*Protriticites*, *Triticites*, *Pseudostaffelia*, *Pseudoendothyra*), Kleinforaminiferen, Bryozoenreste, Sphinctozoa (Profil B) und Spiculae (Profil B).

Innerhalb solcher Siltsteinbänke treten im Profil A z.T. cm-große, linsenförmige Anreicherungen relativ großer Bio- und Lithoklaste auf (Kalkalgen, Echinodermenreste, Fusuliniden, Schalenbruchstücke, Gastropoden, Auloporenbruchstücke und aufgearbeitete Kalkgerölle), die durch grobspätigen Kalzit zementiert sind. Die Komponenten zeigen mitunter eine mikritische Rinde.

Die Algenkalke bestehen aus locker bis dicht gepackten, meist zerbrochenen und stark umkristallisierten Algenhalli (?*Eugonophyllum*, *Epimastopora*), die oft schichtungsparallele Einregelung zeigen und von einer siltitischen bis mikritischen Grundmasse umgeben sind. Die Grundmasse ist teilweise bioturbat und enthält auch einige andere Biogenreste: Schalenbruchstücke, Echinodermenreste, Fusuliniden, Kleinforaminiferen (*Tetrataxis*, *Tuberitina*, ?*Endothyra*, *Calcitornella*), Bryozoenreste, Kalkschwämme, Gastropoden und Ostracoden.

Im Profil B werden die Algenkalke von stark fossilführenden siltigen Tonschiefern überlagert, die vor allem Algenfragmente, Brachiopodenschalen und auch Crinoidenstielglieder enthalten.

In beiden Profilen ist im oberen Profilabschnitt ein kleiner Auloporen-Mound eingeschaltet, und zwar innerhalb fossilführender siltiger Tonschiefer und Siltsteine. Der Auloporen-Mound im Profil A ist rund 30 cm mächtig und 90 cm breit, im Profil B rund 20 cm mächtig und rund 80 cm breit (siehe Abb. 19).

Die beiden Mounds werden durch frei wachsende, strauchförmige aulopore Korallen der Gattung *Multithecopora* YOH gebildet (siehe Taf. 4, Fig. 2 sowie FLÜGEL & KRÄINER, 1992). Innerhalb der Mounds können zwei Arten von Sediment unterschieden werden: Homogener, feinkörniger Mikrit mit kleinen Biogenresten, und zwar spiculae-artige Biogenreste (im Inneren der Auloporen oft massenhaft angereichert), Ostracoden (ebenso im Inneren der Auloporen häufig, oft doppelklappig erhalten, Schalen verkieselt), Fusuliniden und Kleinforaminiferen, Echinodermenreste, Gastropoden, Schalenreste und Auloporenreste. Auloporen und Echinodermenreste sind selten durch mikritische Algen und sessile Foraminiferen (*Tuberitina* u.a.) umkrustet. Dieser feinkörnige Mikrit ist durch Sedimentfangen („baffling“) entstanden. Der Großteil des Mound-Sediments entspricht jedoch der Hintergrundsedimentation und be-

steht aus einem inhomogenen Kalksiltit mit Quarzkörnern bis 0,2 mm und sehr kleinen Glimmern (siehe Taf. 4, Fig. 2). Die Biogenführung ist geringer als in der mikritischen Grundmasse (v.a. Ostracoden, Foraminiferen, Echinodermenreste). Die Grenze zwischen siltitischer und mikritischer Grundmasse ist durchwegs scharf. Generell ist der zentrale Bereich der Mounds stärker mikritisch, nach außen nimmt der Siltanteil zu. Bioturbation ist ebenfalls zu beobachten. Eine ausführliche Beschreibung der Auloporen-Mounds ist in FLÜGEL & KRÄINER (1992) enthalten.

4.1.3.4. Interpretation

Der Fund von Brachiopodenresten im Profil Rio Malinfier (C. VENTURINI, pers. Mitt.) weist darauf hin, daß zumindest in diesem Profil die Basisbreccie (Bombaso-Formation) unter marinen Ablagerungsverhältnissen entstanden ist, wobei der schlechte Rundungs- und Sortierungsgrad für relativ kurzen Transport spricht. Als Ablagerungsmechanismus sind matrixarme Debris flows anzunehmen.

Auffallend sind die starken Mächtigkeitsunterschiede innerhalb der Bombaso-Formation. Während in den Profilen Cima Val di Puartis und Rio Malinfier die Bombaso-Formation jeweils nur wenige m mächtig ist, ist sie im oberen Rio Malinfier 70 m (VENTURINI, 1990a,d), am Ostabhang des Leitenkogels rund 50 m und am Tomritsch-Rücken rund 30 m mächtig.

Die mächtige Abfolge der Bombaso-Formation im oberen Rio Malinfier entspricht faziell der Abfolge am Ostabhang des Leitenkogels. Die Sedimente dieser Abfolge werden von VENTURINI (1990a,d) als alluviale Fächersedimente mit Übergang in Sedimente des Vorstrandbereiches (shoreface), also als Bildungen eines Fan-Deltas interpretiert.

Ähnlich läßt sich auch das Profil am Ostabhang des Leitenkogels deuten, wobei jedoch nicht geklärt werden konnte, ob die basalen Mudflows subaerisch oder bereits submarin entstanden sind. Der höhere Anteil der Bombaso-Formation mit den zwischengeschalteten fossilführenden Siltsteinen (Brachiopoden, Crinoidenstielglieder) weist auf marine Bildungsbedingungen. Hummocky-schräggeschichtete Sandsteine in der darüberfolgenden basalen Meledis-Formation belegen ein flachmarines Environment (Vorstrandbereich).

Die geringmächtigen Basalbreccien der beiden Profile Cima Val di Puartis und Rio Malinfier könnten ebenfalls submarine Debris flows eines Fan-Deltas darstellen.

Fossilreste in den Feinkonglomeraten und Sandstein der Bombaso-Formation unmittelbar über den Basalbreccien belegen marine Sedimentationsbedingungen. Die fossilführenden siltigen Tonschiefer der darüberfolgenden basalen Meledis-Formation weisen auf bereits relativ ruhige Sedimentationsbedingungen ohne Welleneinwirkung oder stärkere Strömung.

Die eingeschalteten, schlecht sortierten, ungeschichteten bis undeutlich geschichteten, selten gradierten Feinkonglomerate und Sandsteine sowie die stark bioturbate Siltsteine können als Turbide interpretiert werden, abgelagert im distalen Bereich eines Fan-Deltas unterhalb der Wellenbasis. Stärker fossilführende Einschaltungen, vor allem jene mit umgelagerten Auloporenbruchstücken, sind eher als Tempestite anzusprechen. Einzelne Auloporen-Mounds wurden scheinbar durch Sturmereignisse wieder aufgearbeitet.

Die im oberen Profilabschnitt eingeschalteten Algenkalke und Auloporen-Mounds weisen auf Perioden fehlender bis nur sehr schwacher feinklastischer (tonig-siltiger) Einschüttung, sodaß der Ablagerungsraum durch kalkproduzierende Organismen (Algen, Auloporen) besiedelt werden konnte. Algen- und Auloporenwachstum wurde immer wieder von stärkerer feinklastischer Einschüttung in Verbindung mit stärkerer Wasserströmung unterbrochen. Der Ablagerungsraum lag unterhalb der Wellenbasis, jedoch noch im photischen Bereich (tieferer Schelfbereich). Und eine Aufarbeitung und Umlagerung solcher Auloporen-Mounds kann nur durch Sturmereignisse erklärt werden, sodaß die stark fossilführenden, auch Auloporen-Bruchstücke enthaltenden Einschüttungen entsprechend als Tempestite gedeutet werden können.

Das allmähliche Nachlassen der grobklastischen Einschüttung, die Zunahme des Fossilgehaltes in den beiden Profilen Cima Val di Puartis und Rio Malinfier von unten nach oben sowie das Auftreten von Algenkalcken und Auloporen-Mounds kann auf einen relativen Meeresspiegelanstieg zurückgeführt werden. Auch das Wachstum der Auloporen-Mounds wurde vom Meeresspiegelstand kontrolliert, die Auloporen-Mounds markieren einen relativen Meeresspiegelhochstand („maximum flooding surface“ während einer frühen Phase des „highstand system tracts“) mit fehlender klastischer Einschüttung und ruhigen Strömungsbedingungen (siehe ausführliche Diskussion in FLÜGEL & KRAINER, 1992). Einen ähnlichen Trend zeigen auch die Bombaso und basale Meledis-Formation im Bereich des Tomritsch-Rückens (siehe auch KRAINER, 1990b).

4.2. Auernig-Gruppe

4.2.1. Meledis-Formation (Untere kalkarme Schichtgruppe)

Die basale Meledis-Formation wurde bereits im Zusammenhang mit der Bombaso-Formation dargestellt. Das am besten aufgeschlossene Profil durch die Meledis-Formation liegt im unteren Rio Cordin, unmittelbar nördlich der Casera Valbertad bassa (südlich der Kordinalm; siehe geol. Karten SCHÖNLAUB, 1987 und VENTURINI, 1990b). Die insgesamt rund 120 m mächtige Meledis-Formation ist im Rio Cordin mit rund 110 m aufgeschlossen, nicht aufgeschlossen ist jedoch der Übergang in die liegende Bombaso-Formation und in die hangende Pizzul-Formation. Im Rio Cordin wird die Meledis-Formation direkt von der Gröden-Formation überlagert, die jüngeren Sedimente der Auernig-Gruppe sowie die unterpermische Abfolge (Rattendorfer Schichtgruppe, Trogkofelkalk) ist während der intrapermischen bruchtektonischen Phase der Erosion zum Opfer gefallen.

4.2.1.1. Profil Rio Cordin

Das Profil im Rio Cordin (Abb. 20) läßt sich in zwei lithofaziell unterschiedliche Abschnitte gliedern:

Der untere Profilabschnitt besteht aus grauen bis grauschwarzen, oft bräunlich anwitternden, stellenweise fossilführenden (Brachiopoden, Crinoidenreste) und bioturbaten siltigen Tonschiefern bis Siltsteinen. Auf den Schichtflächen sind mitunter Lebensspuren

(*Zoophycos* u.a.) zu beobachten, in den Sedimenten stecken bis zu gut 15 cm große, dichte, rostbraun verwitternde Konkretionen, die aus stark bioturbatem, dunkelgrauem mikritischem Siltit bestehen.

Eingeschaltet in diese feinkörnigen „Hintergrundsedimente“ sind meist nur wenige cm, selten bis zu einige dm mächtige, höherenergetische grobkörnigere Bänke, bei denen folgende Typen auseinandergehalten werden können (siehe Abb. 20):

Bis zu rund 40 cm dicke Sandsteinbänke, teilweise gradiert und horizontalgeschichtet, selten mit Belastungsmarken an den Schichtunterseiten.

Siltstein- und siltige Feinsandsteinlagen aus eckigem Quarz und viel detritischen Glimmern, bis zu wenige dm mächtig, meist horizontalgeschichtet, selten mit Strömungsmarken und synsedimentären Deformationsstrukturen.

Charakteristisch sind die bis zu rund 10 cm dicken Fossilshuttlagen (Abb. 21). Diese bestehen aus einer siltigen Grundmasse, die unterschiedlich stark durchwühlt, ungeschichtet bis leicht flaserig geschichtet, teilweise mikritisch und häufig dunkelbraun gefärbt ist. Sie besteht im wesentlichen aus eckigen Quarzen mit Korngrößen bis zu 0,5 mm, detritischen Glimmern, kleinen Karbonatkomponenten, dunkel gefärbtem kalkig-tonigem Material und diagenetisch gebildetem Pyrit.

Die Biogenführung ist unterschiedlich stark, teilweise schwimmen einzelne Biogenreste locker verstreut in der Grundmasse, teilweise sind die bis zu mehrere cm großen Biogenreste recht dicht gepackt.

Am häufigsten sind Schalenreste von Brachiopoden sowie Echinodermenreste (Taf. 4, Fig. 4). In einzelnen Lagen treten gehäuft Gastropodenschalen mit teilweise Geopetalgefügen auf, wobei das Schaleninnere teils mit siltiger Grundmasse, teils mit Sparit (Zement A + B) ausgefüllt ist (Taf. 4, Fig. 5). Andere Schüttungen sind reich an Fusulinidenbruchstücken (durch die Transporteinwirkung stark abradierte Fusulinengehäuse). Auch (?)Algensporen sind mitunter reichlich enthalten. Weitere Biogenreste sind Echinidenstacheln, Kleinforaminiferen (*Calcitornella*, *Tuberitina*, *Tetrataxis* u.a.), umkristallisierte Kalkalgen, Ostracoden, Bryozoen und fragliche Auloporenbruchstücke.

Selten finden sich auch dunkelbraune, siltitisch-mikritische, bioturbate Intraklaste (Taf. 4, Fig. 6).

Die Bioklaste sind häufig dunkelbraun pigmentiert (Taf. 4, Fig. 4), vereinzelt haftet an ihnen auch noch eine dunkle, siltitisch-mikritische Grundmasse an. Dies ist ein Hinweis, daß die Bioklaste durch Sturmereignisse aus einem Stillwasserbereich aufgearbeitet und eingeschwemmt wurden.

Eingeschaltet ist auch ein rund 1 m mächtiger, 5–20 cm gebankter, dolomitischer Kalkhorizont. Dieser setzt über schwarzen, siltigen Tonschiefern mit einem locker bis dicht gepackten Algensiltit ein. Die länglichen und eingeregeltten Algenreste – ein Hinweis auf leichte Umlagerung – sind stark umkristallisiert und nicht mehr bestimmbar. Untergeordnet finden sich auch umkristallisierte Schalenreste, Echinodermenreste und selten Fusuliniden. Die Grundmasse ist siltitisch und dunkelbraun gefärbt.

Den Hauptanteil dieses Kalkhorizontes bilden stark umkristallisierte Biomikrite bis Biosiltite. An Biogenen sind nur einige größere, stark umkristallisierte Schalenbruchstücke, Algen- und Echinodermenreste erkennbar.

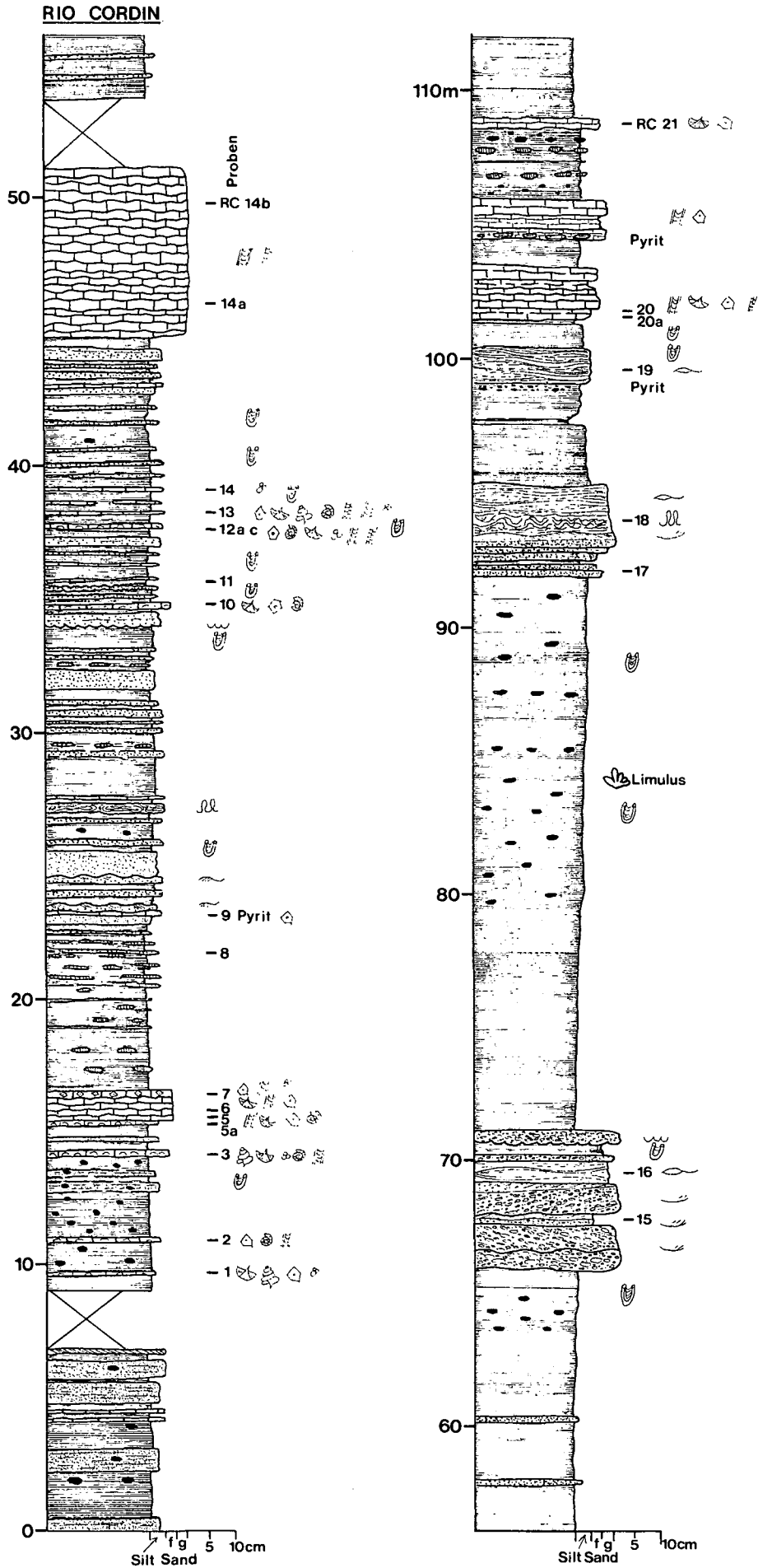


Abb. 20.
 Profil durch die Meledis-Formation (untere kalkarme Schichtgruppe) im Rio Cordin.
 Die Lage des Profils ist aus Abb. 14 ersichtlich; Legende siehe Abb. 17.



Abb. 21.

Bis zu rund 10 cm dicke Fossilschuttlagen (Tempestite), eingeschaltet in dunkle Tonschiefer der Meledis-Formation im Rio Cordin.

Unterer Profilabschnitt, im Bereich der Probenpunkte RC 12 und 13 im Profil Abb. 20.

Den Abschluß dieses Kalkhorizontes bildet ein schlecht sortierter, teilweise dicht gepackter, leicht geschichteter Echinodermenwackestone-packstone mit einer dunklen, mikritisch-siltitischen Grundmasse. Neben den Echinodermenresten finden sich auch Schalenreste, völlig umkristallisierte Kalkalgen und selten Foraminiferen.

Mit rund 6 m mächtigen, 5 cm-gebankten, welligen, dunklen mikritischen Kalken (stark umkristallisierte biogenführende Mikrite) endet der untere Abschnitt. Die Kalke sind tektonisch leicht gestört und verfaultet. Diese Falten werden von MASSARI & VENTURINI (1990d) als Slump-Strukturen gedeutet.

Der obere Profilabschnitt besteht aus grünlich-grauen, bräunlich-grauen und schwarzgrauen Siltsteinen, die meist monoton, teilweise sehr glimmerreich und selten bioturbat sind. Vereinzelt finden sich Lebensspuren (u.a. gut erhaltene *Limulus*-Spuren bei Profilmeter 85, beschrieben von CONTI et al., 1990). Abschnittsweise sind bis 5 cm große, im obersten Profilabschnitt bis über 10 cm große Konkretionen enthalten. Den Abschluß des Profiles bilden mehrere m mächtige, schwarze Tonschiefer.

Eingeschaltet in diese siltigen Sedimente sind ein rund 5 m mächtiger Konglomerat-Sandsteinkomplex, zwei Sandsteinhorizonte und drei dünngebaukte, dunkle Karbonathorizonte (im obersten Profilabschnitt; Abb. 20).

Auffallend ist das Fehlen der für den unteren Profilabschnitt so charakteristischen dünnen Silt-, Sandstein- und Fossilschuttlagen.

Der Konglomerat-Sandsteinkomplex besteht aus ungeschichteten und trogförmig schräggeschichteten, relativ dicht gepackten Quarzkonglomeraten mit gut gerundeten Geröllen von max. 3 cm Durchmesser (meist um 1 cm). Die 35 cm dicke Quarzkonglomeratlage am Top dieser Abfolge ist gradiert, zeigt an der Unterseite Belastungsmarken und geht lateral in Sandsteine über.

Eingeschaltet sind Sandsteine mit trogförmiger Schrägschichtung, Hummocky-Schrägschichtung und undeutlich ausgebildeten Rippeln. Im oberen Teil ist auch eine rund 45 cm dicke Siltstein-Feinsandsteinlage mit Lebensspuren und ?Brachiopodenabdrücken eingeschaltet. Insgesamt zeigt dieser Konglomerat-Sandsteinkomplex eine fining-upward-Tendenz.

Der tiefere Sandsteinhorizont setzt mit dünnen, feingrobkörnigen Sandsteinbänken in Wechsellagerung mit dünnen Tonschiefern und Siltsteinen ein und geht nach oben in einen Komplex aus grobkörnigen, horizontal- und trogförmig schräggeschichteten Sandsteinen, mittelkörnigen Sandsteinen mit synsedimentären Deformationsstrukturen und schließlich in feinkörnige Sandsteine mit Hummocky-Schrägschichtung über.

Der höhere Sandsteinhorizont setzt ebenfalls mit geringmächtigen, horizontalgeschichteten Sandsteinen ein und geht in feinkörnige Sandsteine mit Hummocky-Schrägschichtung über. Im obersten Teil sind die Sandsteine bioturbat.

Karbonathorizonte: Die beiden tieferen Karbonathorizonte sind dünn gebankt, bräunlich bis schwarz, stärker mergelig-tonig, teilweise geschichtet. Es handelt sich zum Teil um recht dicht gepackte Kalke aus eingeregelteten, stark umkristallisierten Algenbruchstücken, untergeordnet sind auch Echinodermenreste, Kalkschwämme, ?Bryozoen und ?Algensporen enthalten. Die dunkelgraue bis schwarze Grundmasse ist mikritisch bis siltitisch.

Die oberste, rund 40 cm dicke karbonatische Lage besteht aus einem bioturbaten, dunkelbraunen, fossilführenden Kalksiltit, der einige größere, stark umkristallisierte Schalenreste und Echinodermenbruchstücke enthält. Die Siltsteine an der Basis dieser karbonatischen Lage führen reichlich Pyrit.

4.2.1.2. Interpretation

Unterer Profilabschnitt: Die Siltsteine stellen die „Hintergrundsedimentation“ dar, während die zwischengeschalteten gröberen Bänke auf Sturmereignisse zurückgeführt werden. Die fossilreichen Einschaltungen mit dunkel pigmentierten Fossilresten und vereinzelt auch siltitisch-mikritischen Intraklasten wurden vermutlich während Sturmereignissen im Schelfbereich (zwischen normaler Wellenbasis und Sturmwellenbasis) aufgearbeitet und umgelagert, können somit als Tempestite interpretiert werden.

Die fast fossilfreien Silt- und Sandsteineinschaltungen wurden dagegen, vermutlich ebenfalls während stärkerer Stürme, aus flacheren, klastisch dominierten Schelfbereichen (v.a. Vorstrandbereich) in Form von Turbiditen geschüttet (entsprechend dem „Turbidit-

Hummocky-Modell“ von WALKER et al., 1983, siehe Kapitel 4.2.3.1.2.). Die eingeschalteten Kalkabfolgen stellen dagegen Ablagerungen knapp unterhalb der Sturmwellenbasis dar und markieren Perioden erhöhten Meeresspiegelstandes.

Zusammenfassend können die Sedimente des unteren Profilabschnittes als Ablagerungen eines feinklastischen Schelfbereiches mit Ablagerungsbedingungen im Sturmwellenbereich betrachtet werden, wo während Sturmereignissen fossilreiche Tempestite und klastische Turbidite geschüttet wurden. Diese Sedimentationsprozesse wurden durch kurzfristige Perioden mit leicht erhöhtem Meeresspiegelstand unterbrochen, in denen jeweils Kalke abgelagert wurden.

MASSARI & VENTURINI (1990d) interpretieren diese Abfolge dagegen als Bildungen eines „slope environments“, fassen die fossilführenden und klastischen Einschaltungen als Turbidite auf und interpretieren die tektonisch deformierte Kalkeinschaltung (bei Profilmeter 50 in Abb. 20) als syndimentäre Rutschfalten („slump“).

Oberer Profilabschnitt: Die monotonen Siltsteine stellen wiederum Ablagerungen des offenen Schelfes dar, wobei das Fehlen von dünnen Tempestit- und Turbiditeinschaltungen als Anzeichen für Wassertiefen knapp unterhalb der Sturmwellenbasis gewertet wird.

Der eingeschaltete Konglomerat-Sandsteinkomplex mit erosiver Untergrenze markiert ein markantes Ereignis in Zusammenhang mit einer plötzlichen Absenkung des Meeresspiegels bzw. tektonischen Hebung des Ablagerungsraumes. Die gut gerundeten und sortierten Konglomerate, hummocky-schräggeschichteten Sandsteine und Lebensspuren in der eingeschalteten dünnen Siltsteinlage sprechen für flachmarine Ablagerungsbedingungen, wobei die Konglomerate als Bildungen des oberen Vorstrandbereiches und die hummocky-schräggeschichteten Sandsteine als Ablagerungen des tieferen Vorstrandbereiches betrachtet werden. MASSARI & VENTURINI (1990d) fassen dagegen den gesamten Konglomerat-Sandsteinkomplex als Bildungen eines proximalen, verzweigten Rinnensystems eines progradierenden alluvialen Fächers auf. Die Sedimentstrukturen sprechen allerdings ziemlich eindeutig gegen diese Deutung.

Auch die hummocky-schräggeschichteten Sandsteineinschaltungen im obersten Profilabschnitt stellen

sturminduzierte Ablagerungen des tieferen Vorstrandbereiches dar, abgelagert zwischen normaler Wellenbasis und Sturmwellenbasis (bezüglich hummocky-schräggeschichteter Sandsteine siehe Diskussion in Kapitel 4.2.3.1.2.) und zeigen somit jeweils eine leichte Verflachung des Ablagerungsraumes an, während die Kalk-einschaltungen, abgelagert unterhalb der Sturmwellenbasis, Perioden mit stark verminderter klastischer Einschaltung während relativer Meeresspiegelhochstände markieren.

4.1.2.3. Profil Rio Tratte

Eine etwas andere Entwicklung zeigt die Meledis-Formation im Rio Tratte östlich der Auernig-Alm (südlich des Garnitzenberges) in rund 1500 m Seehöhe (siehe geol. Karte, VENTURINI, 1990b). Gut aufgeschlossen ist vor allem der mittlere Teil der Meledis-Formation in Form einer rund 30–40 m mächtigen Abfolge von grau-bräunlichen Siltsteinen, häufig bioturbat und mit vielen Lebensspuren auf den Schichtflächen (*Zoophycos* u.a., Abb. 22). Stellenweise enthalten die Siltsteine auch reichlich Brachiopodenabdrücke sowie Crinoidenstielglieder, Bryozoen und Einzelkorallen.

Zwischengeschaltet sind dünne Lagen mit reichlich Algenresten („Algensiltite“), die nach oben teilweise in dicht gepackte Algenkalke und kleine, dm-große Algenmounds übergehen können.

Die Algensiltite und Algenkalke bestehen aus mäßig bis dicht gepackten, zerbrochenen, meist stärker umkristallisierten Algenhalli, die häufig schichtungsparallel eingeregelt sind. Selten sind die Algenstrukturen erhalten, es handelt sich um *Archaeolithophyllum missouriense*. Vereinzelt sitzen auf den Algenresten sessile Foraminiferen (*Tuberitina*) auf. Auch andere Kleinforaminiferen wie *Calcitornella* und *Tetrataxis* sind vereinzelt enthalten. Fusuliniden sind selten. Darüberhinaus enthalten die Algensiltite und Algenkalke auch Bryozoenreste, Schalenbruchstücke, Gastropoden, Echinodermenreste und Ostracoden.

Nicht selten sind kleine Zyklen entwickelt: über bioturbaten Siltsteinen folgen Algensiltite mit Einzelkorallen in Lebensstellung, diese gehen nach oben über in dicht gepackte Algenkalke, auf denen sich kleine Algenmounds aufbauen können. Über den Mounds folgen dann wieder dicht gepackte Algenkalke, Algensilti-



Abb. 22.
Zoophycos-Spreitenbauten in fossilführenden Siltsteinen der Meledis-Formation im Rio Tratte.

te und schließlich bioturbate Siltsteine. Diese Zyklen können als trans- und regressive Zyklen interpretiert werden, ausgelöst durch rasche, leichte Meeresspiegelschwankungen.

Nachdem Anzeichen für stärkere Strömung (Sandsteineinschaltungen, Tempestite etc.) fehlen, handelt es sich generell um Sedimente des offenen, tieferen Schelfes, abgelagert unterhalb der Sturmwellenbasis („outer platform“ nach VENTURINI et al., 1990). Erst am Top dieser Abfolge kommt es zu einer leichten Verflachung, angezeigt durch das Auftreten von Sandsteinen mit Hummocky-Schrägschichtung, die auf unteren Vorstrand (lower shoreface) hindeuten.

Während eines relativen Meeresspiegeltiefstandes konnte aufgrund der Anlieferung von feinklastischem Sediment (bioturbate Siltsteine) der Meeresboden von Algen nicht besiedelt werden. Durch einen leichten Meeresspiegelanstieg nimmt die Zufuhr feinklastischen Materials ab, Kalkalgen besiedeln den Ablagerungsraum, werden durch leichte Bodenströmungen zunächst noch verdriftet (schichtungsparelle Einregelung in den Algensiltiten und dicht gepackten Algenkalcken), während des relativen Meeresspiegelhochstandes können sich dann lokal kleine Algenmounds bilden, deren Wachstum allerdings durch eine rasch folgende leichte Regression schnell wieder gestoppt wird.

4.2.2. Pizzul-Formation (Untere kalkreiche Schichtgruppe)

Die Pizzul-Formation, benannt nach der Typuslokalität Forca Pizzul (Typusprofil, siehe VENTURINI 1990a) wird bis zu rund 300 m mächtig. Einen guten Einblick in die fazielle Entwicklung der Pizzul-Formation bietet auch das im Rio Tratte, südlich des Garnitzenberges, oberhalb des Weges zwischen 1620 und 1800 m Seehöhe aufgeschlossene Profil mit einer Mächtigkeit von rund 160 m (Profil Abb. 23). Die oberste Pizzul-Formation (und die darüberfolgende Corona-Formation) ist weiter östlich in einem kleinen Bachlauf oberhalb des Fahrweges, rund 400 m westlich der Ofenalm/Casera-For, wo vom Fahrweg der Steig zur Kronalpe abzweigt, aufgeschlossen (Profil Abb. 26).

4.2.2.1. Lithofazies

Klastische Sedimente

Innerhalb der Pizzul-Formation treten bis zu mehrere m mächtige, häufig laminierte bzw. horizontalgeschichtete Siltsteine auf. Diese sind mitunter bioturbat, Lebensspuren sind selten, in einzelnen Horizonten sind bis zu 15 cm große Konkretionen enthalten. Selten sind dünne, massige, horizontalgeschichtete oder auch rippelgeschichtete Sandsteinbänke zwischengeschaltet.

Die basalen 13 m des untersuchten Profils im Rio Tratte (Abb. 23) zeigen eine enge Wechsellagerung von Siltsteinen mit verschiedenen Typen von Sandsteinen im cm- bis dm-Bereich. In die stellenweise bioturbaten Siltsteine sind folgende Sandsteintypen eingeschaltet: Massige, horizontalgeschichtete oder undeutlich flaserig geschichtete Sandsteinbänke, bis zu 35 cm dick, selten mit Belastungsmarken an der Bankunterseite; wenige cm dicke Sandsteinlagen, teilweise mit Kleinrippeln und eine erosiv eingeschnittene, 50 cm mächtige, trogförmig schräggeschichtete Sandsteinbank mit

bis zu 10 cm großen aufgearbeiteten siltigen Resedimentgeröllen.

Auch im Liegenden des obersten Kalkhorizontes der Pizzul-Formation ist eine enge Wechsellagerung von Silt- und Sandsteinen aufgeschlossen (Abb. 26). Die Siltsteine sind häufig bioturbat, zeigen mitunter Lebensspuren auf den Schichtflächen und enthalten bis zu mehrere cm große karbonatische Konkretionen. Eingeschaltet sind undeutlich horizontalgeschichtete, siltige, bioturbate Sandsteine, massige und horizontalgeschichtete Sandsteine, eine schräggeschichtete Sandsteinbank mit Belastungsmarken, 40 cm dick, sowie Sandsteinbänke mit Kleinrippeln (L = 7 cm) und größeren Rippelein (Rippelabstand L = 20 cm).

Selten sind synsedimentäre Deformationsstrukturen zu erkennen. Einzelne Sandsteinbänke erreichen Mächtigkeiten von wenigen cm bis etwa 40 cm, ebenso die zwischengeschalteten Siltsteine. Diese Wechselfolge wird vom obersten Kalkhorizont der Pizzul-Formation überlagert. Charakteristisch für die gesamte Pizzul-Formation sind die bis zu mehrere m mächtigen, fein- bis mittelkörnigen, meist sehr glimmerreichen Sandsteinfolgen mit ausgeprägter Hummocky-Schrägschichtung (Abb. 24). Teilweise handelt es sich um amalgamierte Hummockys, teilweise sind die einzelnen Hummockys durch dünne, manchmal bioturbate Siltsteine getrennt.

Vergesellschaftet mit den hummocky-schräggeschichteten Sandsteinen sind dünne, massige Sandsteinbänke, eingeschaltet in geringmächtige Siltsteine, dünne Sandsteinbänke mit Kleinrippeln und in einem Fall eine 70 cm mächtige, massige Sandsteinbank, erosiv in Siltsteine eingeschnitten und mit zu Belastungsmarken umgeprägten Strömungsmarken an der Bankunterseite.

Im basalen Teil der hummocky-schräggeschichteten Sandsteinabfolge im unteren Profilabschnitt (Profil Abb. 23) ist ein 110 cm mächtiger, erosiv eingeschnittener, rinnenförmiger, lateral rasch auskeilender, trogförmig schräggeschichteter, grobkörniger Sandsteinkörper mit cm-großen siltigen, parallel zu den Schrägschichtungsblättern eingeregelteten Resedimentgeröllen eingeschaltet.

In den hummocky-schräggeschichteten Sandsteinen sind mitunter synsedimentäre Deformationsstrukturen (Entwässerungsstrukturen) zu beobachten.

Einen weiteren Lithofaziestyp stellen eindeutig horizontalgeschichtete, stellenweise bioturbate und Konkretionen enthaltende, sehr glimmerreiche Sandsteine dar, die mehrere m mächtig werden können und im obersten Profilabschnitt (Abb. 23) bis zu 10 cm dicke gradierte Sandsteinlagen enthalten.

Im mittleren Profilabschnitt ist eine grobklastische Fazies entwickelt, die aus den folgenden Lithofaziestypen aufgebaut ist:

- Ungeschichtete bis undeutlich schräggeschichtete Konglomerate, relativ dicht gepackt, teilweise gradiert, mit Korngrößen bis zu 4 cm. Die Konglomerate enthalten neben Quarz auffallend viele Lyditgerölle (bis zu rund 40 %).
- Eine bis zu 60 cm dicke, lateral rasch auskeilende Rinnenfüllung aus cm-großen Siltkomponenten und aufgearbeiteten Kohlestücken, die locker in einer sandigen Grundmasse eingestreut sind.
- Massige bis undeutlich schräggeschichtete Grobsandsteine, teilweise mit locker eingestreuten Kiesgeröllen bis zu 2 cm Durchmesser.

RIO TRATTE

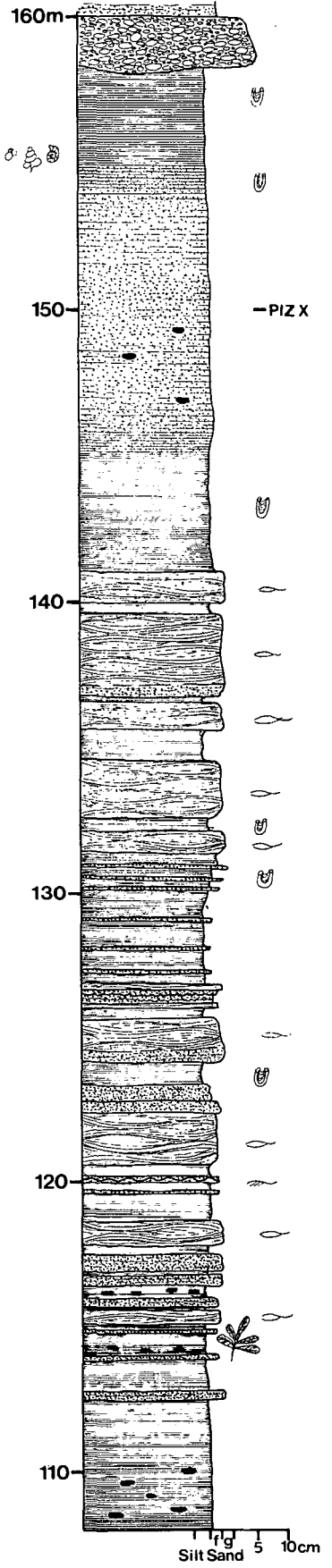
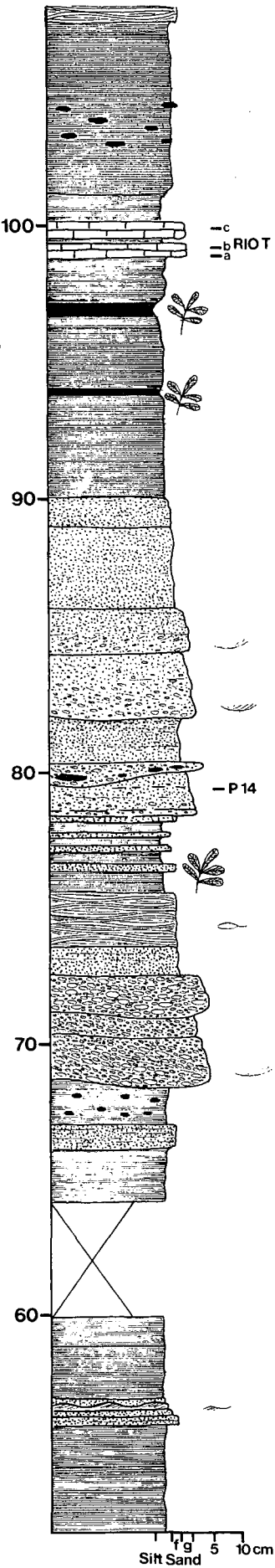
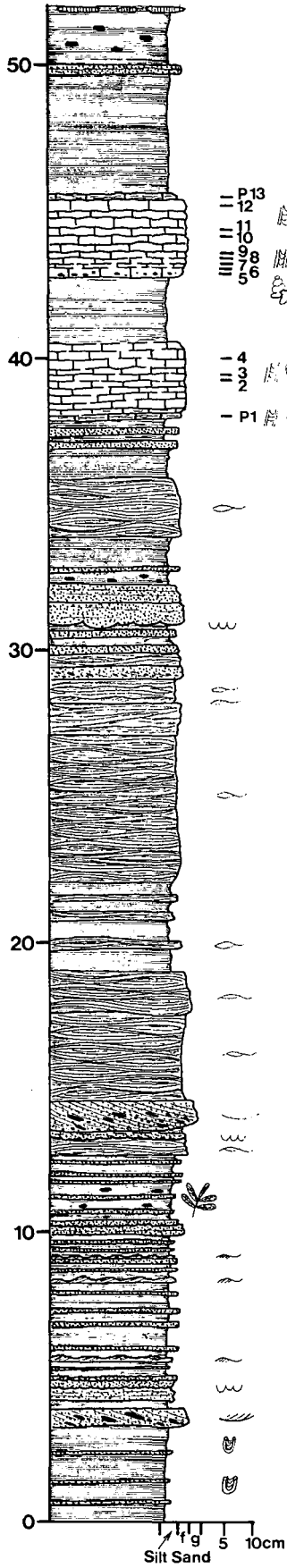


Abb. 23.

Profil durch die Pizzul-Formation (untere kalkreiche Schichtgruppe) im Rio Tratte.
Zur Lage des Profils siehe Abb. 14; Legende in Abb. 17.



- Horizontalgeschichtete Sandsteine.
- Sandsteine mit Hummocky-Schrägschichtung.
- Siltsteine mit dünnen, mehr oder weniger massigen Sandsteinbänken zwischengeschaltet.

Diese Lithofaziestypen bilden mehrere, nicht sehr deutlich ausgeprägte FU-Sequenzen von bis zu rund 10 m Mächtigkeit (siehe Profil, Abb. 23).

Erwähnenswert sind auch 2 schwarze Tonschieferhorizonte mit gut erhaltenen fossilen Pflanzenresten im Profil zwischen 90 m und 100 m (Flora „Garnitzenberg-Südost α“, siehe FRITZ, BOERSMA & KRÄINER, 1990). Eingeschwemmte, teilweise gut erhaltene und bestimmbare fossile Pflanzenreste finden sich auch in anderen Horizonten des Profils (z.B. Flora „Garnitzenberg-Südost β“ mit reichlich *Neuropteris ovata*).

Kalke der Pizzul-Formation

Die beiden Kalkhorizonte im unteren Teil des untersuchten Profils (Abb. 23) bestehen aus wellig gebankten, grauen Kalken. Die Bankmächtigkeit beträgt meist 5–20 cm, einzelne Kalkbänke sind bis zu 40 cm dick. An der Basis und am Top sind die Kalke stärker tonig-siltig und zwischen den einzelnen Kalkbänken treten oft dünne, tonig-siltige Zwischenlagen auf.

Folgende Mikrofaziestypen lassen sich auseinanderhalten:

Biogenführender Siltstein, ungeschichtet, aus siltiger Grundmasse bestehend aus eckigem Quarz und detritischen Glimmern, karbonatisch zementiert. An Bioklasten sind umkristallisierte Kalkalgen (*Eugonophyllum*, *Epimastopora*), Echinodermenreste, diverse Schalenbruchstücke, meist von Brachiopoden stammend, Bryozoenreste und vereinzelt Fusuliniden enthalten. Längliche Bioklaste sind oft schichtungsparell eingeregelt.

In einem anderen Typus besteht die Grundmasse aus detritischem Quarz, Glimmer und dunklem, tonigem Material sowie diagenetisch gebildetem Pyrit. Vereinzelt konnten auch siltige Resedimentklasten beobachtet werden. Den biogenen Anteil bilden cm-große Gastropodenschalen, häufig von mikritischen Algen, sessilen Foraminiferen und *Tubiphytes* umkrustet, sowie

ebenfalls umkrustete, stark umkristallisierte Algenbruchstücke, Echinodermenreste, Brachiopodenschalen und Kleinforaminiferen.

Algen-Biomikrit (Wackestone/Bindstone) aus mikritischer, teils siltitischer Grundmasse mit oft massenhaft sessilen Kleinforaminiferen (v.a. *Calcitornella*, auch *Tuberitina* und *Eotuberitina*) und anderen kleinen Biogenresten (Ostracoden, Bryozoen, kleine Algen- und Echinodermenbruchstücke, Kleinforaminiferen wie z.B. *Bradyina*, *Eoliasiodiscus*, *Polytaxis*, *Tetrataxis*, und selten Schwamm-Spiculae). An größeren Biogenen sind meist umkristallisierte Algenreste (überwiegend *?Eugonophyllum*, auch *Anthracoporella*, *Archaeolithophyllum missouriense*, *Epimastopora* und *?Cuneiphycus*) sehr häufig. Einzelne Algenthalli sind von mikritischen Algen, sessilen Foraminiferen und *Tubiphytes* umkrustet. In einzelnen Bänken sind auch Fusuliniden enthalten.

Algen-Siltit (Wackestone, Taf. 5, Fig. 1) aus dunkelbrauner bis schwarzer, siltitisch-mikritischer Grundmasse mit mäßig dicht gepackten, eingeregelt Algenresten von *Archaeolithophyllum missouriense*, selten *Eugonophyllum*, *Epimastopora* und *Anthracoporella*. Die teilweise umkristallisierten Algenreste sind mitunter von mikritischen Algen, *Tubiphytes* und sessilen Foraminiferen (*Calcitornella*, *Tuberitina*) umwachsen (Taf. 5, Fig. 2). Untergeordnet finden sich andere Kleinforaminiferen, Bryozoenreste und Schalenbruchstücke.

Dieser Mikrofaziestyp kann in Algen-Fusuliniden-Siltite übergehen (Taf. 5, Fig. 3). Die Fusuliniden sind teilweise durch Transporteinwirkung stark abgenutzt, manchmal zerbrochen.

Algen-Biosiltit (Wackestone) aus bräunlich-grauer, mikritisch-siltitischer Grundmasse mit zahlreichen kleinen und größeren Bioklasten, leicht geschichtet. Kleine Bioklaste liefern Schalen-, Algen-, Bryozoen- und Echinodermenreste sowie Kleinforaminiferen (v.a. *Eoliasiodiscus*, *Tetrataxis*, *Tuberitina*).

An größeren Bioklasten sind Algenreste (*Archaeolithophyllum missouriense*, selten *Epimastopora*, *Anthracoporella*), größere Schalen- und Bryozoenreste, Echinodermenreste und vereinzelt Fusuliniden enthalten. Auch onko-

Abb. 24.

Fein- bis mittelkörnige Sandsteine des unteren Vorstrandbereiches mit relativ großdimensionaler, amalgamierter Hummocky-Schrägschichtung.
Pizzul-Formation, Rio Tratte (bei Profilmeter 16–17 im Profil Abb. 23).

idartige Umkrustungen („Osagia“-Typ) von Algen kommen vor. Die Umkrustungen werden von *?Archaeolithophyllum lamellosum*, mikritischen Algen und sessilen Foraminiferen gebildet. Die Bioklaste, vor allem die Algen, sind oft stärker umkristallisiert.

Biomikrit (Wackestone/Bindstone), ungeschichtet, aus mikritischer bis mikrosparitischer Grundmasse mit *?Peloiden* und zahlreichen kleinen Biogenresten, vor allem meist sessile Kleinforaminiferen (*Calcitornella*, *Tuberitina*, *Eoliasiodiscus*) sowie kleine Schalenbruchstücke, Algen-, Echinodermen- und Bryozoenreste (siehe Taf. 5, Fig. 4). Größere Bioklaste von Algen (*Archaeolithophyllum missouriense*, teilweise von mikritischen Algen und sessilen Foraminiferen umwachsen), Brachiopodenschalen und Gastropoden sind locker eingestreut. Fusuliniden sind selten.

*

Die zwei ungefähr bei 100 m im Profil (Abb. 23) eingeschalteten, 50 cm und 60 cm dicken Kalkbänke bestehen aus folgenden Mikrofaziestypen:

Biomikrit (Wackestone) aus bräunlicher, mikritischer Grundmasse, ungeschichtet, mit vielen Echinodermenresten. Auch Bryozoen, stark umkristallisierte Kalkalgen, Schalenbruchstücke von Gastropoden und Brachiopoden, Kleinforaminiferen (*Bradyina*, *Endothyra*, *Tuberitina* u.a.) und vereinzelt Fusuliniden sind enthalten.

Größere Bioklaste sind teilweise von mikritischen Algen, selten auch von sessilen Foraminiferen (*Tuberitina*) umkrustet.

Algensiltit, bräunliche siltige Grundmasse mit eingestreuten Quarzkörnern und mäßig dicht gepackten, schlecht sortierten, schichtungsparell eingeregelt Biogenresten, hauptsächlich stark umkristallisierte Algen und teils recht große Echinodermenreste sowie Schalenreste, Bryozoen, Kleinforaminiferen (*Endothyra*, *Tetraxis*, *Tuberitina* u.a.). Algenreste und auch andere Bioklaste werden häufig von *Tubiphytes* umkrustet. Einzelne größere Algenreste werden auch von *?tabulaten* Korallen inkrustiert.

*

Die Kalke des obersten Karbonathorizontes der Pizzul-Formation (Abb. 26) setzen sich aus folgenden Mikrofaziestypen zusammen:

An der Basis setzt der Karbonathorizont mit rund 70 cm mächtigen, dunklen, 1–2 cm wellig gebankten, stark tonigen Algen-Biosiltiten ein. Diese sind ungeschichtet und besitzen eine bräunliche, siltitisch-mikritische Grundmasse mit vielen Kleinforaminiferen, wobei die sessilen Formen teils auf Sediment, teils auf Bioklasten aufwachsen. Auch kleine Schalen- und Algenbruchstücke sind enthalten. Die großen Bioklaste sind überwiegend stark umkristallisierte Algen (*?Eugonophyllum*, *Epimastopora*), selten von mikritischen Algen und *Tubiphytes* umwachsen, sowie einzelne Schalenbruchstücke von Brachiopoden und Gastropoden und selten Fusuliniden.

Der Hauptanteil dieses Karbonathorizontes setzt sich aus Algen-Biomikriten (Wackestone/Bindstone) zusammen. Die Grundmasse besteht aus bräunlichgrauem Mikrit. Darin sind teilweise massenhaft sessile Kleinforaminiferen, teils auf Sediment, teils auf Bioklasten aufwachsend, enthalten (v.a. *Calcitornella*, auch *Tuberitina*, *Eotuberitina*). Auch andere Kleinforaminife-

ren kommen vor (*Bradyina*, *Eoliasiodiscus*, *Polytaxis* u.a.). An größeren Bioklasten sind vor allem Kalkalgen zu nennen (*Eugonophyllum*, *Epimastopora*, *Anthracoporella*, selten *Archaeolithophyllum missouriense*), die meist stark umkristallisiert und nicht selten von mikritischen Algen, *Tubiphytes* und sessilen Foraminiferen inkrustiert sind. Größere Schalenreste von Brachiopoden und Gastropoden, Bryozoen und Fusuliniden kommen vereinzelt vor.

Dieser Mikrofaziestyp geht am Top über in Algensiltite (Wackestone), die den obersten Meter dieses Karbonathorizontes aufbauen. In einer siltitischen, teils mikritischen Grundmasse sind teils dicht gepackte, häufig eingeregelt Algenhalli von überwiegend *Archaeolithophyllum missouriense*, untergeordnet *Epimastopora*, selten *Anthracoporella* und *?Cuneiphycus* enthalten. Die oft umkristallisierten Algen werden häufig von mikritischen Algen, sessilen Foraminiferen und *Tubiphytes* inkrustiert. An Kleinforaminiferen finden sich u.a. *Bradyina*, *Calcitornella*, *Tetraxis* und *Tuberitina*. Vereinzelt finden sich Schalen-, Bryozoen- und Echinodermenreste.

4.2.2.2. Interpretation

Die häufigen und teilweise mächtig entwickelten Sandsteine mit Hummocky-Schrägschichtung lassen eindeutige Rückschlüsse auf die Ablagerungsbedingungen zu. Es handelt sich dabei um sturminduzierte Ablagerungen des tieferen Vorstrandes, entstanden zwischen normaler Wellenbasis und Sturmwellenbasis (siehe Diskussion in Kapitel 4.2.3.1.2.).

Während die Siltsteine als „Hintergrundsedimente“ interpretiert werden, entstanden während „Schönwetterperioden“ zwischen stärkeren Sturmereignissen, weisen die diversen eingeschalteten Sandsteinlagen auf höherenergetische Ereignisse, im wesentlichen ebenfalls auf Sturmereignisse, und sind teils als Tempestite (z.B. Sandsteinlagen mit Rippelschichtung), teils auch als Turbidite (undeutlich horizontalgeschichtete, gradierte, glimmerreiche Lagen) aufzufassen. Auch die erosiv eingeschnittenen, rinnenförmigen Sandsteinkörper weisen auf hochenergetische Prozesse (starke Meeresströmung, die vermutlich ebenfalls mit Sturmtätigkeit in Verbindung stand).

Die Konglomerate und Sandsteine im mittleren Profilabschnitt stellen dagegen eine grobklastische, flachmarine Schelfentwicklung dar, aufgebaut aus Sedimenten des Strandbereiches (Konglomerate) und Vorstrandbereiches (Sandsteine). Der dominierende Sedimentationsprozeß dieser Fazies dürften küstenparallele Strömungen gewesen sein (siehe Diskussion in Kapitel 4.2.3.1.2.).

Die Kalke der Pizzul-Formation unterscheiden sich kaum von den Kalken der darüberfolgenden Corona-, Auernig- und Carnizza-Formation.

Auch der Aufbau und die Mikrofazies mächtigerer Kalkeinschaltungen mit dünngebankten, stärker tonig-siltigen Kalken an der Basis und am Top (biogenführende Siltsteine, Algensiltite und Algen-Biosiltite) sowie etwas dickbankigeren Kalken mit teilweise typischer Algenmound-Fazies (Algen-Biomikrite und Biomikrite mit oft massenhaft sessilen Kleinforaminiferen, mikritischen Algen und *Tubiphytes*) im mittleren Bereich ist sehr ähnlich (vgl. Kapitel 4.2.3.1.3 und 4.2.3.1.4.).

Generell zeigen die Kalke relativ ruhige, normalmarine Ablagerungsbedingungen unterhalb der Sturmwellenbasis bei stark herabgesetzter bis fehlender klastischer Einschüttung an, wobei es stellenweise zum Auf-

bau ganz flacher Algenmounds, ähnlich wie in der Auernig-Formation, gekommen ist. Die Kalke entstanden jeweils während Perioden relativer Meeresspiegelhochstände (siehe ausführliche Diskussion in Kapitel 4.2.3.1.5.).

4.2.3. Corona-, Auernig- und Carnizza-Formation (Mittlere kalkarme, obere kalkreiche und obere kalkarme Schichtgruppe)

Diese drei Formationen werden gemeinsam behandelt, da sie aus den selben Lithofaziestypen aufgebaut sind und einen ausgeprägten zyklischen Aufbau zeigen. Der Unterschied besteht lediglich darin, daß die Auernig-Formation gegenüber der Corona- und Carnizza-Formation reich an Kalkeinschaltungen ist.

Die klassischen Aufschlüsse dieser Formationen liegen östlich des Naßfeldpasses (siehe Abb. 14), im Bereich des Auernig (Typusprofil der Auernig-Formation), Garnitzenberges (Typusprofil der Carnizza-Formation) und der Kronalpe (Typusprofil der Corona-Formation).

An diesen Aufschlüssen hat bereits STACHE (1874), basierend auf Fossilfunden (Fusuliniden, Productiden, fossile Pflanzenreste) das oberkarbone Alter dieser Serien erkannt. SCHELLWIEN (1892) und FRECH (1894) haben bereits recht detaillierte Profile durch die Auernig-schichten des Auernig und der Kronalpe beschrieben. Die Bezeichnung der einzelnen Schichten des Auernig-Profiles (Schicht a-t) und der Kronalpe (Schicht 1–23) geht auf SCHELLWIEN (1892) zurück, der auch vollkommen richtig erkannt hat, daß der obere Teil des Profiles am Auernig die Fortsetzung des Krone-Profiles darstellt. Genaue Profilzeichnungen durch den Auernig und die Krone (= Kronalpe) mit den einzelnen Schichtbezeichnungen sowie Fossilisten sind in der Arbeit von GEYER (1896) enthalten. Die Brachiopoden dieser Profile hat erstmals SCHELLWIEN (1892), die Fusuliniden SCHELLWIEN (1898) bearbeitet.

Die Untergliederung des mächtigen Garnitzenprofiles in die einzelnen Schichtfolgen (Untere kalkarme, untere kalkreiche, mittlere kalkarme, obere kalkreiche und obere kalkarme Schichtgruppe) geht auf HERITSCH, KAHLER & METZ (1933) zurück, eine Beschreibung die-

ses Profiles ist in KAHLER & PREY (1963) enthalten (siehe auch ARGYRIADIS, 1968; FENNINGER, 1971; FENNINGER & SCHÖNLAUB, 1972; Geologische Karten von KAHLER, HERITSCH & PREY, 1959; SELLI, 1963b; SCHÖNLAUB, 1987 und VENTURINI, 1990b).

Die Corona-Formation (mittlere kalkarme Schichtgruppe) wird bis zu rund 300 m mächtig und ist fast ausschließlich klastisch entwickelt. Lediglich im obersten Profilabschnitt sind zwei jeweils mehrere dm mächtige Kalkbänke eingeschaltet. Das Typusprofil liegt im Bereich Ofenalm (Casera For) – Kronalpe (Monte Corona) (Abb. 26), gute Aufschlüsse finden sich auch im Garnitzenprofil nördlich des Garnitzenberges (siehe auch VENTURINI 1990a; MASSARI, VENTURINI & PESAVENTO, 1990).

Die Auernig-Formation (obere kalkreiche Schichtgruppe) erreicht eine Mächtigkeit von rund 250 m und ist durch die Einschaltung von 10 mächtigeren Kalkhorizonten (Mächtigkeit zwischen 2 und 13 m) und mehreren dünnen Kalkeinschaltungen charakterisiert. Das Typusprofil liegt am Auernig, komplett aufgeschlossen ist die Auernig-Formation auch im Garnitzenprofil (Bereich Gugga – Garnitzenberg, Abb. 32,33), der tiefere Teil ist auch auf der Kronalpe aufgeschlossen (Abb. 27,28).

Die Carnizza-Formation (obere kalkarme Schichtgruppe), insgesamt rund 120 m mächtig und überwiegend klastisch ausgebildet, ist ebenfalls im Garnitzenprofil aufgeschlossen (Abb. 33), allerdings nicht vollständig (es fehlt der oberste Teil). Der oberste Teil mit den darüberliegenden Unteren Pseudoschwagerinenkalken ist dagegen weiter im Westen, auf der Westseite des Schulterkofels, vollständig aufgeschlossen (Abb. 34).

4.2.3.1. Fazielle Ausbildung

4.2.3.1.1. Klastische Fazies

Quarzkonglomeratfazies

Quarzkonglomeratabfolgen bilden im Gelände meist markante Steilstufen, sind daher meist sehr gut aufgeschlossen und erreichen in den untersuchten Profilen Mächtigkeiten von wenigen m bis zu rund 23 m.

Es sind fast durchwegs ziemlich reine Quarzkonglomerate mit nur vereinzelt Lyditgeröllen und metamorphen Geröllen (diverse Glimmerschiefer). Lediglich im



Abb. 25.

Feinsandstein des tieferen Vorstrandbereiches mit amalgamierter Hummocky-Schrägschichtung und synsedimentären Deformationsstrukturen (untere Bildhälfte).

Oberer Profilabschnitt der Corona-Formation, Krone-Westseite (bei Profilmeter 15–16 im Profil A, Abb. 27).

OFENALM / CASERA FOR

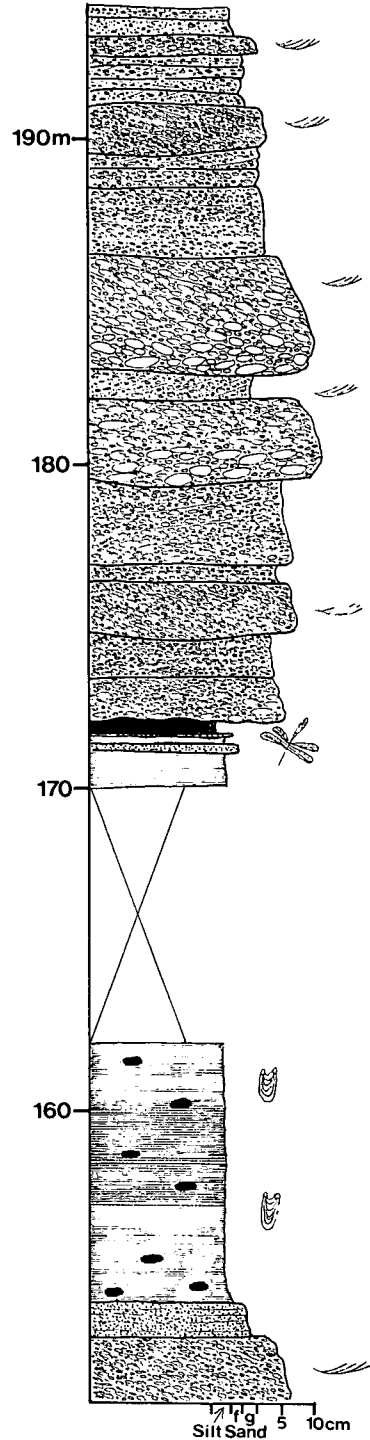
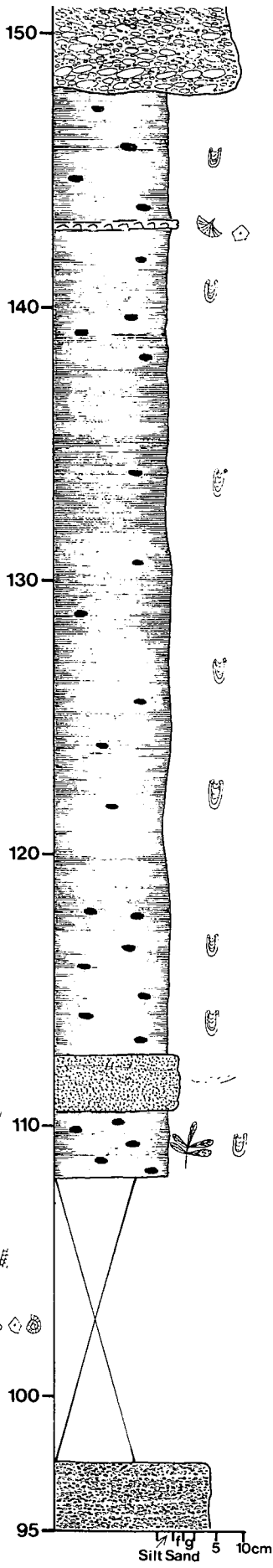
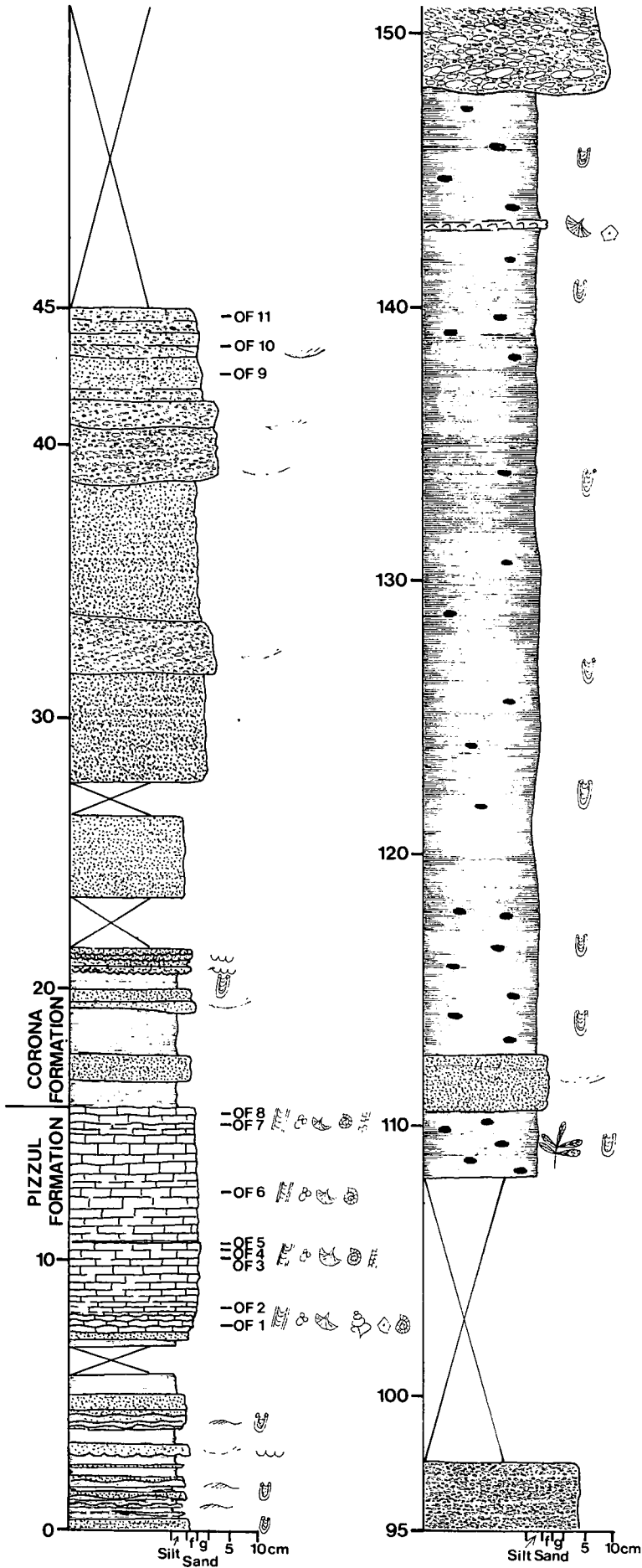


Abb. 26.
 Profil durch die oberste Pizzul-Formation (untere kalkreiche Schichtgruppe) und Corona-Formation (mittlere kalkarme Schichtgruppe) westlich-nordwestlich der Ofenalm/Casera For.
 Lage siehe Abb. 14, Legende Abb. 17.

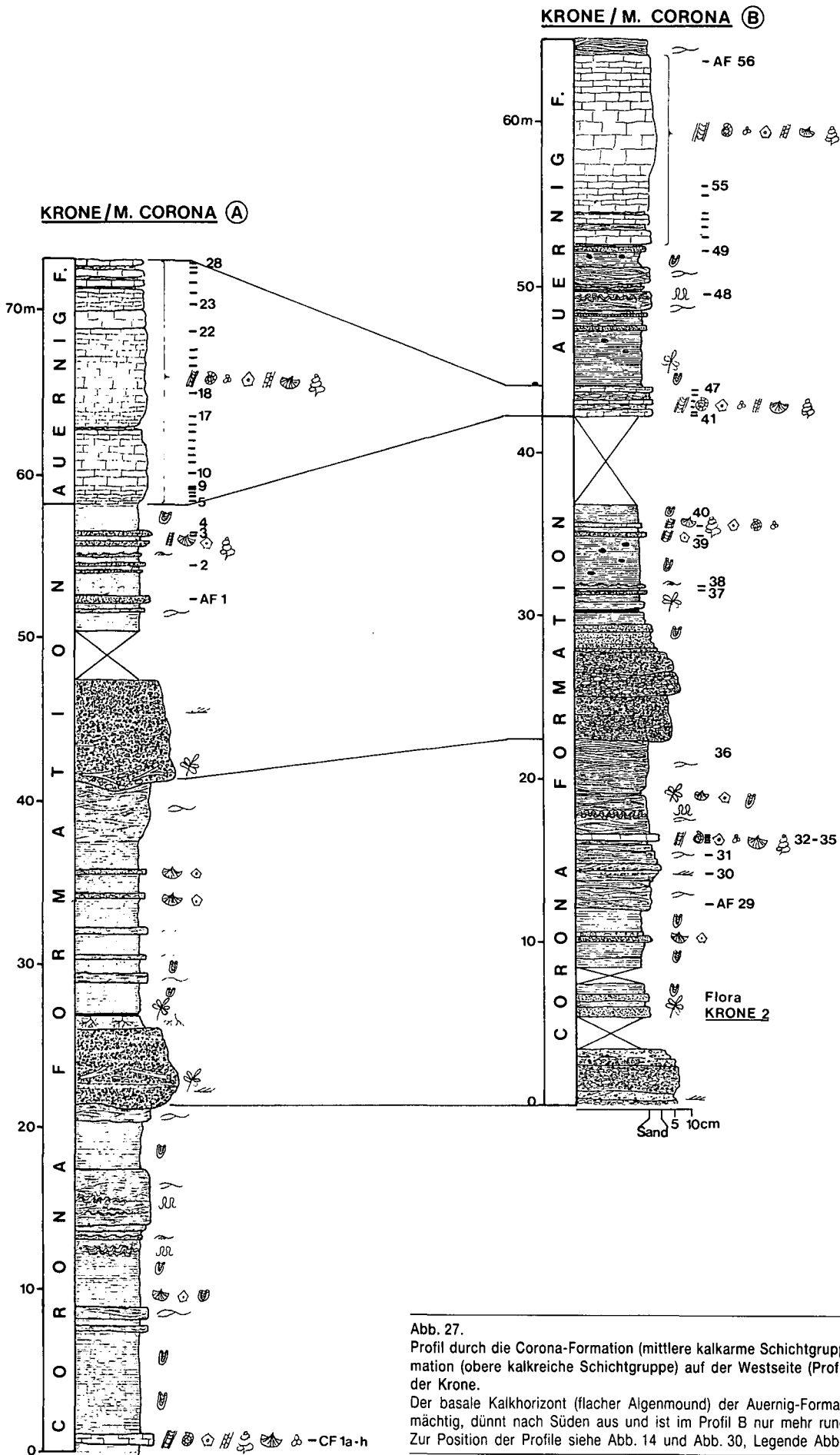


Abb. 27.

Profil durch die Corona-Formation (mittlere kalkarme Schichtgruppe) und basale Auernig-Formation (obere kalkreiche Schichtgruppe) auf der Westseite (Profil A) und Südseite (Profil B) der Krone.

Der basale Kalkhorizont (flacher Algenmound) der Auernig-Formation, im Profil A rund 13 m mächtig, dünnt nach Süden aus und ist im Profil B nur mehr rund 2 m mächtig.

Zur Position der Profile siehe Abb. 14 und Abb. 30, Legende Abb. 17.

KRONE OSTSEITE

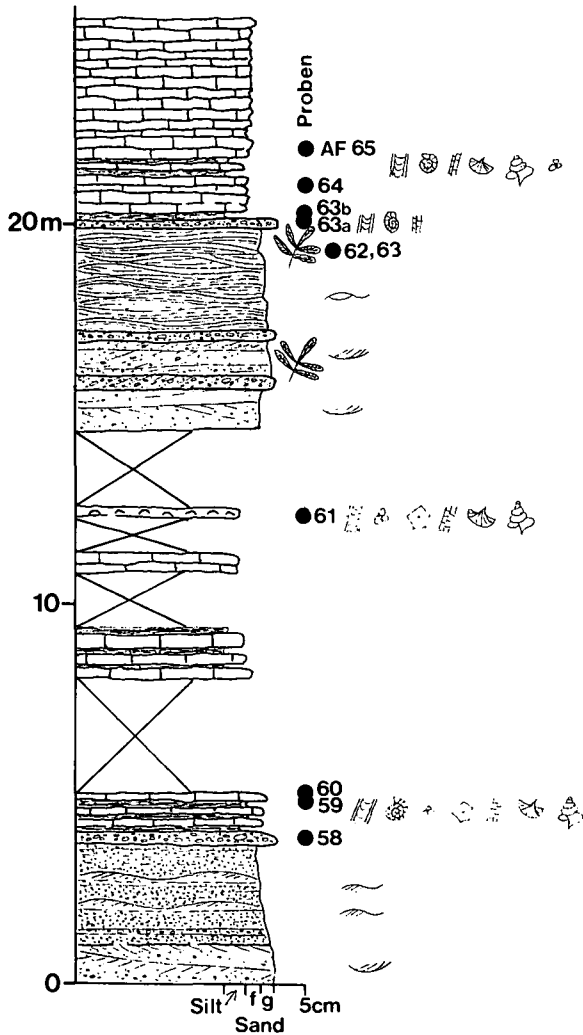


Abb. 28. Profilausschnitt aus der Auernig-Formation (obere kalkreiche Schichtgruppe) an der Ostseite der Krone. Legende siehe Abb. 17.

tieferen Teil der Corona-Formation westlich der Ofenalm enthalten einzelne Konglomeratlagen auffallend viele Lyditgerölle. Die einzelnen Gerölle sind durch-

wegs gerundet, teilweise sogar gut gerundet. Die Sortierung der Konglomerate ist unterschiedlich, teilweise gut bis sehr gut. Die Konglomerate sind teils locker gepackt mit viel sandiger Grundmasse, teilweise auch dicht gepackt. Die Korngröße beträgt maximal rund 15 cm, meist jedoch weniger als 5 cm.

Die einzelnen Quarzkonglomeratabfolgen setzen immer mit einer scharfen, erosiven Basis ein, selten sind an der Basis auch cm-große, aus den unterlagernden feinkörnigen Sedimenten aufgearbeitete Siltsteinkomponenten enthalten. Bis über 1 m lange Drifthölzer in den Konglomeraten immer wieder anzutreffen.

Ein stärkeres erosives, rinnenförmiges Einschneiden der Konglomerate wurde nie beobachtet. Auffallend ist vielmehr, daß sich die einzelnen Quarzkonglomeratabfolgen lateral mit relativ konstanter Mächtigkeit oft über einige 100 m verfolgen lassen. Auch typisch rinnenförmige Konglomeratkörper, wie sie beispielsweise aus der oberkarbonen Stangnock-Formation bekannt sind (KRAINER, 1989b), fehlen.

Die Konglomeratabfolgen sind aus folgenden Lithofaziestypen aufgebaut:

- Massige, ungeschichtete bis undeutlich horizontalgeschichtete Konglomeratlagen, bis zu 2,2 m mächtig, mäßig bis schlecht sortiert. Teilweise ist leichte Imbrikation der Gerölle festzustellen, vereinzelt sind diese Lagen auch gradiert.
- Massige, dicht gepackte, gut gerundete und gut sortierte Feinkonglomerate, bis zu mehrere dm mächtig.
- Flach schräggeschichtete Konglomeratlagen, bis über 1 m mächtig, teilweise leicht gradiert, oft stärker sandig.
- Trogförmig schräggeschichtete Konglomeratlagen, bis zu rund 1 m mächtig, teilweise stärker sandig.
- Eingeschaltet sind immer wieder dünne, häufig schräggeschichtete, auch ungeschichtete bis horizontalgeschichtete, meist grobkörnige Sandsteinlagen.

Die einzelnen Konglomeratabfolgen bilden fast durchwegs FU-Sequenzen, werden nach oben zunehmend feinkörniger und gehen in eine Sandstein- und Siltsteinfazies über.

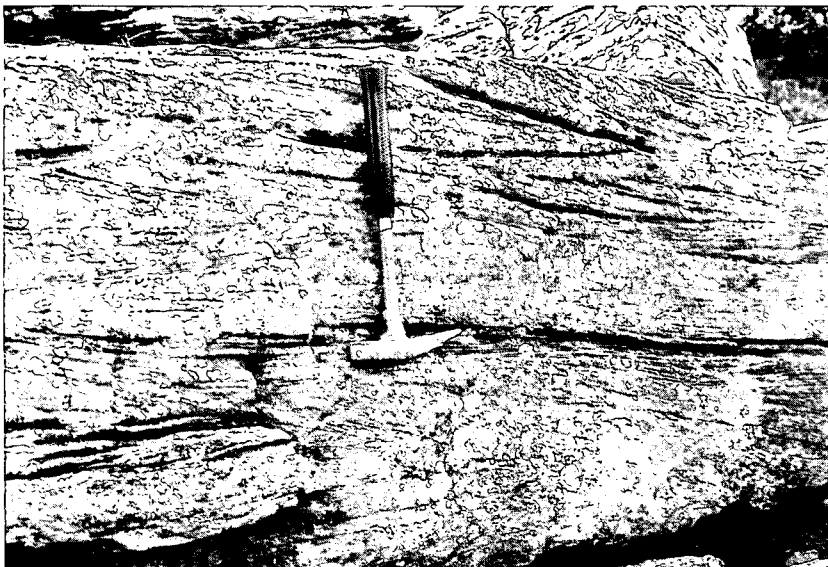


Abb. 29. Trogförmig schräggeschichtete, mittel- bis grobkörnige Sandsteine des oberen Vorstrandbereiches. Auernig-Formation, Gipfelbereich der Krone.

Sandsteinfazies

- Grobkörnige, schräggeschichtete Sandsteine (Abb. 29):
Über der Konglomeratfazies folgt häufig eine bis zu mehrere m mächtige Sandsteinfazies aus trogförmig, selten planar schräggeschichteten, grobkörnigen, teilweise feinkiesigen, bis zu mehrere dm mächtigen Sandsteinbänken. Untergeordnet treten in dieser Fazies auch horizontalgeschichtete oder ungeschichtete Sandsteine auf.
- Sandsteine mit Hummocky-Schrägschichtung (Abb. 25):
Fein- bis mittelkörnige, glimmerreiche Sandsteine zeigen fast durchwegs die für die Auernigschichten so charakteristische Hummocky-Schrägschichtung. Vereinzelt sind darin Kiesgerölle bis zu 3 cm und kleine Drifthölzer enthalten. Amalgamierte Hummocky-Schrägschichtungsabfolgen erreichen Mächtigkeiten bis zu rund 6 m. In solchen Abfolgen sind oft synsedimentäre Deformationsstrukturen (Entwässerungsstrukturen, Abb. 25) und Spurenfossilien zu beobachten. Am Gipfel der Kronalpe sind mittelgrobkörnige Sandsteine mit sehr großdimensionaler Hummocky-Schrägschichtung aufgeschlossen. Sandsteine mit Hummocky-Schrägschichtung folgen häufig über der grobkörnigen Sandsteinfazies und finden sich auch an der Basis von Konglomeratabfolgen.
- Ungeschichtete bis undeutlich horizontalgeschichtete, teilweise stark bioturbate Sandsteine sind vor allem im oberen Teil der Carnizza-Formation (Schulterkofel-Profil, Abb. 34) recht häufig.
- Dünne, meist feinkörnige Sandsteinbänke, eingeschaltet in Siltsteinen. Diese Sandsteinbänke sind ungeschichtet, mitunter stark bioturbat, auch horizontalgeschichtet oder mit Hummocky-Schrägschichtung. Einzelne feinkörnige Sandsteinbänke sind auch fossilführend.

Siltstein-Tonschieferfazies

Abfolgen von Siltsteinen und Tonschiefern erreichen Mächtigkeiten von wenigen dm bis zu mehrere Zehnermeter (z.B. im mittleren Teil der Corona-Formation, Abb. 26). Siltsteine sind entweder horizontalgeschichtet oder durch intensive Bioturbation undeutlich geschichtet bis massig. Auf den Schichtflächen finden sich häufig Lebensspuren, vor allem *Zoophycos* ist weit verbreitet. Mitunter sind in den Siltsteinen bis zu 10 cm große, stark verwitterte, limonitische Konkretionen enthalten. Stellenweise sind die Siltsteine fossilführend, enthalten vor allem Abdrücke von Brachiopoden. Einzelne, dünne Fossilagen mit massenhaft Brachiopoden sowie Crinoidenstielgliedern, Fusuliniden, Gastropoden und Bryozoen sind eingeschaltet. Von den Biogenen sind meist nur die Abdrücke erhalten.

Tonschieferhorizonte, bräunlich oder dunkelgrau bis schwarz gefärbt, sind nur wenige cm bis maximal wenige dm mächtig und enthalten vielerorts vorzüglich erhaltene fossile Pflanzenreste. Eingeschaltet sind mitunter dünne Sandstein- bis grobkörnige Siltsteinlagen, bioturbat, laminiert, vereinzelt mit Kleinrippeln oder Hummocky-Schrägschichtung.

Selten sind auch dünne Anthrazitkohleflöze entwickelt. Ein rund 30 cm mächtiges, stark klastisch verunreinigtes Kohleflöz ist beispielsweise auf der SW-Seite der Kronalpe, an der Basis der mächtigen Quarzkonglomeratabfolge (Corona-Formation) bei einem ehema-

ligen Kohleschurf aufgeschlossen. NW der Ofenalm/Casera For, im Bereich des Grenzsteins p 107 der Staatsgrenze, wurde im letzten Jahrhundert Anthrazitkohle abgebaut. Auf der Halde des ehemaligen Bergbaues finden sich neben kleinen Kohlestücken vereinzelt auch Siltsteine und Tonschiefer mit Brachiopodenabdrücken.

Die Siltstein-Tonschieferfazies ist häufig am Top und an der Basis von feinkörnigen Sandsteinen mit Hummocky-Schrägschichtung oder mächtigeren Kalken entwickelt.

4.2.3.1.2. Interpretation

MASSARI & VENTURINI (1990b) unterscheiden innerhalb der Konglomeratabfolgen folgende 3 Faziestypen:

- a) Fluviale bis deltaische Fazies („braided channels“).
- b) Gut sortierte „foreshore“-Ablagerungen und
- c) „longshore“-Ablagerungen (Ablagerungen durch küstenparallelen Transport).

Gegen fluviale Ablagerungen innerhalb der Konglomeratabfolgen sprechen

- Auffallend konstante Mächtigkeit der relativ geringmächtigen Konglomeratabfolgen über größere laterale Erstreckung (mindestens einige 100 m).
- Keine erosiv eingeschnittenen Rinnen in den unterlagernden feinkörnigen Sedimenten, wie sie beispielsweise in den oberkarbonen Zyklen der USA weit verbreitet sind (bis zu viele m tief eingeschnittene fluviale Rinnen!).
- Keine typisch fluvialen Rinnen innerhalb der Konglomeratabfolgen, wie sie vergleichsweise in der oberkarbonen Stangnock-Formation beispielhaft entwickelt sind (KRAINER, 1989b).
- Eine gegenüber den fluvialen Konglomeraten der Stangnock-Formation merklich bessere Rundung der Quarzgerölle, auch die Sortierung ist teilweise deutlich besser.

Die Konglomeratfazies der Corona-, Auernig- und Carnizza-Formation ist sehr ähnlich dem tieferen Teil des von HART & PLINT (1989) beschriebenen, 14 m mächtigen Baytree-Members der oberkretazischen Cardium-Formation (Alberta), die ebenfalls aus massigen und schräggeschichteten Konglomeraten mit eingeschalteten, dünnen, lateral rasch auskeilenden, schräg- und horizontalgeschichteten Sandsteinen aufgebaut ist. Diese Konglomerate und Sandsteine werden als Ablagerungen des shoreface (Vorstrand) interpretiert, die im wesentlichen auf longshore-drift (küstenparallele Strömungen) zurückgeführt werden.

Die Hauptprozesse für die Entstehung konglomeratischer Küstensedimente sind hochenergetische Wellentätigkeit und starke küstenparallele Strömung, induziert durch starke Sturmaktivität. Im oberen Vorstrandbereich (upper shoreface) dominiert generell sturminduzierter longshore- und offshore- (küstenparalleler und ablandiger) Sedimenttransport, im unteren Vorstrandbereich dagegen onshore- (anlandiger) Sedimenttransport (BOURGEOIS & LEITHOLD, 1984).

Der Strandbereich selbst wird vor allem durch brechende Wellen beeinflusst. Entsprechend sind die Konglomerate des Strandbereiches (beachface) am besten gerundet und sortiert, ein typisches Merkmal ist die dachziegelartige Lagerung (Imbrikation) der im Strandbereich angereicherten Gerölle (BLUCK, 1967; BOUR-

GEOIS & LEITHOLD, 1984). Voraussetzung für dachziegelartige Lagerung ist das Vorhandensein abgeplatteter Gerölle. Allerdings neigen Quarzgerölle eher zu sphärischen Kornformen, abgeplattete Quarzgerölle sind eher selten. Daher ist es auch verständlich, daß in den Quarzkonglomeraten der Auernig-Gruppe nur vereinzelt Imbrikation zu beobachten ist. In den fluviatilen Quarzkonglomeraten der Stagnock-Formation konnte überhaupt nie Dachziegellagerung der Gerölle festgestellt werden (KRAINER, 1989b). Strandkonglomerate sind in der Regel auch leicht seewärts geneigt (BOURGEIS & LEITHOLD, 1984).

Extrem gut gerundete und gut sortierte Konglomerate in Verbindung mit flach geneigter Schichtung, die als Strandkonglomerate interpretiert werden können, sind innerhalb der Konglomeratfazies hin und wieder entwickelt, zum Beispiel in der obersten Konglomeratlage der Carnizza-Formation im Schulterkofelprofil und in der mächtigen Konglomeratabfolge der Corona-Formation auf der SW-Seite der Kronalpe.

Der Hauptanteil der Konglomeratfazies, aufgebaut aus ungeschichteten und trogförmig schräggeschichteten Konglomeraten mit dünnen Sandsteinzwischenlagen wird als Vorstrand-(shoreface-)Ablagerung interpretiert, entstanden im oberen Vorstrandbereich durch küstenparallelen Transport. Dabei werden die trogförmig schräggeschichteten Konglomerate als sturminduzierte, küstenparallel migrierende Megarippeln gedeutet, während die ungeschichteten Konglomerate als „lag pavements“ („Rückstandspflaster“) von Sturmwellen interpretiert werden (siehe auch BOURGEIS & LEITHOLD (1984). Für eine genauere und eindeutige Interpretation fehlen gegenwärtig detaillierte granulometrische Untersuchungen, ebenso lassen sich aus den bisher nur in unzureichender Zahl vorliegenden Messungen der Schüttungsrichtungen keine Schlüsse ziehen. Auch über laterale Faziesänderungen innerhalb der Konglomeratabfolgen – es ist durchaus zu erwarten, daß die Strand- und Vorstrandfazies lateral stellenweise in Deltasedimente übergeht – ist bislang nichts bekannt.

Grobkörnige, teilweise feinkiesige, häufig schräggeschichtete Sandsteine (grobkörnige Sandsteinfazies), vereinzelt mit bimodaler Schrägschichtung (Auernig-Formation, am Auernig; MASSARI & VENTURINI, 1990c) überlagern häufig die Konglomeratfazies und werden ihrerseits von Hummocky-schräggeschichteten Sandsteinen überlagert. Stellenweise ist auch eine Wechselagerung trogförmig schräggeschichteter und hummocky-schräggeschichteter Sandsteine zu beobachten. Diese grobkörnigen, schräggeschichteten Sandsteine werden als Ablagerungen des oberen Vorstrandes (upper shoreface) interpretiert, entstanden durch sturminduzierten, küstenparallelen Sedimenttransport. Diese Interpretation beruht vor allem auf der Vergesellschaftung der grobkörnigen Sandsteinfazies mit hummocky-schräggeschichteten Sandsteinen.

Hummocky-Schrägschichtung ist die wichtigste Sedimentstruktur klastischer Schelfsedimente, da sie eindeutige Aussagen über ihre Entstehung zuläßt. Sandsteine mit Hummocky-Schrägschichtung entstehen während starker Stürme unterhalb der normalen Wellenbasis im tieferen Vorstrandbereich, d.h. zwischen normaler Wellenbasis und Sturmwellenbasis (HAMBLIN & WALKER, 1979; BOURGEIS, 1980, DOTT & BOURGEIS, 1982; DUKE, 1985; WALKER, 1984, 1985 u.a.). Eine idea-

le Hummocky-Sequenz, die analog dem Bouma-Turbidit-Modell einem Sturmereignis entspricht, besteht aus hummocky-schräggeschichteten Sandsteinen an der Basis (Einheit H), überlagert von geringmächtigen horizontalgeschichteten Sandsteinen (Einheit F) und feinkörnigen Sandsteinen mit Rippeln und Rippelschrägschichtung (Einheit X). Den Abschluß bilden bioturbate, pelitische Sedimente (mudstones, Einheit M). Diese Abfolge ist auf das allmähliche Nachlassen des Sturmereignisses und der damit verbundenen Abnahme in der Intensität der Wellentätigkeit und Strömungsgeschwindigkeit am Meeresboden zurückzuführen (DOTT & BOURGEIS, 1982). Ein solches Sturmereignis kann mehrere Tage oder Wochen dauern. Sedimentation erfolgt dabei einerseits durch Abregnen feinkörnigen Sediments aus der aufgewirbelten Suspension, andererseits durch lateralen Sedimenttransport („traction flow“) infolge der intensiven, sturminduzierten Wellenbewegung am Meeresboden (DOTT & BOURGEIS, 1982).

WALKER et al. (1983) haben aufgrund der Beobachtung, daß einige Hummocky-Sequenzen an der Basis eine geringmächtige massige, gradierte Lage (Einheit B) und darüber eine horizontalgeschichtete Lage (Einheit P) zeigen, das „Turbidit-Hummocky-Modell“ aufgestellt und die Meinung vertreten, daß die Hummocky-Sequenzen turbiditischen Ursprungs sind, ausgelöst durch starke Stürme im Vorstrandbereich. WALKER et al. (1983) deuten die Einheiten B und P an der Basis als Ablagerungen, die durch gerichtete Strömung im oberen Fließregime („upper plane bed“) entstanden sind, ähnlich wie die Einheiten A und B einer Turbiditsequenz. Allerdings sind solche Sequenzen eher selten (vgl. dazu auch Diskussion von DOTT & BOURGEIS, 1983).

Häufig sind hummocky-schräggeschichtete Sandsteine amalgamiert (Abb. 24,25). Zur Amalgamation kommt es durch relativ häufige und vor allem intensive Sturm-tätigkeit, sodaß alle während des vorhergehenden, abflauenden Sturmes und der darauffolgenden Schönwetterperioden abgelagerten Sedimente wieder aufgearbeitet werden (DOTT & BOURGEIS, 1982). Amalgamierte hummocky-schräggeschichtete Sandsteinabfolgen von oft mehreren m Mächtigkeit sind auch in den einzelnen-Formationen der Auernig-Gruppe recht häufig anzutreffen. In der Pizzul-Formation können einzelne hummocky-schräggeschichtete Sandsteinabfolgen (H-H-H- oder H-F-Abfolgen, siehe BOURGEIS, 1980, DOTT & BOURGEIS, 1982) Mächtigkeiten von mehr als 10 m erreichen. In solchen amalgamierten Abfolgen sind einzelne Sturmereignisse meist schwer voneinander abzutrennen.

Entwässerungsstrukturen (Abb. 25) und Bioturbation sind charakteristische Merkmale vieler hummocky-schräggeschichteter Sandsteine. Entwässerungsstrukturen weisen auf sehr schnelle Ablagerungsprozesse hin (HUNTER & CLIFTON, 1982), Bioturbation tritt vor allem im höheren Teil von hummocky-Sequenzen auf. Beide Merkmale sind auch in den hummocky-schräggeschichteten Sandsteinen der Auernig-Gruppe zu beobachten. Auch amalgamierte hummocky-schräggeschichtete Sandsteinabfolgen weisen vereinzelt Bioturbation und Spurenfossilien auf, was darauf hinweist, daß zwischen den einzelnen Sturmereignissen längere Schönwetterperioden geherrscht haben. Den Organismen stand zwischen den einzelnen Sturmereignissen genügend Zeit zur Verfügung, den weichen Sedimentuntergrund abzuweiden und zu durchwühlen.

Zur Entstehung mächtigerer Sandsteinabfolgen mit Hummocky-Schrägschichtung muß im Vorstrandbereich viel feinkörniges, grobsiltig-feinsandiges Sediment bereitgestellt werden. Dies geschieht einerseits durch fluviatilen Eintrag, andererseits durch die Wellenerosion während Sturmereignissen.

Hummocky-schräggeschichtete Sandsteine treten sowohl in transgressiven (z.B. BOURGEOIS, 1980) als auch in regressiven klastischen Schelfabfolgen auf (z.B. TILLMANN, 1985), dies gilt auch für die Auernig-Gruppe, besonders für die Corona-, Auernig- und Carnizza-Formation. In den untersuchten Profilen sind hummocky-schräggeschichtete Sandsteine häufig vergesellschaftet mit grobkörnigen, schräggeschichteten Sandsteinen des oberen Vorstrandbereiches bzw. überlagern diese und werden ihrerseits von bioturbaten Siltsteinen mit dünnen, oft ebenfalls hummocky-schräggeschichteten Sandsteineinschaltungen überlagert (transgressive Abfolge). Ebenso gibt es den umgekehrten Fall, daß hummocky-schräggeschichtete Sandsteine bioturbate Siltsteine überlagern und ihrerseits von grobkörnigen, schräggeschichteten Sandsteinen überlagert werden (regressive Abfolge). Hummocky-schräggeschichtete Sandsteine vermitteln demnach zwischen der grobkörnigen Sandsteinfazies des oberen Vorstrandbereiches und der siltigen Fazies des offenen Schelfes.

Die bioturbaten Siltsteine mit den eingeschalteten dünnen, hummocky-schräggeschichteten Sandsteinbänken werden generell als distalere (tieferer) Bildungen interpretiert, entstanden nahe der Sturmwellenbasis im Übergang zum offenen Schelf (offshore). Gradierte und horizontalgeschichtete Sandsteinbänke, eingeschaltet in bioturbate Siltsteine, können als Turbidite aufgefaßt werden, die, induziert durch Sturmereignisse, unterhalb der Sturmwellenbasis im offshore-Bereich entstehen (vgl. HAMBLIN et al., 1979; HAMBLIN & WALKER, 1979; WALKER, 1984; WRIGHT & WALKER, 1981; BRECHLEY et al., 1986). Die häufig bioturbaten, oft mehrere m mächtigen Siltsteine sind ebenfalls als Ablagerungen unterhalb der Sturmwellenbasis (offener Schelf) zu betrachten, ebenso wie die in den Siltsteinen eingeschalteten Kalkhorizonte, die überhaupt Perioden fehlender klastischer Sedimentation anzeigen.

Siltig-tonige Sedimente, die vereinzelt Konglomerate überlagern oder an der Basis von Konglomeraten auf-treten, häufig fossile Pflanzenreste, selten Wurzelhorizonte, in-situ Baumstämme (z.B. Kronalpe-Westseite, Profil Abb. 27) enthalten und z.T. mit dünnen Anthrazitkohleflözen vergesellschaftet sind, werden als Ablagerungen kleinräumiger Küstensümpfe gedeutet.

Zusammenfassend kann folgendes festgehalten werden: Die grobklastischen Sedimente der Auernig-Gruppe, vor allem der Corona-, Auernig- und Carnizza-Formation stellen Ablagerungen eines sturmbeeinflussten Schelfes dar. Konglomerate sind im flachsten Bereich (Strandbereich und oberer Vorstrandbereich) durch sturminduzierte Wellentätigkeit und küstenparallelen Sedimenttransport entstanden, die grobkörnige Sandsteinfazies ist ebenfalls dem oberen Vorstrandbereich zuzuordnen. Eindeutige Hinweise auf die intensive Sturmtätigkeit liefern die hummocky-schräggeschichteten Sandsteine des unteren Vorstrandbereiches, die zu den bioturbaten Siltsteinen des offenen Schelfes, abgelagert unterhalb der Sturmwellenbasis, vermitteln.

4.2.3.1.3. Karbonatfazies

Makroskopisch lassen sich innerhalb der Corona-, Auernig- und Carnizza-Formation folgende Faziestypen auseinanderhalten (siehe Profile Abb. 26, 27, 28, 32, 33, 34):

- Geringmächtige Kalkhorizonte, einige cm bis einige dm dick, eingeschaltet in bioturbaten Siltsteinen und feinkörnigen Sandsteinen mit Hummocky-Schrägschichtung.
- Wechsellagerung von dunkelgrauen, welligen, 5–15 cm dicken Kalkbänken und cm- bis wenige dm dicken, schwarzen, fossilführenden Tonschiefern, insgesamt bis zu mehrere m mächtig.
- Bis zu rund 13 m mächtige Kalkabfolgen, an der Basis über einer bis zu 35 cm dicken fossilführenden Silt- oder Sandsteinbank mit welligen, dunkelgrauen, dünnbankigen Kalkbänken mit tonigen Zwischenlagen einsetzend. Diese gehen nach oben in hellgraue, gröbergebante oder undeutlich gebante bis massige Kalke über. Diese Fazies wird dann nach oben wiederum von dunkelgrauen, dünnbankigen Kalken mit tonigen Zwischenlagen und schließlich von feinkörnigen Sedimenten der Siltstein-Tonschieferfazies abgelöst. Diese Entwicklung ist sehr schön im Basiskalk der Auernig-Formation im Garnitzenprofil („Gugga-Kalk“) und auf der Kronalpe zu beobachten (siehe Profile Abb. 27, 32, Abb. 37).

Mikrofazies der Kalke

a) Corona-Formation

Am Aufbau der zwei dünnen Kalkeinschaltungen im oberen Profilabschnitt der Corona-Formation (Abb. 27) sind folgende Mikrofaziestypen beteiligt:

Der tiefere, 60 cm dicke Kalkhorizont, eingeschaltet in bioturbaten Siltsteinen, setzt an der Basis mit einer dünnen Lage eines bioklastischen Packstones ein. Dieser ist reich an Kalkalgen (*Epimastopora*, *Anthracoporella*, *Archaeolithophyllum*, *Eugonophyllum*), die häufig von mikritischen Algen, sessilen Foraminiferen und *Tubiphytes* umkrustet sind. Weiters sind Fusuliniden, Echinodermereste, Bryozoen und Schalenreste von Gastropoden und Brachiopoden enthalten.

Dieser Mikrofaziestyp geht nach oben stellenweise in eine typische Algenmound-Fazies in Form eines Algenmikrites (Algen-Wackestone/Bafflestone) bestehend aus *Anthracoporella spectabilis*-Kolonien in Lebensstellung über. Die Algen dienen als Sedimentfänger. Zwischen den Algenhallen befindet sich mikritische Grundmasse mit wenigen kleinen Biogenresten.

Lateral geht diese Algenmound-Fazies in Biomikrite (bioklastische Wackestones) über, die reich an teilweise inkrustierten Algenbruchstücken von *Epimastopora*, *Anthracoporella*, *Archaeolithophyllum* u.a. sind. Neben den Algen kommen auch Kleinforminiferen, Fusuliniden, Bryozoen, Echinodermen, diverse Schalenreste und *Tubiphytes* vor.

Den Abschluß dieser Kalkeinschaltung bildet eine dünne Lage bioklastischer Wackestones mit reichlich Kalkalgen und Fusuliniden.

Die zweite Kalkbank ist 40 cm mächtig und besteht aus Algen-Fusulinen-Biomikriten (Wackestone) mit vereinzelt kleinen Quarzkörnern in der mikritischen Grundmasse und teilweise auch vielen Echinodermenbruchstücken.

b) Auernig- und Carnizza-Formation

In den Kalkhorizonten der Auernig- und Carnizza-Formation konnten folgende Mikrofaziestypen festgestellt werden:

- MF-Typ A
Fossilführender Siltstein – Sandstein, vereinzelt mit kleinen Quarzgeröllen bis 2 cm Durchmesser locker eingestreut, ungeschichtet bis geschichtet, teilweise bioturbat, aus detritischen Quarzen, mitunter reichlich detritischen Glimmern und Karbonatzement zusammengesetzt. Selten sind kleine, siltige Resedimentgerölle enthalten. Der Anteil an Bioklasten ist unterschiedlich hoch (<1 % bis >20 %) und setzt sich aus Kalkalgen, Schalenresten, Echinodermenresten, Gastropoden, Fusuliniden, Bryozoen, Kleinforaminiferen und Ostracoden zusammen (Taf. 6, Fig. 1). Dieser Mikrofaziestyp tritt häufig in Form bis zu 35 cm mächtiger Bänke an der Basis vieler mächtigerer Kalkhorizonte auf.
- MF-Typ B
Algen-Biomikrit (Wackestone/Packstone) mit bis zu rund 50 % Kalkalgen (v.a. *Epimastopora*, *Anthracoporella*, *Archaeolithophyllum* und *Eugonophyllum*), häufig von mikritischen Algen, sessilen Foraminiferen und *Tubiphytes* inkrustiert. Die mäßig bis dicht gepackten Algenthali sind häufig schichtungsparallel eingeregelt (Taf. 6, Fig. 3). An weiteren Biogenresten sind Schalenreste von Gastropoden und Brachiopoden, Echinodermen, Bryozoen, Kleinforaminiferen, Fusuliniden und Ostracoden zu erwähnen. Die mikritische Grundmasse enthält manchmal detritische Quarzkörner in Siltkorngroße.
- MF-Typ C:
Algen-Fusuliniden-Packstone (Taf. 6, Fig. 5). Neben Kalkalgen (v.a. *Epimastopora*, teilweise inkrustiert) und Fusuliniden sind untergeordnet auch diverse Schalenreste, Echinodermen, Bryozoen, Kleinforaminiferen beteiligt.
- MF-Typ D
Biomikrite (bioklastischer Wackestone/Bindstone) mit bis zu rund 40 % Bioklasten in einer mikritischen Grundmasse, teilweise mit vielen sessilen Kleinforaminiferen, die sowohl Sediment als auch größere Bioklasten (Algen) inkrustieren (Taf. 6, Fig. 2,6). Größere Bioklasten sind vor allem Kalkalgen (*Epimastopora*, *Anthracoporella*, *Archaeolithophyllum*), häufig inkrustiert. Neben den üblichen Biogenen sind unterschiedlich viele Fusuliniden sowie Spiculae von Kalkschwämmen enthalten.

- MF-Typ E
Algen-Biomikrit (Algen-Wackestone/Bafflestone) aus großen, meist unzerbrochenen Kalkalgen (v.a. *Anthracoporella spectabilis*), teilweise in Lebensstellung (Abb. 31). In der mikritischen Grundmasse finden sich untergeordnet auch *Epimastopora* und *Archaeolithophyllum missouriense* sowie locker verstreut kleine Biogenreste (Echinodermen, Bryozoen, Fusuliniden, Kleinforaminiferen, Ostracoden und Spiculae von Kalkschwämmen).
- MF-Typ F
Biosparit (bioklastischer Grainstone), bestehend aus vielen Echinodermenresten, häufig mit syntaxialen Anwachssäumen, sowie diversen Schalenbruchstücken, Bryozoen, Fusuliniden, Kleinforaminiferen und Bruchstücken von Kalkalgen. Die Bioklasten bilden ein sparitisch zementiertes, korngestütztes Gefüge.
Dieser Mikrofaziestyp ist sehr selten und konnte bisher nur in einem Kalkhorizont am Top der Auernig-Formation (Garnitzenprofil) festgestellt werden.
Zwischen den einzelnen Mikrofaziestypen bestehen oft fließende Übergänge.

4.2.3.1.4. Biogengehalt der Kalke

In den Kalcken der Auernig-Gruppe sind praktisch alle wichtigen jungpaläozoischen Fossilgruppen vertreten.

Kalkalgen sind die weitaus häufigsten Biogenreste der Kalcke (Abb. 31), insbesondere *Anthracoporella spectabilis* (Taf. 6, Fig. 4) und *Epimastopora* (Dasycladaceen), *Archaeolithophyllum missouriense* aus der Gruppe der ancestralen Corallinaceen (Taf. 6, Fig. 8) und *Eugonophyllum* aus der Gruppe der Codiaceen. Untergeordnet kommen auch *Girvanella*, *Vermiporella*, *Cuneiphycus* und andere Algen vor.

Große Algenbruchstücke sind häufig von mikritischen Algen, sessilen Foraminiferen (*Calcitornella*, *Tuberitina*) und *Tubiphytes* inkrustiert. *Anthracoporella spectabilis* tritt teilweise in Lebensstellung auf (Algenmound-Fazies).

Häufig sind die Algenthali leicht verdriftet, zerbrochen und schichtungsparallel eingeregelt. Der Erhaltungszustand ist unterschiedlich. Teilweise sind die Algen vorzüglich erhalten, teilweise stark umkristallisiert. Eine genaue Bearbeitung der Algenflora, wie sie beispielsweise für die Rattendorfer Gruppe und die Trogkofelkalke vorliegt (z.B. FLÜGEL, 1966; FLÜGEL & FLÜGEL-KAHLER, 1980), fehlt für die Kalcke der Auernig-Gruppe.

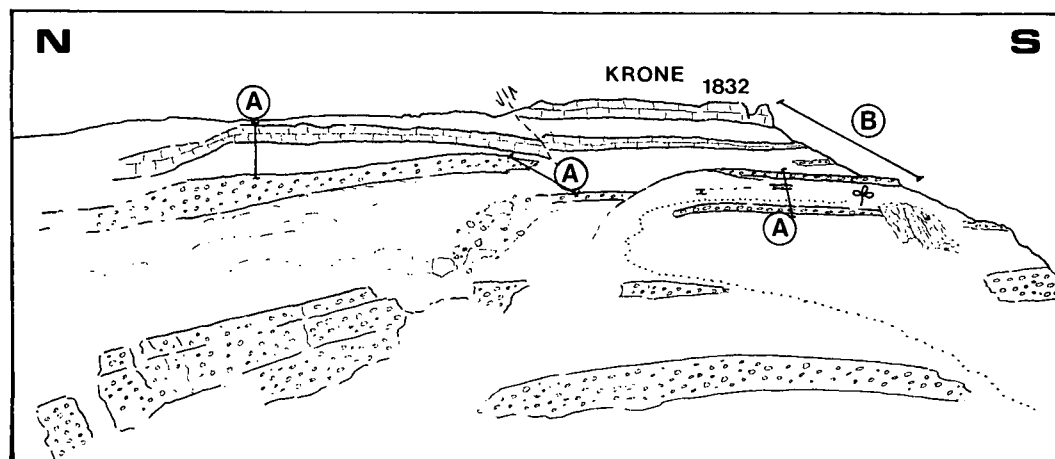


Abb. 30.
Geländeskizze der Krone-Westseite (nach einem Foto) mit Lage der Profile A und B in Abb. 27.
Das Ausdünnen des basalen Kalkhorizontes der Auernig-Formation nach S ist deutlich erkennbar.



Abb. 31.
Algenkalk mit zahlreichen, bis zu über 5 cm großen
Kalkalgen (*Anthracoporella*) aus der Auernig-Forma-
tion im Gipfelbereich der Krone.

Fusuliniden sind in den Kalken ebenfalls häufig und bilden die wichtigste biostratigraphische Fossilgruppe der Auernigschichten (Taf. 6, Fig. 5). Fusuliniden aus den Auernigschichten hat erstmals SCHELLWIEN (1898) beschrieben und dargestellt, die grundlegenden Arbeiten über die Fusuliniden und Fusulinidenstratigraphie der Auernig-Gruppe (Rattendorfer Gruppe und Trogkofelkalk) stammen von KAHLER (Zusammenfassung in KAHLER, 1983, 1985, 1989, sowie zahlreiche weitere Arbeiten).

Kleinforaminiferen sind vor allem in den MF-Typen D und E sehr häufig (tubusförmige, gekammerte, kalkige und agglutinierende Formen, teilweise sessil; Taf. 6, Fig. 2,7). U.a. sind folgende Gattungen vertreten: *Ammovertella*, *Bradyina*, *Endothyra*, *Eolasiiodiscus*, *Calcitornella*, *Climacammina*, *Polytaxis*, *Tetrataxis*, *Textularia*, *Eotuberitina*, *Tuberitina*; siehe auch EBNER, 1989).

Sphinctozoa (Kalkschwämme) wurden von KÜGEL (1987) aus den Kalken der Pizzul-Formation (Untere kalkreiche Schichtgruppe) beschrieben, kommen vereinzelt aber auch in den Kalken der Auernig-Formation vor. Größere Exemplare konnten beispielsweise in einem Kalkblock (Fallstück) auf der Westseite des Auernig gefunden werden. Spiculae von Kalkschwämmen sind in der mikritischen Grundmasse der MF-Typen D und E immer wieder anzutreffen.

Korallen sind selten, in einem Kalkhorizont am Auernig (Auernig-Formation) konnten kleine Einzelkorallen gefunden werden.

Bryozoen treten in allen Mikrofaziestypen in Form kleiner Bruchstücke auf. Die Bryozoen der Schicht „s“ des Auernig (Auernig-Formation), eines Kalkhorizontes mit verkieselten Biogenen, hat KODSI (1967b) bearbeitet.

Brachiopoden und Gastropoden sind im Dünnschliff in Form von Schalenbruchstücken in allen MF-Typen anzutreffen. Die von SCHELLWIEN (1892) und WINKLER PRINS (in FENNINGER & SCHÖNLAUB, 1972) bestimmten Brachiopoden stammen nur teilweise aus den Kalken, meist aus Siltsteinen.

Ostracoden sind in der mikritischen Grundmasse recht häufig zu finden. Aus Kalken der Schicht „s“ des Auernig haben BECKER & FOHRER (1990) einige verkieselte, vorzüglich erhaltene Ostracoden beschrieben.

Echinodermereste, vor allem Crinoidenbruchstücke, sind in allen MF-Typen zu finden, teilweise sehr häufig.

Das Mikroproblematikum *Tubiphytes obscurus* ist in den MF-Typen B, D und E recht häufig und inkrustiert vor allem größere Algenbruchstücke.

4.2.3.1.5. Interpretation

Generell sind die Kalke der Auernig-Gruppe (Pizzul-, Corona-, Auernig- und Carnizza-Formation) aus ähnlichen Mikrofaziestypen aufgebaut wie viele Kalke der Schelf- und Schelfrandfazies des Oberkarbons und Unterperms im SW der USA.

MF-Typ A (fossilführender Silt/Sandstein) weist auf stärkere Wasserströmung hin, ebenso ist MF-Typ F (gut ausgewaschener bioklastischer Grainstone) unter stärkeren Strömungsbedingungen entstanden.

Die Kalkeinschaltungen der Auernig-Gruppe, die bis auf sehr wenige Ausnahmen (MF-Typ F) alle aus mikritischen Kalken bestehen (MF-Typen B,C,D und E), sind alle in relativ ruhigem Wasser gebildet worden, wobei die Biogene auf normalmarine Bedingungen hinweisen.

Während eingeregelt und zerbrochene Algenbruchstücke in den MF-Typen B und C auf leichte Verdriftung durch schwache Bodenströmungen hinweisen, sind die MF-Typen D und E, die eine typische Algenmound-Fazies darstellen, unter ruhigen Wasserbedingungen ohne nennenswerte Strömungen entstanden, was durch die bis zu rund 10 cm großen, noch in Lebensstellung verweilenden phylloiden Algen (*Anthracoporella spectabilis*) angezeigt wird.

Ähnliche Mikrofaziestypen haben u.a. TOOMEY & WINLAND (1973), WILSON (1975), TOOMEY (1983) und DAWSON & CAROZZI (1986) aus Kalken jungpaläozoischer zyklischer Sedimentabfolgen im SW der USA beschrieben, auch die in den Kalken der Auernig-Gruppe auftretende Algenmound-Fazies ist aus einigen der jungpaläozoischen Algenmounds der USA bekannt (z.B. HECKEL & COCKE, 1969; PETERSON & HITE, 1969; TOOMEY & WINLAND, 1973; HECKEL, 1974; WILSON, 1975; TOOMEY et al., 1977; CHOQUETTE, 1983; ROYLANCE, 1990).

Daß es sich bei den mächtigeren Kalken der Auernig-Gruppe teilweise um ganz flache Algenmounds handelt, zeigen die Aufschlüsse an der Westseite der

MONTE CARNIZZA – GARNITZENBERG

Geological Institute of the University of Vienna, Wien; download unter www.geologie.ac.at

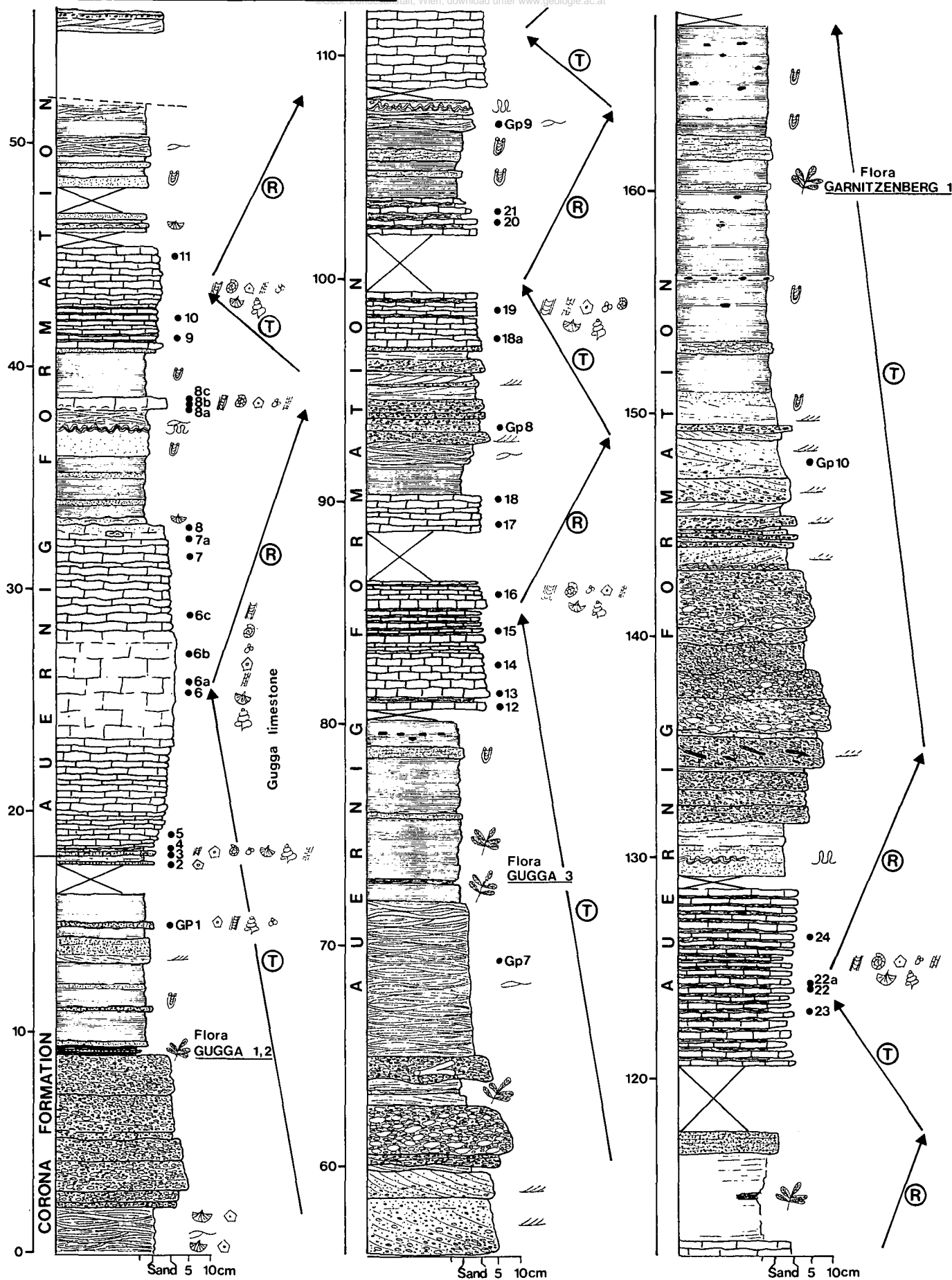


Abb. 32.

Profil durch die oberste Corona-Formation (mittlere kalkarme Schichtgruppe), Auernig-Formation (obere kalkreiche Schichtgruppe) und Carnizza-Formation (obere kalkarme Schichtgruppe) im Bereich des Garnitzberges/Monte Carnizza („Garnitzprofil“). Pfeile markieren transgressive (T) und regressive (R) Abfolgen.

Zur Lage des Profils siehe Abb. 14, Legende Abb. 17 (nach KRÄINER in VENTURINI, 1990c, Fig. 70–71).

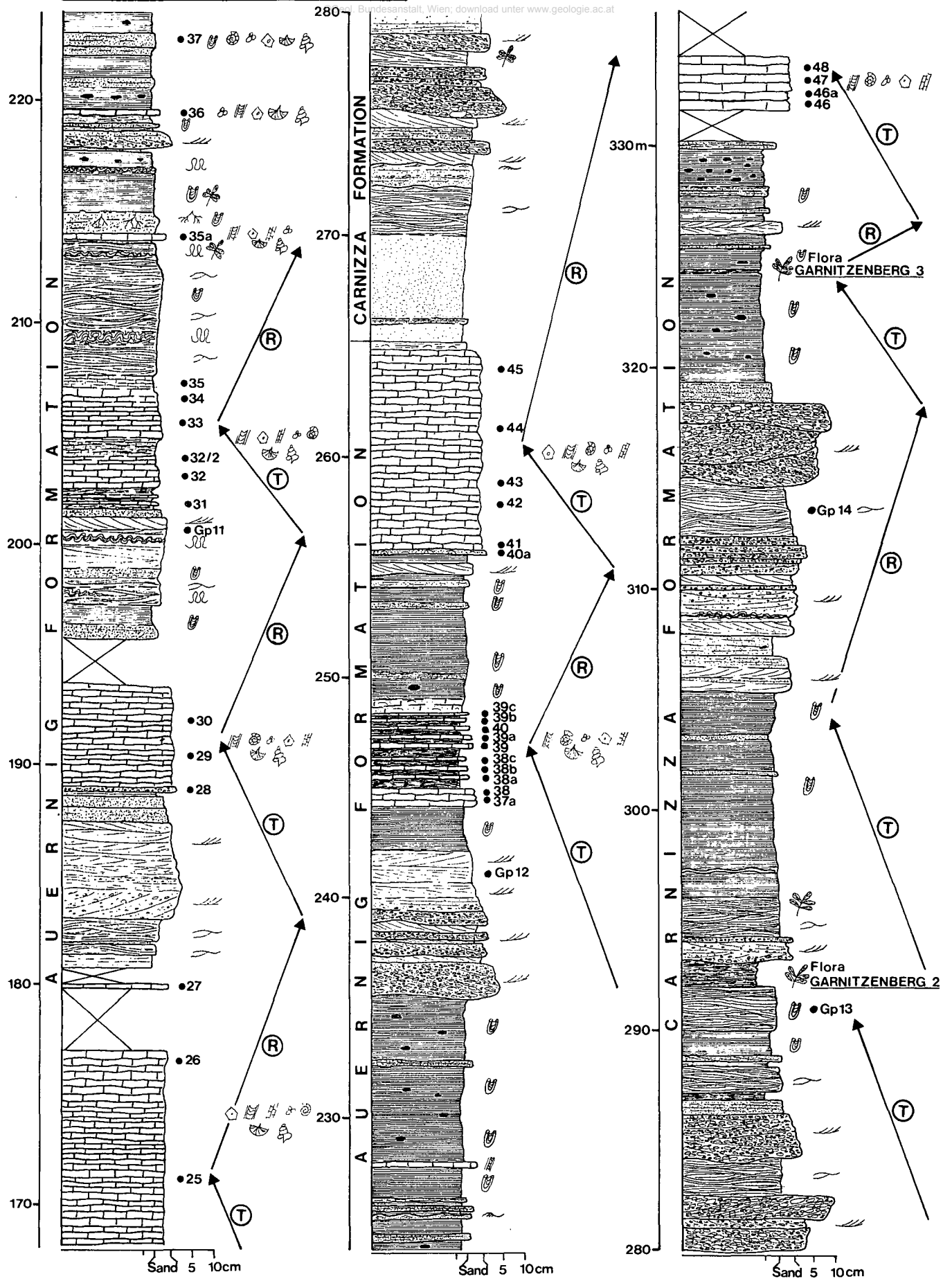


Abb. 33. Profil durch die oberste Corona-Formation, Auernig-Formation und Carnizza-Formation im Bereich des Garnitzberges/Monte Carnizza. Fortsetzung von Abb. 32.

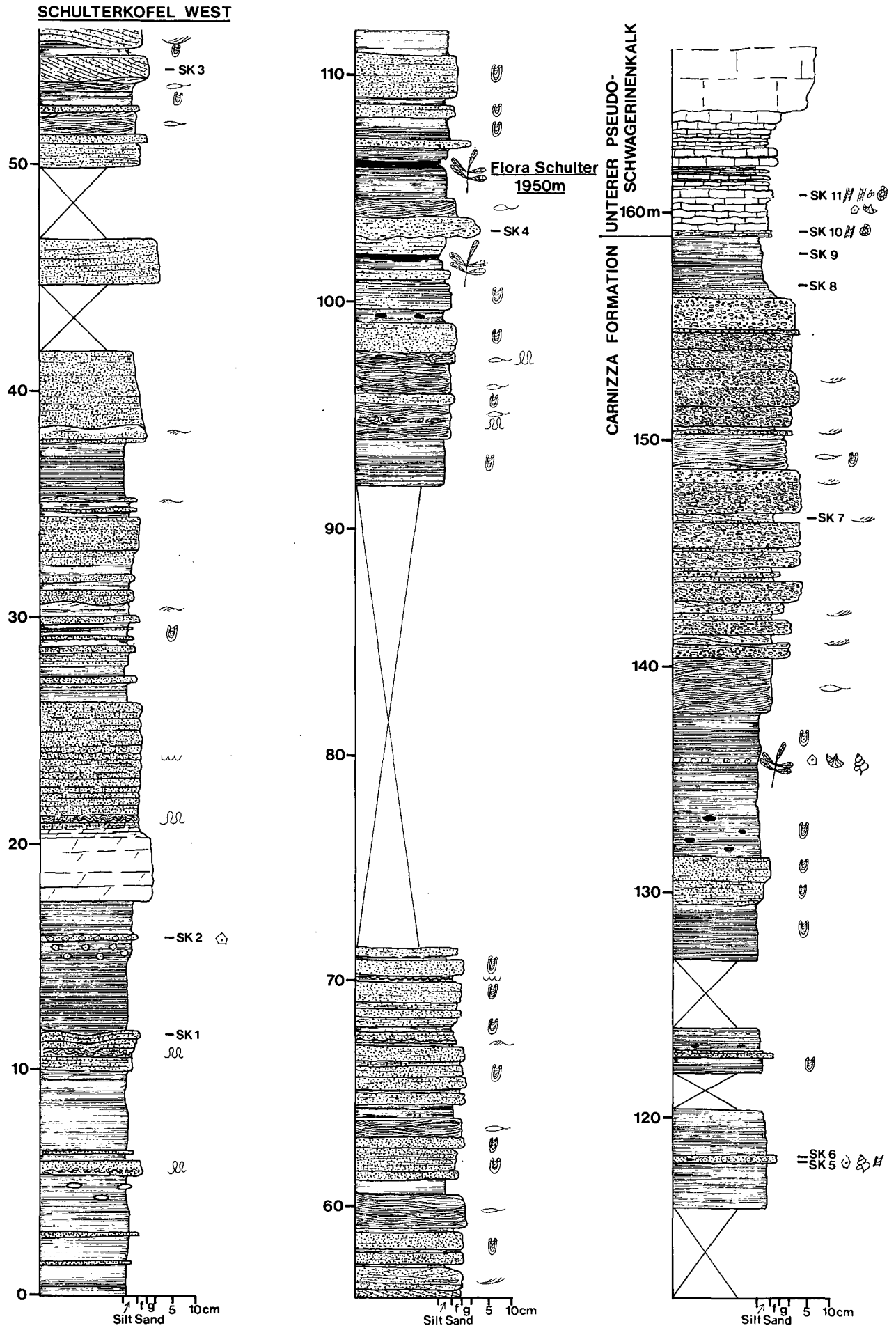


Abb. 34. Profil durch die Carnizza-Formation (obere kalkarme Schichtgruppe) mit Übergang in den Unteren Pseudoschwagerinenkalk an der Westseite des Schulterkofels. Zur Lage des Profils siehe Abb. 14, Legende Abb. 17.

Kronalpe. Während der Basiskalk der Auernig-Formation an der NW-Seite der Kronalpe rund 15 m mächtig ist und im mittleren Bereich eine massige Algenmound-Fazies aufweist, dünnt dieser Kalk nach S auf einer Erstreckung von rund 300 m auf eine Mächtigkeit von nur mehr rund 2 m aus, wobei die massige Algenmound-Fazies vollkommen auskeilt (siehe Profile Abb. 27 und Abb. 30). Die rund 2 m mächtigen, dünngebankten Kalke setzen sich aus Wackestones und Packstones zusammen (siehe auch KRAINER, 1990f,g).

Viele aus den USA beschriebene Algenmounds weisen eine ganz ähnliche Form auf. Es sind flache, biostromale Körper mit großer lateraler Erstreckung (oft über viele km), geringer Mächtigkeit von meist nur wenigen Zehnermetern (siehe CHOQUETTE, 1983) und sehr selten steileren Flanken bis max. etwa 30° (z.B. Yucca-Mound, TOOMEY et al., 1977).

Allerdings zeigen die häufig während einer regressiven Phase entstandenen jungpaläozoischen Algenmounds der USA einen anderen Aufbau als jene der Auernig-Gruppe. Die Algenmound-Fazies wird nämlich häufig von hochenergetischen Grainstones überlagert und viele Algenmounds wurden im Zuge der Regression überhaupt freigelegt (Emersionshorizonte), was zu entsprechender vadoser Diagenese und damit verbundener Entstehung sekundärer Porosität und Breccienbildung führte (WILSON, 1967; MAZULLO & CYS, 1979; HECKEL, 1983; ROYLANCE, 1990). WILSON (1975) hat daraus ein Algenmound-Modell abgeleitet: Die Algenmound-Entwicklung setzt mit einem „basal bioclastic micrite pile“ ein, darüber folgt die „algal plate micritic core facies“ (=eigentliche Algenmound-Fazies), entstanden unterhalb der Wellenbasis in ruhigem Wasser. Durch das Hineinwachsen der Algenmounds in die aktive Wellenzone entsteht eine „crestal boundstone“-Fazies mit inkrustierenden Foraminiferen und *Tubiphytes*. Durch das wiederholte Hineinwachsen des Algenmounds in die aktive Wellenzone kommt es auch zur Aufarbeitung und Umlagerung von organischem Material vom Top des Mounds zu dessen Flanken, es entsteht eine „flanking bed facies“. Viele Mounds werden schließlich von hochenergetischen Grainstones („capping bed of shoal grainstone“) überlagert.

Algenmounds, die nach diesem Modell aufgebaut sind, hat BOECKELMANN (1985) aus der Pizzul-Formation westlich des Rudnig-Sattels beschrieben. Nach eigenen Untersuchungen zeigen jedoch die Algenmounds der Auernig-Gruppe einen vom Wilson-Modell abweichenden Aufbau.

Über einer „Bioakkumulationsphase“ in Form dünngebankter, oft dichtgepackter Kalke mit eingeregelter Algenfragmenten (MF-Typ B,C) folgt die Algenmound-Fazies mit Algenmikriten (MF-Typ E, Algen z.T. in Lebensstellung, „Biokonstruktionsphase“), die häufig mit Biomikriten, die reich an sessilen Foraminiferen, *Tubiphytes* und mikritischen Blau-Grünalgen sind (Bindstone, MF-Typ D), wechsellagern. Scheinbar wurde das Mound-Wachstum immer wieder durch leichte Strömung gestört und unterbrochen. Beginnende Regression führte schließlich zur endgültigen Unterbrechung des Mound-Wachstums, leichte Strömung führt wieder zu einer Anhäufung von organischem Material, vor allem Algenbruchstücken, die teilweise von inkrustierenden Organismen stabilisiert werden, es entstehen wieder dünngebankte Kalke („Bioakkumulationsphase“, MF-Typ B,C). Einsetzende Schüttung von feinklasti-

ischem Material verhindert schließlich jede weitere Kalkproduktion, die dünngebankten Kalke werden von Siltsteinen oder feinkörnigen Sandsteinen überlagert.

Bezüglich der die Mounds aufbauenden Algenflora bestehen auch gewisse Unterschiede. Codiaceen (*Javanovia*, *Eugonophyllum*) scheinen neben *Archaeolithophyllum*, *Epimastopora*, *Anchicodium* und *Archaeolithoporella* am Aufbau der jungpaläozoischen Algenmounds im SW der USA eine besondere Rolle zu spielen (WEST, 1988; siehe auch HECKEL & COCKE, 1969; TOOMEY et al., 1977; WILSON, 1975; CHOQUETTE, 1983).

In den Auernigschichten dominieren dagegen *Anthracoporella spectabilis* (häufig in Lebensstellung), *Archaeolithophyllum missouriense* und *Epimastopora*.

Nach übereinstimmender Auffassung bilden sich die Algenmounds im flachen Schelf unterhalb der aktiven Wellenzone, d.h. unterhalb der Sturmwellenbasis, in gut durchlüftetem Wasser bei fehlender klastischer Einschüttung. Unter diesen Bedingungen wird der Untergrund von phylloiden Algen besiedelt (WRAY, 1964, 1968), wobei es häufig zu einem massenhaften Algenwachstum kommt (TOOMEY, 1976). Neben den genannten Faktoren scheint auch die Topographie des Meeresbodens eine Rolle zu spielen. HECKEL & COCKE (1969) vertreten die Auffassung, daß sich Algenmounds auf flachen Untiefen bildeten. SCHATZINGER (1983) berichtet aus West-Texas, daß sich phylloide Algenmounds z.T. in geschützten Bereichen hinter wellenresistenten Schwamm-Bryozoenmounds entwickelten.

Die Kalkhorizonte und darin entwickelten Algenmounds nehmen innerhalb der in der Corona-, Auernig- und Carnizza-Formation ausgeprägten Zyklen jeweils eine ganz bestimmte Position ein, sie sind immer eingeschaltet in feinklastischen Sedimenten des offenen Schelfes und markieren jeweilige Meeresspiegelhöchststände. Eine gewisse Bedeutung kommt dabei den geringmächtigen fossilführenden Silt/Sandsteinbänken (MF-Typ A) an der Basis mächtigerer Kalkhorizonte zu (siehe Diskussion in Kap. 4.2.5.).

4.2.4. Sedimentpetrographie (Sandsteine) der Auernig-Gruppe

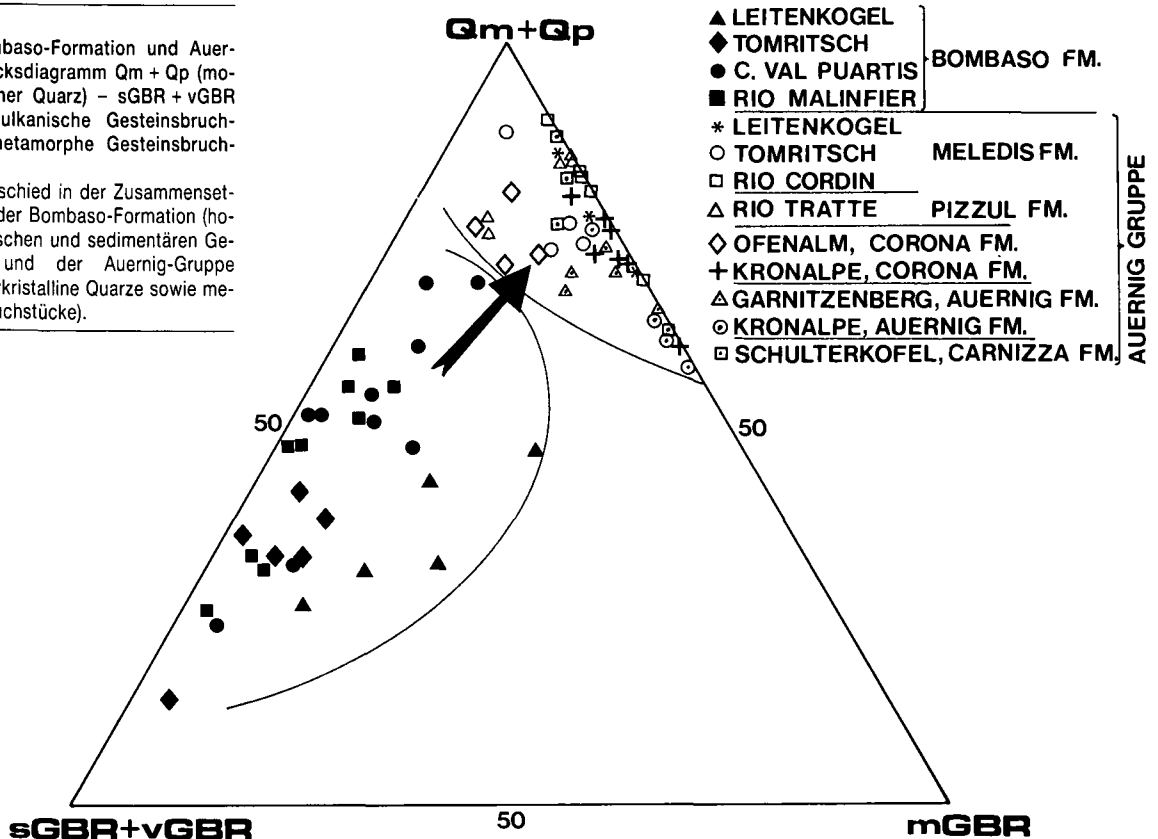
Die Sandsteine der Auernig-Gruppe unterscheiden sich hinsichtlich ihrer Zusammensetzung und textuellen Eigenschaften deutlich von den Sandsteinen der Bombaso-Formation, worauf schon hingewiesen wurde (siehe Tab. 5 und Abb. 35).

Die Sandsteine der Auernig-Gruppe sind besser gerundet und sortiert und durch einen hohen Gehalt an mono- und polykristallinen Quarzen metamorpher Herkunft charakterisiert (Tab. 5). Auch metamorphe Gesteinsbruchstücke, vor allem Quarz-Glimmer-Verwachsungen, sind recht häufig. Bis auf Kieselschiefer- und Lyditkomponenten, die in einigen Sandsteinen der Pizzul- und Corona-Formation teilweise in höheren Gehalten auftreten, fehlen sedimentäre Gesteinsbruchstücke fast vollkommen. Auch vulkanische Gesteinsbruchstücke, laut FONTANA & VENTURINI (1982) in geringen Prozentsätzen vorhanden, konnten in den untersuchten Proben nicht festgestellt werden. Die Gehalte an detritischen Feldspäten liegen durchwegs unter 5 %. Detritische Glimmer (v.a. Muskowit) sind besonders in feinkörnigen Sandsteinen mit Hummocky-Schrägschichtung oft in beträchtlicher Menge (bis rund 18 %) ent-

Abb. 35.

Sandsteine der Bombaso-Formation und Auernig-Gruppe im Dreiecksdiagramm Qm + Qp (mono- und polykristalliner Quarz) – sGBR + vGBR (sedimentäre und vulkanische Gesteinsbruchstücke) – mGBR (metamorphe Gesteinsbruchstücke).

Deutlich ist der Unterschied in der Zusammensetzung der Sandsteine der Bombaso-Formation (hoher Gehalt an vulkanischen und sedimentären Gesteinsbruchstücken) und der Auernig-Gruppe (hpts. mono- und polykristalline Quarze sowie metamorphe Gesteinsbruchstücke).



halten. Akzessorisch konnten Zirkon, Turmalin und Apatit festgestellt werden, auch diagenetisch gebildeter Pyrit und andere opake Mineralphasen sind vorhanden. Der Matrixgehalt ist sehr gering, durchwegs deutlich unter 5 % und teils diagenetischen Ursprungs (v.a. diagenetischer Abbau von detritischen Glimmern und Feldspäten). Die Sandsteine sind häufig karbonatisch zementiert, Karbonatzement ist meist grobspätig (poikilitisch) und verdrängt randlich Quarz. Auch authigene Quarzanwachssäume sind nicht selten. Grobkörnige Sandsteine sind mitunter nur durch Quarzanwachssäume zementiert. Allerdings sind die authigenen Quarzanwachssäume aufgrund des Fehlens schmutziger Tonräume um die detritischen Quarzkörner meist nicht sichtbar. Dadurch und durch die Verdrängung von Quarz durch Karbonatzement ist in vielen Fällen der ursprüngliche Rundungsgrad der einzelnen Komponenten nicht mehr feststellbar.

Generell sind die Sandsteine der Auernig-Gruppe als mäßig bis gut sortierte lithische Arenite und Sublitharenite zu bezeichnen. Der Rundungsgrad bewegt sich, soweit feststellbar, zwischen subgerundet und gerundet, in feinkörnigen Sandsteinen sind die Komponenten meist schlechter gerundet.

Einzelne Lithofaziestypen lassen sich auch hinsichtlich ihrer Zusammensetzung auseinanderhalten (siehe Abb. 36 und Tab. 5).

Grobkörnige, schräggeschichtete oder horizontalgeschichtete Sandsteine sind in der Regel sehr quarzreich, enthalten weder detritische Glimmer, noch Matrix noch Karbonatzement und sind durch sekundäre Quarzanwachssäume zementiert (Sandsteintyp 1; Taf. 7, Fig. 3).

Dünne Sandsteinbänke, teilweise mit Hummocky-Schrägschichtung, eingeschaltet in Siltsteinen, sind meist stark karbonatisch zementiert, weisen einen mä-

ßig hohen Anteil an detritischen Glimmern auf und sind fast matrixfrei (Sandsteintyp 2; Taf. 7, Fig. 4).

Schräggeschichtete Sandsteine (teilweise Hummocky-Schrägschichtung), mittel- bis grobkörnig, sind teilweise nicht karbonatisch zementiert, zeigen geringe Gehalte an feinkörniger Matrix und eine mäßige Glimmerführung (Sandsteintyp 3).

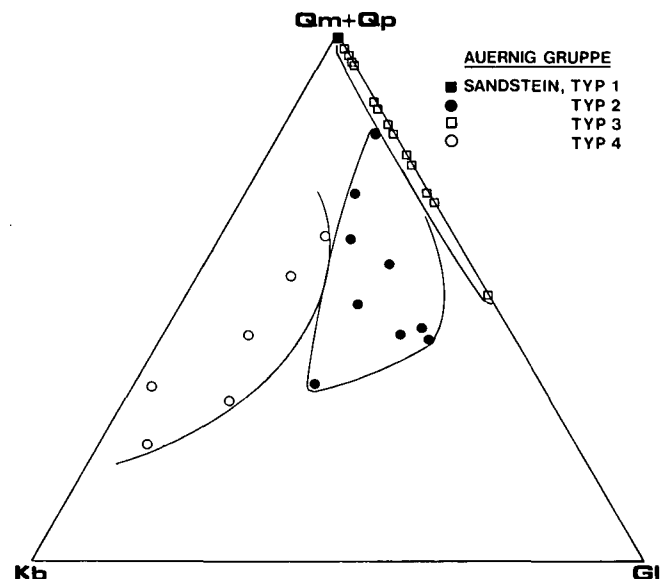


Abb. 36.

Sandsteine der Auernig-Gruppe im Dreiecksdiagramm Qm + Qp (mono- und polykristalliner Quarz) – Kb (Karbonatzement) – Gl (detritische Glimmer). Aufgrund des unterschiedlichen Gehaltes an Karbonatzement und detritischen Glimmern lassen sich innerhalb der Auernig-Gruppe 4 Sandsteintypen auseinanderhalten, die jeweils auf bestimmte Lithofaziestypen beschränkt sind (Erläuterungen im Text).

Tabelle 5.

Petrographische Zusammensetzung untersuchter Sandsteine der Bombaso-Formation und Auernig-Gruppe. Qm = monokristalliner Quarz; Qp = polykristalliner Quarz; mGBR = metamorphe; vGBR = vulkanische gesteinsbruchstücke; sGBR = sedimentäre Gesteinsbruchstücke; Fsp = detritische Feldspäte; Gl = detritische Glimmer; Z = Zement M = Matrix. In Klammer Anzahl der untersuchten Proben.

	Qm	Qp	mGBR	vGBR	sGBR	Kieselsch.	Fsp	Gl	Z	M
Bombaso-Formation										
Leitenkogel (5)	13,3	15,3	17,4	1,3	21,0	12,5	2,4	2,0	—	14,6
Tomritsch (5)	8,2	16,6	4,6	3,2	15,0	31,2	1,2	—	—	20,0
Cima Val di Puartis (10)	19,6	13,8	5,3	—	6,1	22,0	1,3	0,1	31,6	0,2
Rio Malinfier (10)	18,7	13,1	3,6	—	19,1	16,5	0,6	0,2	28,1	—
Auernig-Gruppe										
Gesamt (38)	20,7	43,0	17,1	—	0,1	3,5	2,1	6,2	4,4	2,9
Sandstein, Typ 1	20,1	53,2	10,7	—	—	12,6	1,8	0,7	—	0,8
Sandstein, Typ 2	19,6	40,2	18,0	—	—	0,8	2,0	11,1	4,3	4,0
Sandstein, Typ 3	22,1	47,1	18,9	—	0,6	2,0	2,0	3,4	—	3,9
Sandstein, Typ 4	22,6	27,9	21,5	—	—	0,3	3,0	4,2	19,8	0,7

Charakteristisch ist die Zusammensetzung fein- bis mittelkörniger Sandsteine mit Hummocky-Schrägschichtung. Diese sind fast durchwegs durch einen hohen Gehalt an detritischen Glimmern (bis zu rund 18 %) charakterisiert (Taf. 7, Fig. 5,6). Ein geringer Matrixanteil ist ebenfalls vorhanden, teilweise sind diese Sandsteine karbonatisch zementiert (Sandsteintyp 4).

Die Zusammensetzung der Sandsteine weist auf Aufarbeitung eines metamorphen Gesteinskomplexes hin (mono- und polykristalliner Quarz, metamorphe Gesteinsbruchstücke, detritische Feldspäte und vor allem die vielen detritischen Glimmer). Aufgearbeitete Kieselschiefer- und Lyditkomponenten weisen darüberhinaus auch auf teilweise Aufarbeitung und Umlagerung älterer Sedimente (Hochwipfel und Dimon-Formation), doch der oft recht hohe Anteil an detritischen Glimmern läßt überwiegend auf eine direkte Aufarbeitung eines metamorphen Gesteinskomplexes schließen.

Schwermineraluntersuchungen von FENNINGER & STATTEGGER (1977) an Proben des Auernig und des Garnitzenprofils (hpts. aus der Auernig-Formation stammend) ergaben ein SM-Spektrum aus Turmalin, Zirkon, Brookit/Leukoxen und in feinkörnigen Sedimenten zusätzlich Chloritoid. Daraus haben die genannten Autoren ein plutonisches und niedrigmetamorphes Liefergebiet abgeleitet.

Abschließend sei noch festgehalten, daß die Sandsteine innerhalb der Auernig-Gruppe keine wesentlichen Unterschiede zeigen und daß die genannten Sandsteintypen in allen Formationen vertreten sind.

4.2.5. Aufbau und Ursachen der „Auernig-Zyklothema“

Die beschriebenen Faziestypen bilden im oberen Teil der Corona-Formation sowie in der Auernig- und Carnizza-Formation ausgeprägte zyklische Abfolgen (siehe Abb. 32, 33) (KRAINER, 1991).

Ein Idealzyklus (Abb. 37, 38) setzt über einer Erosionsdiskordanz an der Basis mit der Konglomeratfazies (Strandbereich und oberer Vorstrandbereich, ?Delta) ein, geht nach oben über in eine grobkörnige, schräggeschichtete Sandsteinfazies (oberer Vorstrandbereich), in feinkörnige, hummocky-schräggeschichtete

Sandsteine (unterer Vorstrandbereich), und schließlich in bioturbate Siltsteine und Karbonate des offenen Schelfes, abgelagert unterhalb der Sturmwellenbasis. Diese fining-upward-Abfolge entspricht einer transgressiven Sequenz, die auf einen relativen Meeresspiegelanstieg und einer damit verbundenen Verlagerung der Küste landeinwärts zurückzuführen ist.

Entwickelt sind auch coarsening-upward- oder regressive Zyklen, die eine umgekehrte Abfolge zeigen: über der Karbonat- und Siltsteinfazies folgt die hummocky-schräggeschichtete Sandsteinfazies, darüber die grobkörnige Sandsteinfazies und schließlich wieder die Konglomeratfazies. Diese regressive Abfolge ist auf eine relative Meeresspiegelabsenkung, verbunden mit einem Progradieren der grobkörnigen Küstenfazies zurückzuführen. Innerhalb der regressiven Sequenzen fehlt teilweise die grobkörnige Sandsteinfazies und die

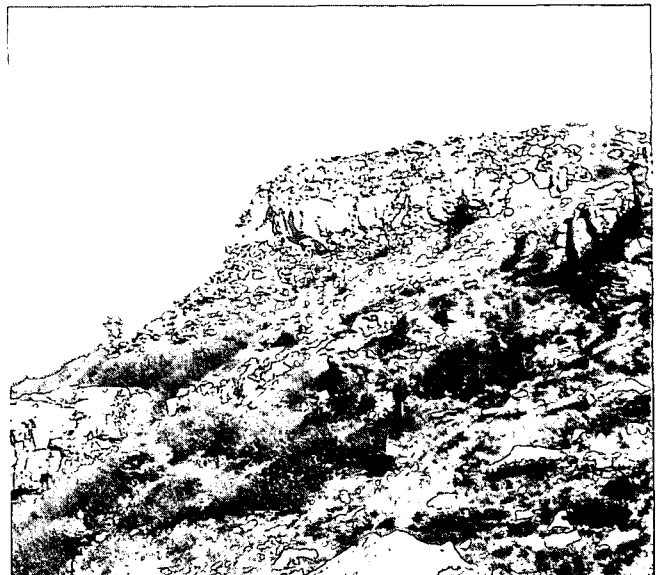


Abb. 37. Transgressive Abfolge eines „Auernig-Zyklothems“, aufgeschlossen auf der Westseite der Krone.

Die Abfolge beginnt mit Konglomeraten an der Basis, die nach oben in feinkörnige Sandsteine und Siltsteine übergehen und von einem rund 13 m mächtigen fossilreichen Kalkkomplex überlagert werden (siehe Abb. 38, Erläuterungen im Text).

Konglomeratfazies folgt mit erosiver Grenze über hummocky-schräggeschichteten Sandsteinen. Die grobkörnige Sandsteinfazies wurde vermutlich durch die starke Wellenerosion im Zuge der Regression erodiert.

Im Sinne der Sequenzstratigraphie (VAIL et al., 1977; VAN WAGONER et al., 1988; POSAMENTIER & VAIL, 1988; ALLEN & ALLEN, 1990) lassen sich die trans- und regressiven Zyklen in folgende Parasequenzen gliedern (siehe Abb. 38):

- a) In einen „shelf margin system tract“ an der Basis, durch die Konglomeratfazies repräsentiert, die mit einer Erosionsdiskordanz ältere, feinkörnigere Sedimente überlagert. Diese Erosionsdiskordanz („type 2 sequence boundary“ sensu VAN WAGONER et al., 1988) markiert eine rasche Meeresspiegelabsenkung, gefolgt von einer progradierenden grobklastischen Sedimentation als Folge eines beginnenden Meeresspiegelanstieges. Die am Top der Konglomeratfazies mitunter entwickelten feinkörnigen Sedimente mit fossilen Pflanzenresten und dünnen Kohlelagen sind ein häufiges Merkmal für solche „shelf margin system tracts“ (POSAMENTIER & VAIL, 1988).
- b) Nachfolgender Anstieg des Meeresspiegels führt zum Aufbau eines „transgressive system tract“ in Form der grobkörnigen Sandsteinfazies, der hummocky-schräggeschichteten Sandsteinfazies und der bioturbaten Siltsteinfazies. Die Grenze („transgressive surface“) zwischen dem „shelf margin system tract“ und dem „transgressive system tract“ ist nicht scharf ausgebildet.

Die Grenze zum überlagernden „highstand system tract“, markiert durch das „surface of maximum flooding“,

flooding“, bilden die häufig an der Basis von Kalkabfolgen entwickelten geringmächtigen, fossilführenden Silt/Sandsteinbänke. Möglicherweise steckt in diesen Lagen auch die „condensed section“.

- c) Der relative Meeresspiegelhochstand wird durch die Karbonatfazies, überlagernde Siltsteinfazies und hummocky-schräggeschichtete Sandsteinfazies, die bereits die beginnende Regression anzeigen, markiert („highstand system tract“). Die Karbonate gelangten vermutlich während der relativen Meeresspiegelhöchststandes und fehlender klastischer Sedimentation.

In Sequenzen, in denen keine Karbonathorizonte entwickelt sind, wird das „surface of maximum flooding“ und die Stillstandsphase vermutlich durch Brachiopodenschillagen angezeigt.

Nachfolgende rasche Meeresspiegelabsenkung führt zu einer leichten Erosionsdiskordanz, und mit Konglomeraten des „shelf margin system tract“ setzt das nächste Zyklotem ein.

Diese trans- und regressiven Zyklen innerhalb der Auernig-Gruppe hat KAHLER (1955) als „Auernig-Rhythmus“ bezeichnet. Ähnliche zyklische Abfolgen sind aus dem Oberkarbon und Unterperm der nördlichen Hemisphäre weit verbreitet, vor allem im Jungpaläozoikum des amerikanischen Mittelwestens gut untersucht (z.B. WELLER, 1930; MOORE, 1936, 1964; BEERBOWER, 1961; CHRONIC, 1964; WILSON, 1967; DRIESE & DOTT, 1984; MACK & JAMES, 1986; ROSS & ROSS, 1988) und werden seit WANLESS & WELLER (1932) als „Zykloteme“ bezeichnet.

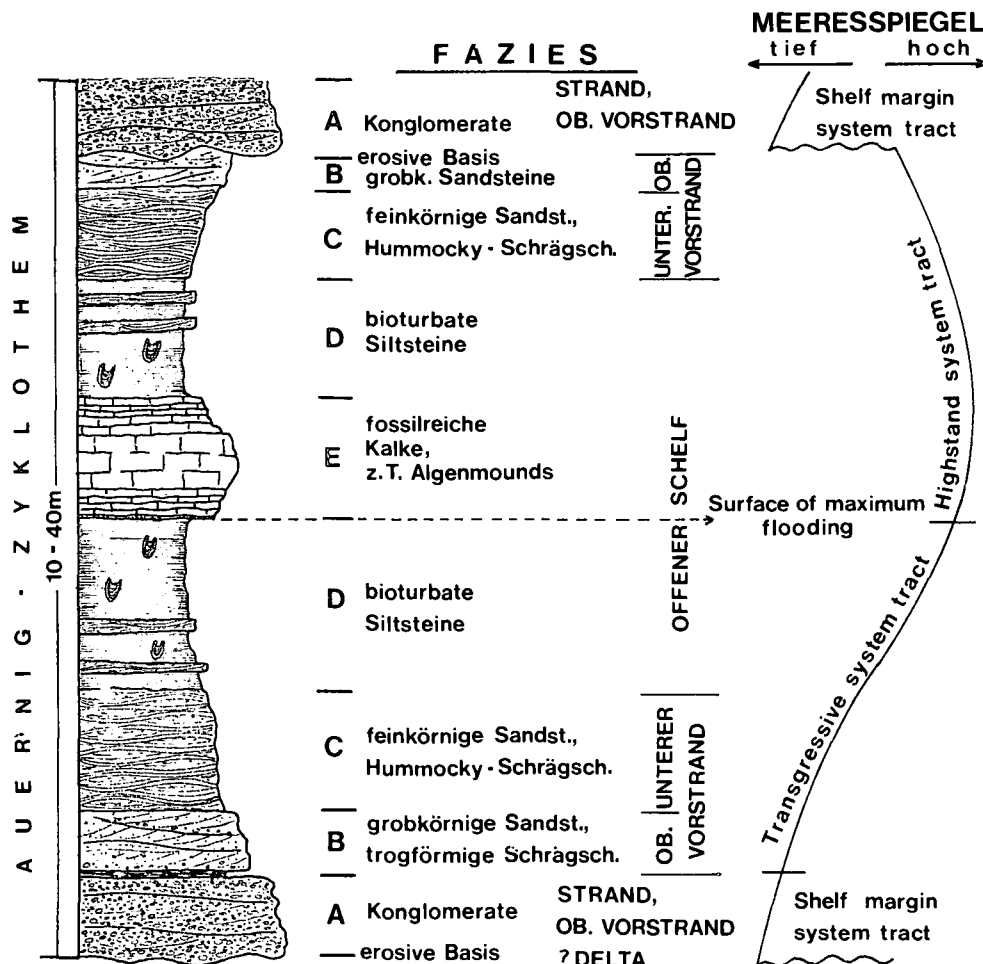


Abb. 38. Idealprofil durch ein „Auernig-Zyklotem“ mit Faziesinterpretation und hypothetischem Verlauf der Meeresspiegelkurve. Erläuterungen im Text.

Die Entstehung solcher Zykllotheme aus dem Oberkarbon der USA haben bereits WANLESS & SHEPARD (1936) mit der Gondwana-Vereisung in Verbindung gebracht.

Tatsächlich treten ausgeprägte zyklische Sedimente auf der nördlichen Hemisphäre genau in jenem Zeitabschnitt auf, in dem die Südhalbkugel von einer ausgedehnten Vereisungsphase erfaßt wurde. Diese dauerte etwa vom Namur bis in das untere Mittelperm, also rund 80 Mill. Jahre und erreichte ihren Höhepunkt im Oberkarbon. Im Unterperm erfolgte ein rascher Rückgang der Vereisung (CROWELL, 1978).

Die Zyklendauer liegt im Oberkarbon der USA bei 40.000 bis 120.000 Jahren und 235.000 bis 400.000 Jahren, übergeordnete Zyklen liegen bei 1.2 bis 4 Mill. Jahren (ROSS & ROSS, 1985; HECKEL, 1986).

Diese im Jungpaläozoikum auf der nördlichen Hemisphäre weit verbreiteten Zyklen werden heute allgemein mit Meeresspiegelschwankungen, ausgelöst durch das Anwachsen und Abschmelzen größerer Eismassen als Folge von Klimaschwankungen während der Gondwana-Vereisung, erklärt (HECKEL, 1986; ROSS & ROSS, 1985, 1988; BUSCH & ROLLINS, 1984; MACK & JAMES, 1986; VEEVERS & POWELL, 1987).

Die Zyklendauer der „Auernig-Zykllotheme“ kann nur grob geschätzt werden. Ausgehend von einer Zeitdauer des Gzhels (290–295 Mill. Jahre, HARLAND et al., 1990) von rund 5 Mill. Jahren (= oberer Teil der Pizzul-Formation, Corona-, Auernig- und Carnizza-Formation) ergibt sich für die 15 Zykllotheme der Auernig- und tieferen Carnizza-Formation, die eine Zeitspanne von max. 1,5–2 Mill. Jahre repräsentieren, eine durchschnittliche Zyklendauer in der Größenordnung von rund 100.000 Jahren. Nach MASSARI & VENTURINI (1990a) liegt die durchschnittliche Zyklendauer der „Auernig-Zykllotheme“ bei rund 40.000 Jahren.

Diese Daten fügen sich gut in die aus dem Oberkarbon der USA angegebenen Werte, die bei 40.000–120.000 Jahren und 235.000–400.000 Jahren liegen (HECKEL, 1986; ROSS & ROSS, 1985).

Zurückgeführt wird die Entstehung solcher Zyklen auf Klimaschwankungen, ausgelöst durch Variationen in den Erdumlaufparametern mit folgenden Perioden: 21.000 Jahre (Präzession des Äquinoktium), 41.000 Jahre (Neigung der Erdachse), 100.000 und 413.000 Jahre (Exzentrizität). Die Zusammenhänge zwischen diesen periodischen Variationen und den Klimaschwankungen innerhalb der letzten 1 Mil. Jahre hat erstmals MILANKOVITCH erkannt und aufgezeigt („Milankovitch-Zyklen“).

Die Auernig-Zykllotheme sind mit ziemlicher Sicherheit auf glazio-eustatische Meeresspiegelschwankungen zurückzuführen, ausgelöst durch Klimaschwankungen und einem damit verbundenen zyklischen Abschmelzen und Anwachsen der Gondwana-Eismassen auf der Südhalbkugel. Ob es sich dabei um echte „Milankovitch-Zyklen“ handelt, ist allerdings kaum nachweisbar (vgl. ALGEO & WILKINSON, 1988).

Daß die einzelnen Auernig-Zykllotheme nicht immer vollständig und ideal ausgebildet sind, daher auch keine Markov-Ketten bilden (FLÜGEL, 1971), hängt mit lokalen, synsedimentären tektonischen Bewegungen zusammen, die zu einer Überprägung einzelner Zyklen geführt haben (siehe auch MASSARI & VENTURINI, 1990a). Schließlich sei noch festgehalten, daß sich in den Kar-

nischen Alpen die zyklische Sedimentation im Unterperm (Rattendorfer Gruppe) fortsetzt.

4.2.6. Fossile Pflanzenreste und Makrofloren-Zonen der Bombaso-Formation und Auernig-Gruppe

Aus der Auernig-Gruppe hat erstmals HÖFER (1869) im Bereich Ofenalm/Kronalpe eine größere Kollektion fossiler Pflanzenreste aufgesammelt, aus der UNGER (1870) 19 Taxa bestimmen konnte. In der Zwischenzeit sind von mehr als 30 Lokalitäten innerhalb der Bombaso-Formation und Auernig-Gruppe fossile Pflanzenreste bekannt (FRITZ & BOERSMA, seit 1980, siehe Zusammenfassung in FRITZ, BOERSMA & KRÄINER, 1990), wobei FRITZ & BOERSMA (1990) bisher insgesamt 93 verschiedene Taxa (21 Equisetophyta, 11 Lycophyta, 53 Filicophyta, Pteridospermae und Pteridophylla sowie 8 Cordaitospermae) bestimmt haben.

Diese reichhaltige Flora enthält auch eine Reihe von stratigraphisch wichtigen Charakter- und Leitarten: *Alethopteris bohémica*, *Aphlebia elongata*, *Asterotheca sternbergii*, *Callipteridium gigas*, *C. pteridium*, *Neuropteris cordata*, *N. scheuchzeri*, *Odontopteris alpina*, *O. brardii*, *O. cantabrica*, *O. minor*, *Pachytesta gigantea*, *Pecopteris arborescens*, *P. candolleana*, *P. feminaeformis*, *P. oreopteridia*, *P. schlotheimii*, *Poa-Cordaites linearis*, *Pseudomaclipteris busquetii*, *Sigillaria brardii*, *Sphenophyllum alatifolium*, *Sp. angustifolium*, *Sp. longifolium*, *Sp. oblongifolium*, *Sp. thonii* var. *minor*, *Taeniopteris jejuna* und *T. multinervis*.

Einen wesentlichen Fortschritt brachten die seit einigen Jahren gemeinsam mit Prof. FRITZ (Klagenfurt) getätigten profilmäßigen Aufsammlungen fossiler Pflanzenreste. Diese Untersuchungen haben zu folgenden Ergebnissen geführt (siehe Abb. 39):

- Fossile Pflanzenreste sind über die gesamte Abfolge der Bombaso-Formation und Auernig-Gruppe verteilt, finden sich in allen Formationen der Auernig-Gruppe.
- Von fast allen pflanzenfossilführenden Lokalitäten ist die genaue stratigraphische Position innerhalb der Abfolge bekannt.
- Die Flora ändert sich innerhalb der Bombaso-Formation und Auernig-Gruppe.
- Die einzelnen Makrofloren-Zonen können mit Hilfe der Fusulinenstratigraphie in die marine Standardgliederung eingebunden werden.

Innerhalb der Bombaso-Formation und Auernig-Gruppe können sämtliche von WAGNER (1984) für das Stefan (Cantabrium, Barruelium, Stefan B und Stefan C) angeführten Makrofloren-Zonen nachgewiesen werden (siehe auch FRITZ, 1992; FRITZ & KRÄINER, 1991):

- ***Odontopteris cantabrica*-Zone** (Cantabrium), vor allem repräsentiert durch die Flora Tomritsch 1,2 aus der Bombaso-Formation des Tomritsch-Rückens. Die Flora enthält die für diese Zone wichtigen Taxa *Sphenophyllum oblongifolium*, *Callipteridium pteridium* und *Odontopteris brardii* sowie reichlich *Linopteris neuropteroides* und auch *Neuropteris scheuchzeri* (FRITZ & BOERSMA, 1986a; BERGER, 1960).
- ***Lobopteris lamuriana*-Zone** (Barruelium) mit den Floren Lanzensattel (Pso. Cason di Lanza) und Zollnersee 2,3 (Meledis-Formation), charakterisiert durch *Sphenophyllum oblongifolium*, *Alethopteris bohémica*, *Callipteridium pteridium* und *Odontopteris brardii*, so-

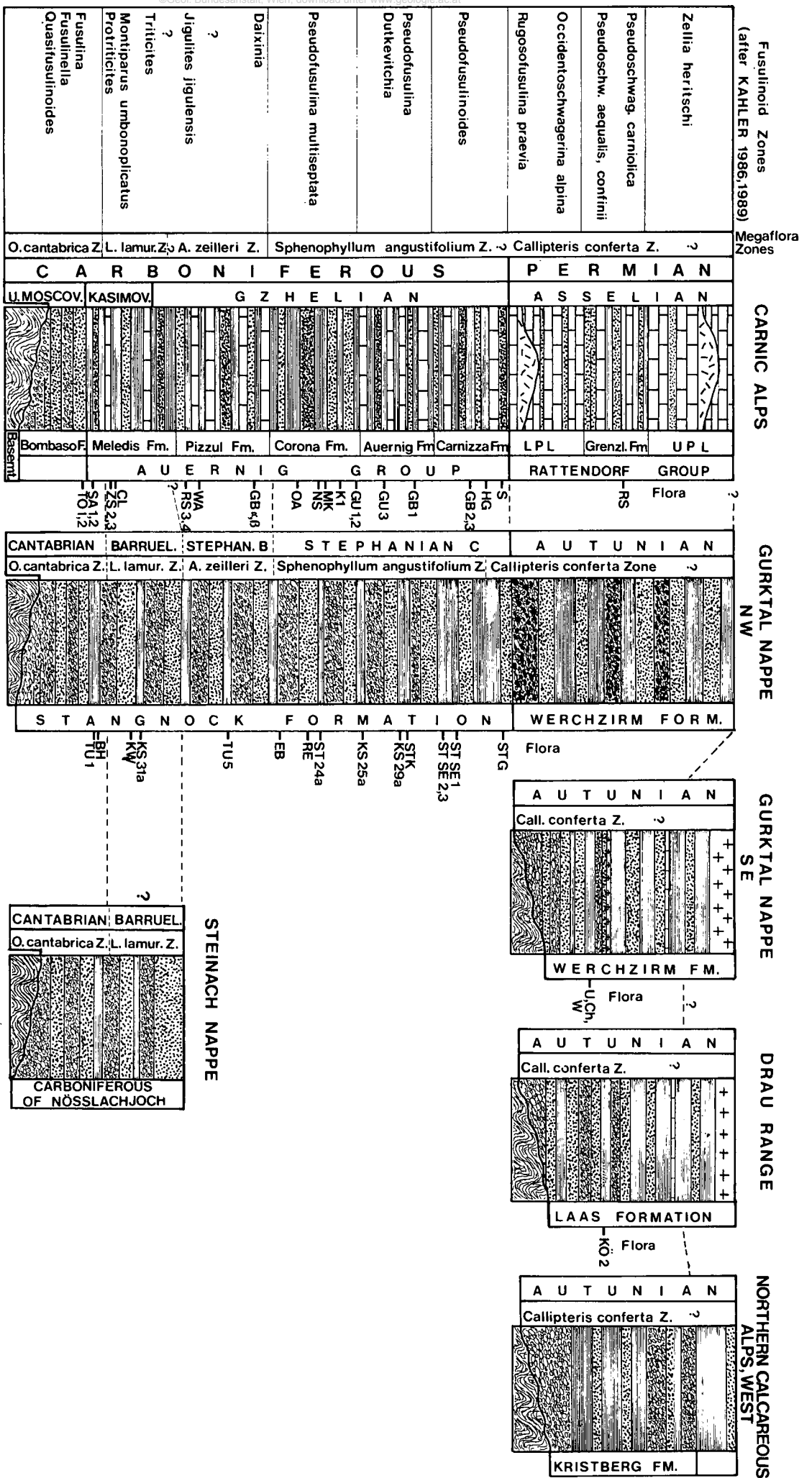


Abb. 39.

Korrelation des süd- und ostalpinen Oberkarbon/Unterpenn (Stetan/Autun) mit Megafloren-Zonen. Die Position der stratigraphisch wichtigen Florenhorizonte in den schematischen Profilen ist angegeben.

Karnische Alpen: Fundpunkt TO 1,2 = Tomitsch 1,2; SA 1,2 = Straniger Alm 1,2; ZS 2,3 = Zollnersee 2,3; CL = Passo Cason di Lanza/Lanzensattel; RS 3,4 = Rudnigsattel-Süd 3,4; WA = Watschiger Alm; GBα,β = Garntzenberg-Südost α, β; OA = Ofenalm; NS = Nafeldsattel; MK = Madrischenkopf; K 1 = Krone 1; GU 1,2 = Gugga 1,2; GU 3 = Gugga 3; GB 1 = Garntzenberg 1; GB 2,3 = Garntzenberg 2,3; HG = Hüttengraben; S = Schuller; RN = Rudnigsattel-Nord.

Gurktaler Decke NW: TU 1 = Turrach 1; BH = Brunnabhöhe; KW = Königstuhl-West; KS 31a = Königstuhl 31a; TU 5 = Turrach 5; EB = Eberhart, Sammlung Ebermann; RE = Reibbeck; ST 24a = Stangnock 24a; KS 29a = Königstuhl 29a; STK = Stangnock-Kohleschurf; ST SE 2,3 = Stangnock-Südost 2,3; ST SE 1 = Stangnock-Südost 1; STG = Stangnock-Gipfel.

Gurktaler Decke SE: W = Wunderstätten; U = Ulrichsberg; Ch = Christofberg.

Drauzug: KO 2 = Kötschnach 2; die entsprechenden Florenlisten sind in FRITZ, BOERSMA & KRÄNER, 1990 aufgelistet.

wie *Pecopteris feminaeformis*, die erst an der Grenze Cantabrium/Barruelium einsetzt.

- **Alethopteris zeilleri-Zone** (Stefan B) mit den Floren Rudnigsattel-Süd 3 und Watschiger Alm (höchste Meledis und Pizzul-Formation) mit den charakteristischen Formen *Sphenophyllum thonii* var. *minor* und *Taeniopteris jejuna*.
- **Sphenophyllum angustifolium-Zone** (Stefan C) mit folgenden wichtigen Floren: Gugga 3 (Auernig-Formation), Garnitzenberg 3, Schulter und Hüttengraben (Carnizza-Formation). Diese Floren enthalten die für diese Zone leitenden Formen *Sphenophyllum angustifolium* und *Pseudomariopteris busquetii*.

Florenelemente der *Callipteris conferta*-Zone (oberstes Stefan C/Autun) sind aus den Grenzlandbänken (Rattendorfer Gruppe) bekannt.

Nach WAGNER et al. (1977) und WAGNER & WINKLER PRINS (1985a,b) umfaßt die Stufe des Cantabrium nach der Fusulinenstratigraphie den höchsten Teil des Mjatchkovium (*Fusulina*, *Fusulinella*) und das tiefere Kasimovium (*Protriticites*, *Pseudotrivicites*). Entsprechend sind in den Karnischen Alpen die Bombaso-Formation und basale Meledis-Formation in das Cantabrium zu stellen, was auch durch die fossile Flora in dieser Abfolge bestätigt wird.

Das Barruelium entspricht ungefähr dem mittleren Kasimovium (WAGNER & WINKLER PRINS, 1985a,b), umfaßt also im wesentlichen die Meledis-Formation, eine

genauere Abgrenzung ist nicht möglich. Das Stefan B beschränkt sich im wesentlichen auf die Pizzul-Formation, während das Stefan C Corona-, Auernig- und Carnizza-Formation umfaßt.

Damit sind die für das Unterstefan eingeführten Stufen des Cantabrium und Barruelium (WAGNER et al., 1977, WAGNER & WINKLER PRINS, 1985a,b) durch die entsprechenden Makrofloren-Zonen auch in den Karnischen Alpen nachweisbar (Abb. 39).

Und da auch innerhalb der Stangnock-Formation und Werchzirm-Formation der Gurktaler Decke alle Megafloren-Zonen des Stefan/Autun nachweisbar sind, ist nun auch eine wesentlich genauere Korrelation der flachmarinen Abfolge der Karnischen Alpen mit der fluviatilen Abfolge der Gurktaler Decke möglich.

Demnach entspricht der tiefere Teil der Stangnock-Formation zeitlich der Bombaso- und Meledis-Formation (Oberes Moscovium-Kasimovium bzw. Cantabrium-Barruelium), der mittlere und höhere Teil der Pizzul-, Corona- und Auernig-Formation (Gzhelium bzw. Stefan B und C) und der oberste Teil der basalen Rattendorfer Gruppe (Grenzbereich Gzhelium/Asselium bzw. Stefan/Autun). Die Werchzirm-Formation ist entsprechend mit der Rattendorfer Gruppe (Asselium bzw. Autun) zu korrelieren (siehe Abb. 39), Grenzlandbänke und basale Werchzirmschichten zeigen eine sehr ähnliche Florenvergesellschaftung (*Callipteris conferta*-Zone). Allerdings ist die zeitliche Reichweite der Werchzirm-Formation nach oben mangels an Fossilien nicht bekannt.

5. Schlußdiskussion

Die variszische Orogenese in Europa ist auf die Kollision Gondwanas mit Laurussia zurückzuführen. Bezüglich der paläogeographischen und geotektonischen bzw. plattentektonischen Entwicklung der Varisziden Europas sind in den letzten Jahren eine Reihe von teilweise recht unterschiedlichen Modellen veröffentlicht worden, die die damit verbundene Komplexität klar zum Ausdruck bringen und zeigen, daß im Detail noch vieles ungelöst ist.

ZIEGLER (1982, 1984, 1986) erklärt die variszische Orogenese mit der Subduktion eines Ozeans (Proto-Tethys) und der stufenweisen Akkretion von Mikroplatten (von Gondwana wegdriftende „Terranes“) an den Südrand von Laurussia. Eine Kontinent-Kontinent-Kollision zwischen Gondwana und Laurussia im Visé-Namur („Sudetische Phase“) führte zur Entstehung eines Orogens vom „Himalaya-Typ“ und einer A-Subduktion am Nordrand der Normannisch-Mitteldeutschen Kristallinschwelle.

BEHR et al. (1984) sowie FRANKE & ENGEL (1988) (vgl. auch FRANKE, 1989; WEBER, 1984) deuten die Entstehung des Varisziden-Gürtels Europas als Folge von Subduktions-Kollisionsprozessen infolge Schließung eines rhenoherynischen Ozeans im N, eines südlich anschließenden saxothuringischen Ozeans und eines mediterranen Beckens (= „Massiv Central Ocean“ sensu MATTE, 1986) ganz im S im Zeitabschnitt Ober-Ordovizium-Karbon.

LORENZ & NICHOLLS (1984) diskutieren die Schließung eines variszischen Ozeans durch eine zweiseitige Subduktion im Oberkarbon.

Die genannten Modelle basieren alle auf der Existenz eines oder mehrerer, unterschiedlich breiter Ozeane, die durch die N-Drift Gondwanas vor allem im Zeitraum Oberdevon-Unterkarbon geschlossen werden, was die Auffaltung des variszischen Orogengürtels zur Folge hatte. Bei diesen Modellen wird Strike-Slip-Bewegungen während der variszischen Orogenese, wenn überhaupt, nur in untergeordnetem Maße Bedeutung zugemessen.

MATTE (1986) bringt die variszische Faltung ebenfalls mit der Schließung zweier ozeanischer Räume in Verbindung, allerdings soll es sich dabei nicht um große Ozeane gehandelt haben. Eine Subduktion einer Proto-Tethys vom Anden-Typus im Devon/Karbon im Sinne von ZIEGLER (1984) bzw. LORENZ & NICHOLLS (1984) wird von MATTE (1986) als unrealistisch betrachtet. Die variszische Deformation wird vielmehr als Folge der Kollision von kleinen Mikroplatten („Terranes“) mit dazwischenliegenden schmalen ozeanischen Räumen erklärt, die von Gondwana stammen und mit Laurussia kollidierten.

Nach BADHAM (1982) spielen Strike-Slip-Faults bzw. Strike-Slip-Bewegungen während der variszischen Orogenese eine wesentliche Bedeutung. Er deutet die Varisziden als „Strike-Slip-Orogen“, entstanden durch dextrale Bewegungen zwischen Europa (Laurussia) und Afrika (Gondwana) („Oblique Collision Model“). Transensions- und Transpressionsbewegungen führten zur Bildung von „Mikroplatten“ und kleinen ozeanischen Pull-Apart-Becken („Flysch-Becken“), die durch transpressive Bewegungen wieder geschlossen wurden.

NEUGEBAUER (1988, 1989) bringt die Entstehung des variszischen Orogengürtels mit der Schließung des außerhalb der Varisziden gelegenen Iapetus-Ozeans durch „Oblique-Subduktion“ und Kollision im Zuge der kaledonischen Orogenese (Schließung des NE-Iapetus), Acadischen Orogenphase (Schließung des zentralen Iapetus), der benachbarten Randbecken (variszische Orogenese) und des SW-Iapetus (Alleghenische Orogenese) in Verbindung.

Nach diesem „Iapetus-Modell“ werden die Varisziden als Teil Gondwanas aufgefaßt, der in Rücken und kleine ensialische ozeanische Becken gegliedert war. Nach der Schließung des nordöstlichen und zentralen Iapetus-Ozeans im Silur–Unterdevon führte die Norddrift Gondwanas zur Kollision mit Laurussia und der Schließung der kleinen ozeanischen Becken (Oberdevon–Unterkarbon) und somit zur variszischen Faltung. Durch eine Rotation und anschließende Westdrift Gondwanas wird etwa ab der Wende Westfal/Stefan die kompressive Tektonik durch Extension und Öffnung der Paläotethys bei gleichzeitiger Faltung in den Appalachen (Allegheny-Orogenese) abgelöst.

Durch die Rotation und Westdrift Gondwanas kommt es zur Ausbildung eines Megaschersystems, was zur Entstehung von Extensionsbecken (Pull-Apart-Becken) und damit verbundenem Vulkanismus in weiten Teilen Mitteleuropas führte (vgl. auch ARTHAUD & MATTE, 1977).

Bezüglich dieser kurz vorgestellten Modelle muß angemerkt werden, daß der alpine, insbesondere der ostalpine Raum und der südwestlich angrenzende Bereich in diese Modelle nicht oder nur randlich miteinbezogen wurde.

Die bisher über das variszische Geschehen des alpin-ostmediterranen Varisziden-Gürtels (Ostalpen – Karpaten – Balkan – Kaukasus) veröffentlichten Daten hat jüngst FLÜGEL (1990) zusammengefaßt (siehe auch EBNER, 1990) und mögliche Zusammenhänge und die damit verbundenen Probleme aufgezeigt.

Aufgrund der starken alpidischen Überprägung bereitet es nach wie vor große Schwierigkeiten, das Variszikum der Ostalpen und auch der Südalpen in ein Gesamtkonzept einzufügen.

Für den ostalpinen Raum haben zuletzt NEUBAUER (1988), FRISCH & NEUBAUER (1989) und FRISCH et al. (1990), gestützt auf einige wenige, schwer interpretierbare geochronologische und geochemische Daten (siehe Diskussion bei NEUGEBAUER, 1988; FLÜGEL, 1990), ein Modell zur variszischen Geodynamik vorgestellt. Darin wird, wohl in Anlehnung an Vorstellungen von ZIEGLER, die variszische Orogenese der Ostalpen durch stufenweise Akkumulation von „Terranes“ durch „Oblique Compression“ während des Devons und Karbons gedeutet. Nach diesem Modell wird im Devon/Karbon ein Ozean (Rheischer Ozean), repräsentiert u.a. durch das „Koriden- und Plankogel-Terrane“, als Folge des nach Norden driftenden „Norischen Terranes“, das sich von Afrika bzw. Gondwana löste, geschlossen. Das „Norische Terrane“ kollidierte im Karbon mit der „Veitsch-Wechsel-Pannonischen stratigraphischen Einheit“, die den Nordrand des Rheischen Ozeans bildete. Durch Extensionstektonik entstand gleichzeitig im Vorland der Kollisionszone, die durch die „Plankogel-Suturzone“ markiert ist, ein ozeanisches Becken (Paläotethys), das mit Tiefsee- und Molassesedimenten aufge-

füllt wird (= „Hochwipfel-Trog“ der Karnischen Alpen und Karawanken).

Nach NEUBAUER (1988) können im Ost- und Südalpin folgende variszische Orogenzonen auseinandergehalten werden:

- Externzone (Paläozoikum der Karnischen Alpen, Karawanken, Norische Decke, Grazer Paläozoikum und Gurktaler Decke, im Oberkarbon deformiert).
- Internzone (Muriden, Koriden, Raabalpenkristallin, im Unterkarbon deformiert und metamorphosiert).
- Zone mit intradevonischer Metamorphose (Bundschuh, devonische Metamorphite der Veitscher-Zone, im Oberkarbon herausgehoben).

Die Position der intradevonisch überprägten Zone zwischen Intern- und Externzone wird durch eine großräumige Strike-Slip-Zone erklärt.

Nach NEUBAUER (1988) erfolgt im Unterkarbon eine Heraushebung des intradevonisch metamorph überprägten Komplexes und Ablagerung von Molasse-ähnlichen Sedimenten auf demselben (?) (erste Stufe der Konsolidierung). Gleichzeitig kommt es in der nördlich anschließenden Internzone (Muriden) zu Überschiebungen und in der südlichen Externzone zur „Flyschsedimentation“. Die Externzone wird im Oberkarbon deformiert, gleichzeitig die Internzone herausgehoben. Letzteres soll durch Abkühlungsalter belegt sein.

Für den südalpinen Raum haben VAI (1979) und VAI & COCOZZA (1986) ein Modell zur variszischen geotektonischen Entwicklung vorgestellt.

Sie nehmen zwischen Laurussia und Gondwana einen breiten sialischen Krustenbereich an, der im Devon/Karbon durch eine Transform-Rifting Phase mit dextralen Strike-Slip-Bewegungen in Mikroplatten und schmale ozeanische Bereiche dazwischen zerlegt wurde. Eine richtige ozeanische Trennung und Bildung eines breiten Ozeans zwischen den beiden Kratonen Laurussia und Gondwana hat demnach nicht stattgefunden.

Dieses dextrale Mega-Transform-System wird mit der Schließung des Iapetus-Ozeans und anschließenden Öffnung der Paläotethys bei gleichzeitiger Schließung des Rheischen Ozeans in Verbindung gebracht (vgl. auch NEUGEBAUER, 1988, 1989). Die Strike-Slip-Bewegungen haben sowohl extensive als auch kompressive Tektonik zur Folge.

Die geotektonische variszische Entwicklung der Südalpen (Karnische Alpen) wird von CASTELLARIN & VAI (1989) in zwei Hauptphasen gegliedert:

- In eine Extensionsphase mit synsedimentärer Bruchtektonik ab der Wende Devon/Karbon bis in das Namur mit Herausbildung des „Hochwipfel-Troges“. Der Extensionshöhepunkt im Namur war von Vulkanismus (Dimon-Formation) begleitet. ROSSI & VAI (1980) erklären die Änderung im Chemismus der Vulkanite der Dimon-Formation kalkalkalisch zu alkalisch mit der transtensiven Tektonik in Zusammenhang mit großräumigen Strike-Slip-Bewegungen.
- Die kompressive Phase (Orogenese), beginnend im Westfal A/B, führt im höheren Westfal zu einer starken Krustenverkürzung, verbunden mit Faltung und südvergentem Schuppenbau („Karnische Phase“ nach VAI, 1975).

Im folgenden Abschnitt soll nun der Frage nachgegangen werden, wieweit es möglich ist, die einzelnen tektonisch voneinander getrennten Karbonvorkommen (Karnische Alpen/Karawanken – Nötsch – Veitscher

Decke – Grazer Paläozoikum und Gurktaler Decke) in ein gemeinsames paläogeographisches und geotektonisches Schema zu bringen und ob sich die sedimentologischen Daten in die bisher veröffentlichten Modelle einfügen lassen. Auch die Abgrenzung der „synorogenen“ von den „spät- bis postorogenen“ Sedimenten soll kurz diskutiert werden.

Für die „synorogenen“ Sedimente der Karnischen Alpen (Hochwipfel- und Dimon-Formation) können zunächst folgende Punkte festgehalten werden: Die Hochwipfel- und Dimon-Formation sind aus klastischen Tiefseesedimenten aufgebaut, die im wesentlichen aus verschiedenen Typen von Turbiditströmen (z.T. mit vollständigen Bouma-Sequenzen), submarinen Debris Flows und Mudflows hervorgegangen sind. Spurenfossilien der *Nereites*-Assoziation (v.a. in der Hochwipfel-Formation der Karawanken) belegen bathyale bis abyssale Ablagerungsbedingungen. Eine echte ozeanische Kruste ist nicht bekannt, die klastischen Tiefseesedimente liegen im wesentlichen auf devonisch-unterkarbonischen Karbonaten. Die Abfolge ist mit einer Mächtigkeit von rund 1.000 m (Karnische Alpen) im Vergleich zu vielen Flyschabfolgen relativ geringmächtig.

Aufgrund von Schüttungsrichtungen nimmt TESSENSOHN (1971) für den Tiefseetrog der Karawanken eine Breite von rund 15–20 km an, wobei er auch nachweisen konnte, daß von N vermehrt metamorphe Aufarbeitungsprodukte in diesen Tiefseetrog transportiert wurden. Über die Trogbreite für den Bereich der Karnischen Alpen gibt es bislang keine Hinweise.

Relativ geringe Mächtigkeit, fehlende ozeanische Kruste, vermutlich relativ geringe Trogbreite und der bimodale Chemismus der Vulkanite der Dimon-Formation (ROSSI & VAI, 1980) können als Hinweise auf einen relativ schmalen Tiefseetrog gewertet werden, der durch eine Extensionsphase („Transform-Rifting Phase“ sensu VAI & COCOZZA, 1986) im Visé–Namur entstanden ist.

Nach wie vor schwierig zu beurteilen sind die paläogeographischen Beziehungen zwischen den Tiefseesedimenten der Karnischen Alpen/Karawanken und den unmittelbar nördlich der Periadriatischen Naht gelegenen Sedimenten des tektonisch isolierten Karbonvorkommens von Nötsch.

Bereits KODSI & FLÜGEL (1970) und TESSENSOHN (1972) äußern die Vermutung, daß die „Pölland Gruppe“ (Erlachgraben-Formation in dieser Arbeit) als eine „randnahe Entwicklung“ des Flyschtroges der Karnischen Alpen/Karawanken betrachtet werden kann.

Faziell lassen sich die Sedimente des Karbons von Nötsch, vom Verfasser als Ablagerungen eines Kontinentalabhanges interpretiert, zwanglos an die Tiefseesedimente (Hochwipfel und Dimon-Formation) der Karnischen Alpen und Karawanken angliedern. Demnach könnten die Sedimente des Karbons von Nötsch den nördlichen Kontinentalabhang des Tiefseetroges mit der Hochwipfel- und Dimon-Formation repräsentieren.

Hinweise für eine solche Deutung sind einerseits die Schüttung metamorpher Materials aus N in den Tiefseetrog, was für die Karawanken belegt ist (TESSENSOHN, 1971) und andererseits vor allem die jüngst sowohl in Konglomeraten der Hochwipfel-Formation als auch in der Badstub-Formation (Karbon von Nötsch) festgestellten exotischen Kalkgerölle (FLÜGEL & SCHÖNLAUB, 1990). Diese Kalkgerölle sind mikrofaziell alle sehr ähnlich, zeigen aufgrund von Conodontenfunden

Visé-Alter an und stammen von einem flachmarinen Karbonatschelf. FLÜGEL & SCHÖNLAUB (1990) nehmen an, daß die exotischen Kalkgerölle von einer gemeinsamen Karbonatplattform im Norden (nördlich anschließend an das Karbon von Nötsch) stammen. Diese exotischen Karbonatgerölle sind somit ein starkes Argument dafür, daß die Sedimente des Karbons von Nötsch unmittelbar nördlich an die Hochwipfel-Formation anzuordnen sind und vermutlich den nördlichen Kontinentalabhang bildeten.

Bei diesen Überlegungen müssen natürlich auch die entlang der Periadriatischen Naht postvariszisch abgelaufenen Lateralbewegungen mitberücksichtigt werden, durch die das Karbon von Nötsch erst in seine heutige Position gelangt ist. Der ursprüngliche Ablagerungsraum des Karbons von Nötsch dürfte weiter im Osten zu suchen sein.

In der Literatur wird immer wieder auf die engen Beziehungen zwischen dem Karbon von Nötsch und dem Veitscher Karbon hingewiesen (z.B. FLÜGEL, 1964; SCHÖNLAUB, 1979; RATSCHBACHER, 1984, 1987), vor allem die Fauna betreffend. Besonders die gleichaltrigen Trilobiten-Faunen von Nötsch und Veitsch zeigen enge Beziehungen, was auf einen ursprünglichen paläogeographischen Zusammenhang schließen läßt (HAHN & HAHN, 1977). Während es sich beim Karbon von Nötsch um Ablagerungen eines Kontinentalabhanges handelt, stellt das Veitscher Karbon nach RATSCHBACHER (1984, 1987) eine Abfolge von flachmarinen, klastischen und karbonatischen Schelfsedimenten dar. Möglicherweise sind die Trilobiten-führenden Tonschiefer des Veitscher Karbons auch bereits einem etwas tieferen Ablagerungsbereich (Übergang Schelf – Kontinentalabhang) zuzuordnen.

Aus fazieller Sicht können die Schelfsedimente der Veitscher Decke unmittelbar nördlich an die Fazies des Karbons von Nötsch angeschlossen werden. Dieser Schelf mit den marinen Flachwasserkarbonaten (Triebenstein-Formation des Visé) wäre gleichzeitig auch ein mögliches Liefergebiet für die exotischen Kalkgerölle in Konglomeraten der Hochwipfel-Formation und Badstub-Formation.

FLÜGEL (1990) faßt die Karbonvorkommen von Nötsch, der Veitscher Decke, die Stababattyan-Shale-Formation östlich des Balaton Sees und die Ochtina-Formation der Gemeriden als Ablagerungen eines marinen Vorlandtroges („Nötsch-Ochtina-Karbonrog“) auf. Allerdings haben bereits KOZUR & MOSTLER (1976) darauf hingewiesen, daß das Karbon von Ochtina nicht mit dem Karbon der Veitscher Decke, sondern eher mit dem südalpinen Karbon vergleichbar ist und vor allem große Übereinstimmung mit dem Karbon der Dinariden in Westserbien zeigt. Bezüglich der möglichen Korrelation der ost- und südalpinen Karbonvorkommen mit dem Karbon in Ungarn und der Slowakei sei inmit dem südalpinen Karbon vergleichbar ist und vor allem große Übereinstimmung mit dem Karbon der Dinariden in Westserbien zeigt. Bezüglich der möglichen Korrelation der ost- und südalpinen Karbonvorkommen mit dem Karbon in Ungarn und der Slowakei sei in diesem Zusammenhang auch auf die kurze Darstellung von EBNER (1990) verwiesen. Eine Beurteilung der paläogeographischen Zusammenhänge ist allerdings mangels an detaillierten Untersuchungen der einzelnen Abfolgen nach modernen sedimentologischen Gesichtspunkten derzeit kaum möglich. Aus eben diesen Gründen ist auch eine

Einbindung der Karbonvorkommen des Grazer Paläozoikums („Folge der Dult“) und der Stolzalpendecke problematisch. Während die Folge der Dult eine Flachwasserentwicklung darzustellen scheint und somit faziell am ehesten an das Karbon der Veitscher Decke anzubinden ist, zeigen die Karbonsedimente der Stolzalpendecke (Tonschiefer, Grauwacken, Lydite), zeitlich dem Tournai-(?)Namur zuzuordnen (NEUBAUER & HERZOG, 1985), starke fazielle Anklänge an das südalpine Karbon (Hochwipfel-Formation).

Zusammenfassend kann somit für den Zeitraum Visé–Westfal folgendes, sehr vereinfachtes, paläogeographisches bzw. geotektonisches Schema zur Diskussion gestellt werden:

Im Zuge einer Extensionsphase (Transform-Rifting Phase sensu VAI & COCOZZA, 1986), die etwa an der Wende Devon/Karbon einsetzt, wurde ein relativ schmaler, synorogener Tiefseetrog herausgebildet, der zunächst mit geringmächtigen, lückenhaften pelagischen Kalken, etwa ab dem Cullß/γ mit klastischen Sedimenten der Hochwipfel- und Dimon-Formation aufgefüllt wurde. Die Sedimente des Karbons von Nötsch bildeten den nördlichen, durch eine zeitweise tektonisch aktive Störungszone (Entstehung der an Amphibolitgeröllen reichen Breccien und Konglomerate der Badstub-Formation) charakterisierten, Kontinentalabhäng (KRAINER & MOGESSIE, 1991). An dieser Störungszone sind vermutlich auch Lateralbewegungen abgelaufen, möglicherweise handelt es sich bei dieser Störungszone um einen Vorläufer der Periadriatischen Naht. Die Karbonsedimente der Veitscher Decke und des Grazer Paläozoikums können als nördlich anschließende Schelfentwicklung aufgefaßt werden, von der möglicherweise die exotischen Kalkgerölle in Konglomeraten der Hochwipfel- und Badstub-Formation stammen (siehe Abb. 40). Die sedimentologischen Daten lassen sich somit gut in die bisherigen Vorstellungen bezüglich der paläogeographischen Zusammenhänge zwischen Hochwipfelkarbon, Karbon von Nötsch und Karbon der Veitscher Decke einbinden, obwohl damit ein Beweis für die Richtigkeit dieser Vorstellungen nicht erbracht werden konnte.

Diese synorogenen Sedimente werden im Westfal von einer variszischen Faltungsphase („Karnische Phase“ sensu VAI, 1975) erfaßt, die in den Karawanken und Karnischen Alpen zu einem intensiven Falten- und Schuppenbau, im Westabschnitt sogar zu einer leichten Metamorphose geführt hat.

Von dieser Faltungsphase wurden scheinbar die becken tiefsten Sedimente (Hochwipfel- und Dimon-Formation) am stärksten erfaßt, die Karbonabfolgen von Nötsch und der Veitscher Decke zeigen dagegen, obwohl sie von dieser Faltungsphase ebenso erfaßt worden sein müssen, keine erkennbare variszische Deformation. Dieser Umstand war wohl auch ausschlaggebend dafür, daß die Karbonabfolgen von Nötsch und der Veitscher Decke vielfach als Molassesedimente (z.B. SCHÖNLAUB, 1985) bzw. auch als „postbretonische Molasse“ (EBNER, 1990) bezeichnet wurden.

Dabei ist allerdings nach wie vor ungeklärt, ob die tektonische Abscherung im Liegenden und Hangenden beider Karbonabfolgen eventuell schon im Zuge der variszischen Deformation erfolgte. Zwar zeigt nach RATSCHBACHER (1984, 1987) die Karbonabfolge der Veitscher Decke keine (sichtbaren) Diskordanzen und Schichtlücken, was jedoch paläontologisch keinesfalls

abgesichert ist. So konnte beispielsweise das Namur bislang biostratigraphisch überhaupt nicht nachgewiesen werden.

Sollte diese oben skizzierte paläogeographische Vorstellung zutreffen, daß das Karbon der Veitscher Decke, das Karbon von Nötsch und das Karbon der Südalpen (Hochwipfel- und Dimon-Formation) in ein und demselben synorogenen Becken entstanden sind, dann müssen konsequenterweise auch alle in diesem synorogenen Becken abgelagerten Sedimente mehr oder weniger stark von der Faltungsphase im Westfal erfaßt worden sein, auch wenn das heute, teilweise wohl auch bedingt durch die alpidische Überprägung, nicht mehr erkennbar ist.

Diese Faltungsphase, verbunden mit starker Einengung und Schließung des schmalen Tiefseetrog (Kompressive Phase) im höheren Westfal, wird vom Verfasser zur Abgrenzung der synorogenen Sedimente des Visé–Westfal von den spät- bis postorogenen Sedimenten des Stefans und Perms herangezogen.

Die Abgrenzung der „synorogenen“ Sedimente, die von der variszischen Orogenese noch erfaßt und deformiert wurden, von den „spät- bis postorogenen“ Sedimenten (Molassesedimente) bereitet in den Karnischen Alpen und Karawanken keine Probleme. Mit einer klassischen Winkeldiskordanz folgen über den synorogenen, variszisch stark deformierten Sedimenten der Hochwipfel- und Dimon-Formation, teilweise auch über älteren Sedimenten, die spät- bis postorogenen Molassesedimente der oberkarbonen Bombaso-Formation und Auernig-Gruppe (sowie unterpermischen Rattendorfer Gruppe etc.). Diese Diskordanz ermöglicht eine klare Abgrenzung.

Eine solche Abgrenzung ist aufgrund der tektonischen Abscherung im Liegenden und Hangenden der Karbonabfolgen der Veitscher Decke und von Nötsch nicht möglich, obwohl möglicherweise eine Diskordanz, verbunden mit einer Schichtlücke im höheren Westfal, ursprünglich auch hier vorhanden war, jedoch heute aufgrund der tektonischen Amputation nicht nachgewiesen werden kann.

Will man die Karbonabfolgen von Nötsch und der Veitscher Decke als „Molasse“ bezeichnen (z.B. SCHÖNLAUB, 1985; EBNER, 1990), dann höchstens im Sinne von „Frühmolassen“. Die eigentlichen Molassesedimente (Haupt- und Spätmolassen) setzen in den Süd- und Ostalpen erst nach der letzten variszischen Faltungsphase im höheren Westfal, etwa an der Grenze Westfal/Stefan ein, in vielen Fällen beginnt die spät- bis postvariszische Molassesedimentation erst mit den Rotsedimenten im Unterperm (zur Definition des Begriffes „Molasse“ siehe auch KRULL & PAECH, 1975; VAN HOUTEN, 1973).

*

Das Einsetzen der spät- bis postorogenen Molassesedimentation kann mit der Reorientierung des tektonischen Streifeldes, ausgelöst durch die Rotation und beginnende Westdrift Gondwanas, erklärt werden (ARTHAUD & MATTE, 1977; NEUGEBAUER, 1988, 1989 u.a.).

Extensionstektonik, verbunden mit dextralen Transformbewegungen entlang von Megascherzonen, führte zur Bildung „intramontaner Molassebecken“, die mit dem „Abtragungsschutt“ der variszischen Gebirge aufgefüllt wurden. Gleichzeitig kam es zu weiträumigen Aufschmelzungsprozessen in der unteren Kruste, zum

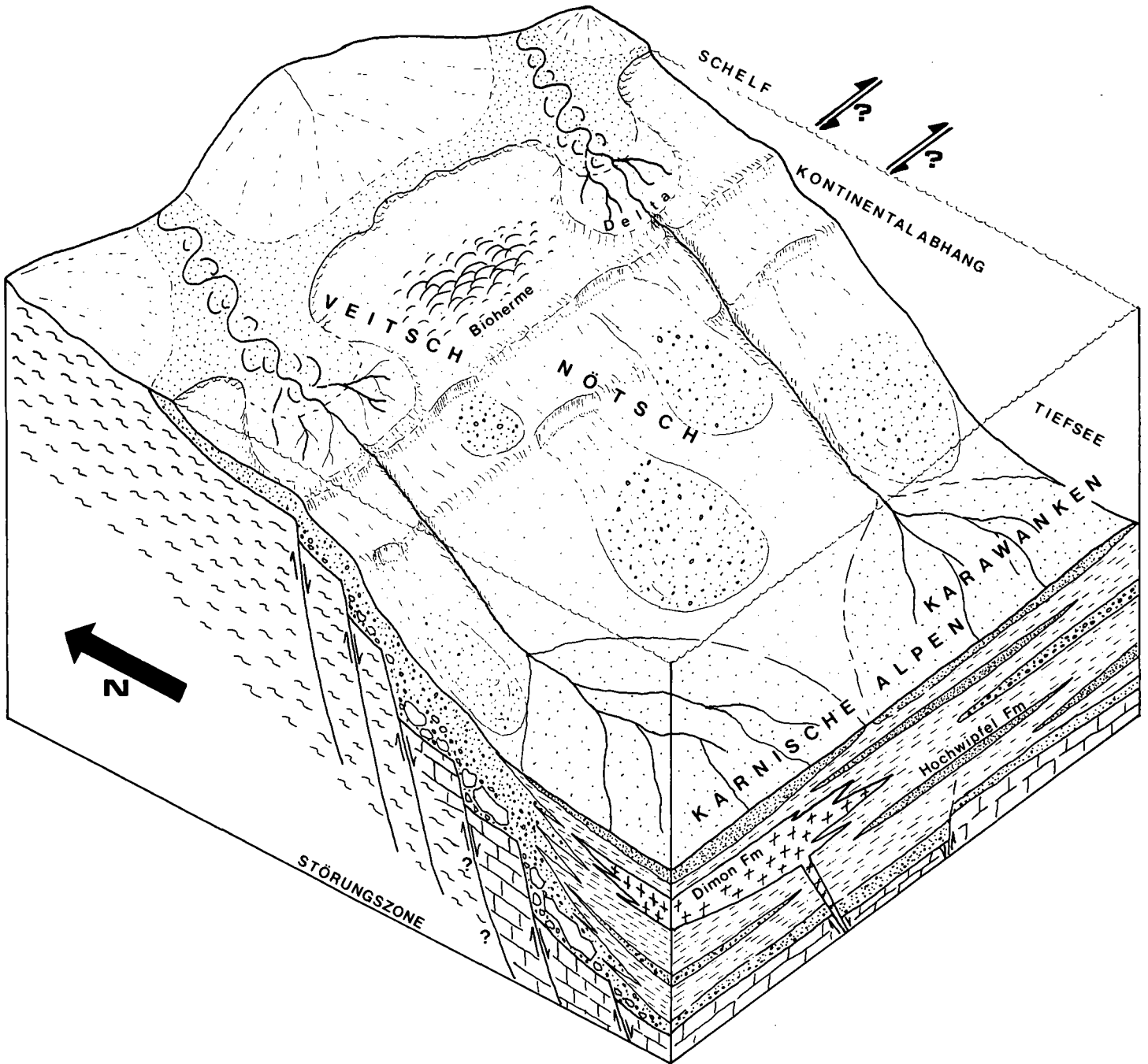


Abb. 40.

Schematisches Blockdiagramm mit Ablagerungsbereichen und hypothetischer Anordnung einzelner Karbonvorkommen (Hochwipfelkarbon der Karnischen Alpen und Karawanken, Karbon von Nötsch und Karbon der Veitscher Decke) für den Zeitabschnitt Visé-Namur-tieferes Westfal. Erläuterungen im Text.

Aufstieg von Magmen an tiefreichenden Spaltensystemen und ausgedehnten Vulkanismus an der Erdoberfläche im Bereich dieser Molassebecken.

Während in den Ostalpen (oberostalpine Gurktaler Decke und Steinacher Decke) die spät- bis postvariszischen Molassesedimente des Stefans in kontinentaler Fazies vorliegen, sind die zeitgleichen Sedimente der Karnischen Alpen und Karawanken in einem flachen Schelfmeer abgelagert worden.

Schüttungsrichtungen in den Sedimenten der Stangnock-Formation am NW-Rand der Gurktaler Decke lassen den Schluß zu, daß diese Sedimente in einem ungefähr E-W-gerichteten Molassebecken entstanden sind (KRAINER, 1989a,b). Bei der überwiegend grobsan-

dig bis konglomeratisch entwickelten Abfolge handelt es sich um Ablagerungen eines verzweigten und teilweise stärker mäandrierenden, nach Osten gerichteten Flußsystems. Die Abfolge ist aus fluviatilen Kleinzyklen (teilweise Point-Bar-Sequenzen) und vermutlich auf synsedimentäre Bruchtektonik zurückzuführende Megasequenzen aufgebaut.

Die Sedimente, durchwegs in Graufazies entwickelt, und die in feinkörnigen Lagen reichlich vorhandenen, gut erhaltenen fossilen Pflanzenreste, weisen auf Ablagerung unter humiden klimatischen Bedingungen. Der klimatische Umschwung von den grau- zu den rotgefärbten Sedimenten beziehungsweise vom humiden zum semiariden und in weiterer Folge ariden Klima er-

folgte ungefähr an der Karbon/Perm-Grenze, innerhalb der *Callipteris conferta*-Zone.

Die faziell sehr ähnlich entwickelten unterstefanischen Sedimente der Steinacher Decke sind möglicherweise im selben Becken abgelagert worden wie die Stangnock-Formation (KRAINER, 1990a).

Bedingt durch die vielen, für fluviatile Systeme typischen Schichtlücken und wohl auch geringere Subsidenzrate ist die kontinentale Abfolge der Stangnock-Formation (vermutlich nicht über 500 m mächtig) im Vergleich zur altersmäßigen Bombaso-Formation und Auernig-Gruppe (über 1.000 m mächtig) deutlich geringmächtiger, wobei auch in der Auernig-Formation, besonders an der Basis der Konglomeratfazies zwischen den einzelnen Zyklotemen der Corona-, Auernig und Carnizza-Formation, ebenfalls kleinere Schichtlücken vorhanden sind.

Die flachmarinen, oberkarbonen Molassesedimente der Karnischen Alpen (Bombaso-Formation und Auernig-Gruppe) sind in einem relativ schmalen, nach Osten offenen, WNW-ESE-streichenden Becken, von VENTURINI (1982) als Pramollo-(Naßfeld-)Becken bezeichnet, abgelagert worden. Die Mächtigkeit dieser Abfolge schwankt zwischen 120 m und max. rund 1.200 m. Die Sedimentation war begleitet von synsedimentärer Bruchtektonik, was zur Gliederung des Beckens und Heraushebung einzelner Schollen (Valbertad-Monte Cavallo/Roßkofel-Scholle) im Becken führte, die, bedingt durch Phasen der Erosion und/oder Nichtsedimentation, entsprechend geringe Sedimentmächtigkeiten aufweisen (VENTURINI, 1990a).

Auch die Subsidenzrate im Becken war unterschiedlich. Während die Meledis- und Pizzul-Formation mit einer Gesamtmächtigkeit von etwas mehr als 400 m den Zeitraum des Kasimoviums (dauerte von 303–295 Mill. Jahren, HARLAND et al., 1990) und untersten Teil des Gzheliums (295–290 Mill. Jahre) umfassen, also in einem Zeitraum von rund 9 Mil. Jahren entstanden sind, wurden Corona-, Auernig- und Carnizza-Formation, insgesamt gut 700 m mächtig, innerhalb des Gzheliums, also in einem Zeitraum von maximal rund 4 Mill. Jahren abgelagert. Daraus ergibt sich für die Meledis- und Pizzul-Formation eine Sedimentationsrate von knapp 50 mm/1.000 Jahre und für die Corona-, Auernig- und Carnizza-Formation von immerhin rund 175 mm/1.000 Jahre. Dabei konnte die Sedimentation mit der Subsidenz immer Schritt halten, es kam zu keiner Vertiefung des Ablagerungsraumes.

Bei den Sedimenten der Auernig-Gruppe handelt es sich um Ablagerungen eines sturmbeeinflussten Schel-

fes, die Sedimentation wurde außerdem durch synsedimentäre Tektonik und innerhalb der Corona-, Auernig- und Carnizza-Formation in starkem Maße von glazio-eustatischen Meeresspiegelschwankungen in Zusammenhang mit der Gondwana-Vereisung beeinflusst, was zur Entstehung der charakteristischen „Auernig-Zyklothema“ geführt hat.

Die hohe Übereinstimmung der Fusuliniden-Fauna der Auernig-Gruppe mit jener des Don-Gebietes in der UdSSR (KAHLER, 1984) weist auf eine offene Meeresverbindung des Pramollo-(Naßfeld-)Beckens nach Osten zur Paläotethys.

Stangnock-Becken und Pramollo-(Naßfeld-)Becken waren durch eine Schwelle unbekannter Breite getrennt. In beiden Becken zeigen die fossilen Pflanzenreste eine auffallend ähnliche Entwicklung, in beiden Abfolgen lassen sich alle Megaflorenzonen des Stefans (sensu WAGNER, 1984) nachweisen (*Odontopteris cantabrica*-Zone, *Lobatopteris lamuriana*-Zone, *Alethopteris zeilleri*-Zone, *Sphenophyllum angustifolium*-Zone und *Callipteris conferta*-Zone). Basierend auf den fossilen Pflanzenresten und den Megafloren-Zonen lassen sich die beiden faziell unterschiedlich (flachmarin und kontinental) entwickelten Abfolgen zeitlich gut korrelieren (Abb. 39). In beiden Becken setzt die spät- bis postvariszische Molassesedimentation mit der *Odontopteris cantabrica*-Zone (Cantabrium), d.h. mit dem oberen Moscovium (Mjatchkovium) bzw. mit dem Stefan ein. In den Ostalpen setzt die spät- bis postvariszische Molassesedimentation verbreitet allerdings erst mit unterpermischen Rotsedimenten der *Callipteris conferta*-Zone ein (z.B. KRAINER, 1987, 1989c,e; KRAINER & STINGL, 1986).

Dank

Für wertvolle Diskussionen und Denkanstöße danke ich sehr herzlich Herrn Prof. Dr. E. FLÜGEL (Erlangen), Prof. Dr. A. FRITZ (Klagenfurt), Prof. Dr. F. KAHLER (Klagenfurt), Prof. Dr. F. MAS-SARI (Padua), Prof. Dr. K. STATTEGGER (Kiel), Prof. Dr. C. VENTURINI (Bologna), meinen Kollegen am Institut, Doz. Dr. R. BRANDNER, Dr. D.A. DONOFRIO und Doz. Dr. W. RESCH und ganz besonders Herrn Prof. Dr. H. MOSTLER.

Danken möchte ich auch Herrn Felix HELLER, der eine große Zahl von petrographischen Dünnschliffen und Karbonatdünnschliffen in ausgezeichneter Qualität angefertigt und damit eine wesentliche Grundlage für die sedimentologischen Untersuchungen geliefert hat.

Einen besonderen Dank möchte ich auch meiner lieben Frau aussprechen, die mich trotz vieler Entbehrungen in den letzten Jahren immer moralisch aufgemuntert und unterstützt hat, während unsere Kinder für die zwischendurch immer wieder notwendige Ablenkung gesorgt haben.

Tafel 1

Fig. 1: **Schlecht sortierter, grobkörniger, feldspatführender lithischer Arenit, Komponenten überwiegend subangular.**

Erlachgraben-Formation, Profil Erlachgraben, Probe ERL 10.

+ Nicols, Balkenlänge 1 mm.

Fig. 2: Wie Fig. 1, jedoch // Nicols.

Fig. 3: **Schlecht sortierter, grobkörniger, feldspatführender lithischer Arenit mit überwiegend subangularen Komponenten (F = Feldspat).**

Erlachgraben-Formation, Profil Pölland, Probe PÖ 15.

+ Nicols, Balkenlänge 1 mm.

Fig. 4: Wie Fig. 3, jedoch // Nicols.

Fig. 5: **Feinkonglomeratischer Grobsandstein, sehr schlecht sortiert, mit angularen bis subangularen Komponenten.**

Hauptsächlich metamorphe Gesteinsbruchstücke, auch aufgearbeitete Granatglimmerschiefer (rechte untere Bildhälfte).

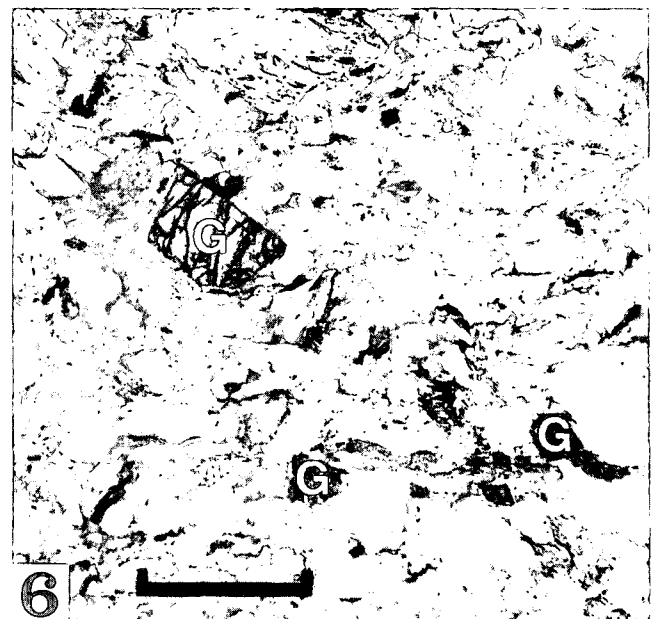
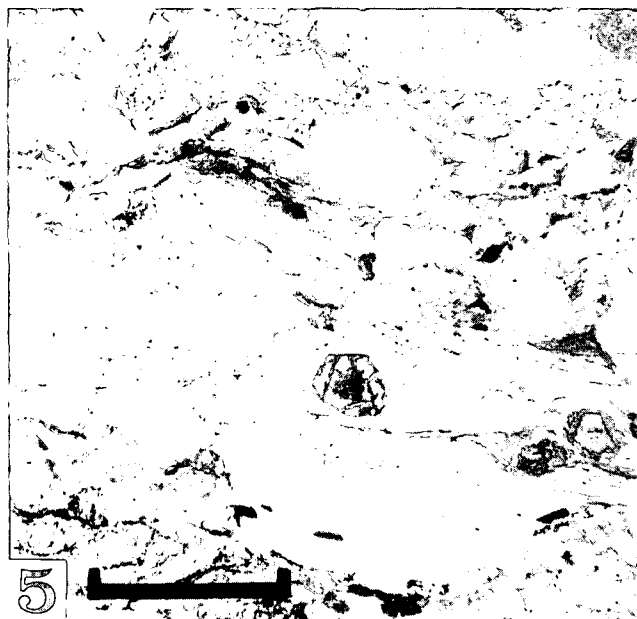
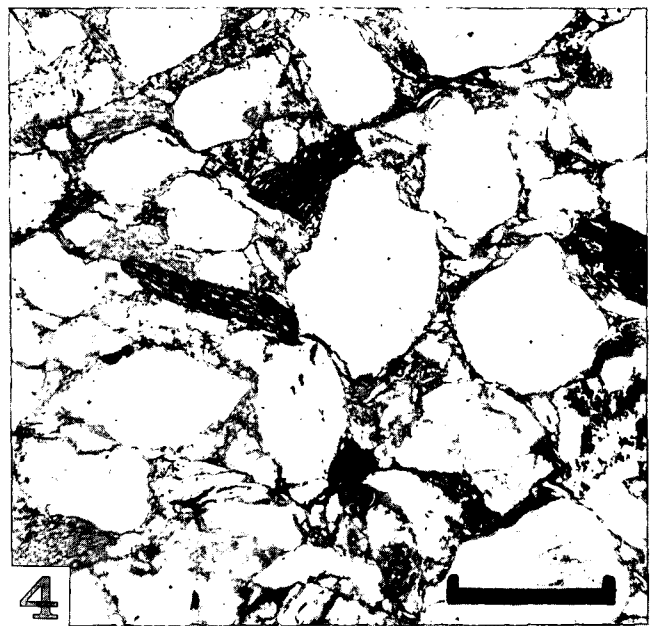
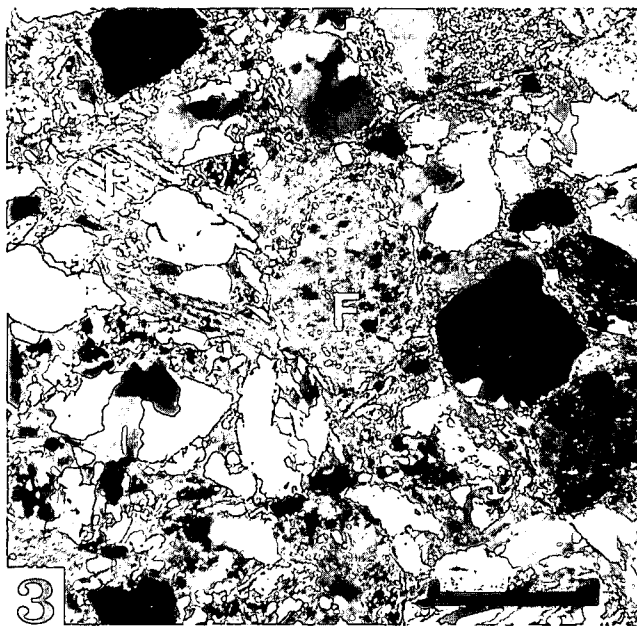
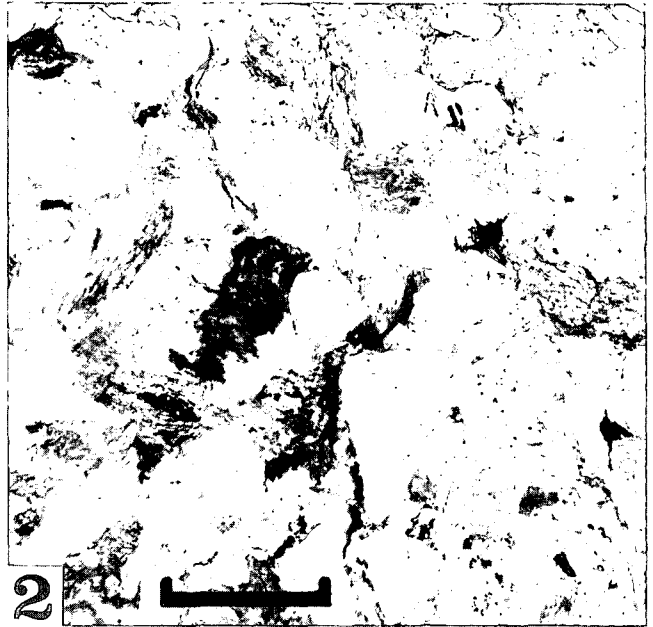
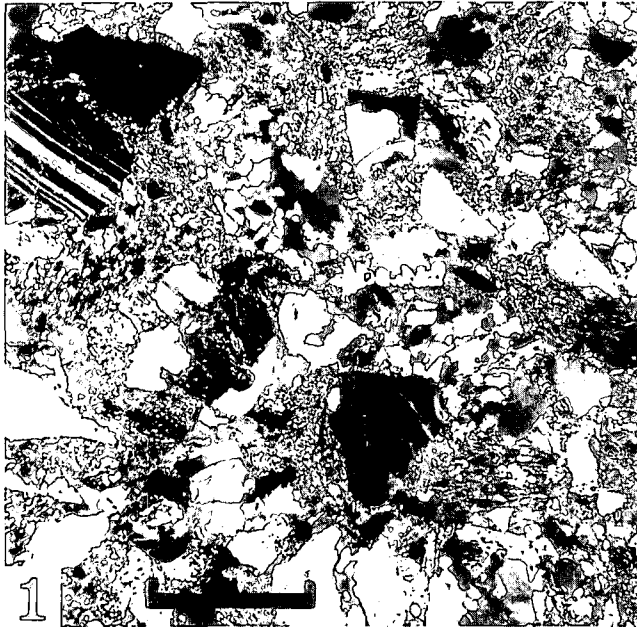
Erlachgraben-Formation, Pölland, Probe PÖ 21.

// Nicols, Balkenlänge 1 mm.

Fig. 6: **Grobkörniger, unreifer Sandstein (lithischer Arenit) mit häufig detritischem Granat (G) als akzessorische Komponente.**

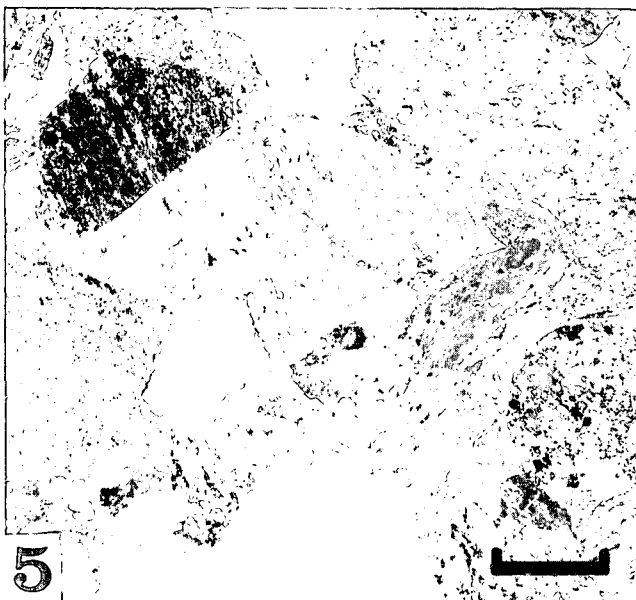
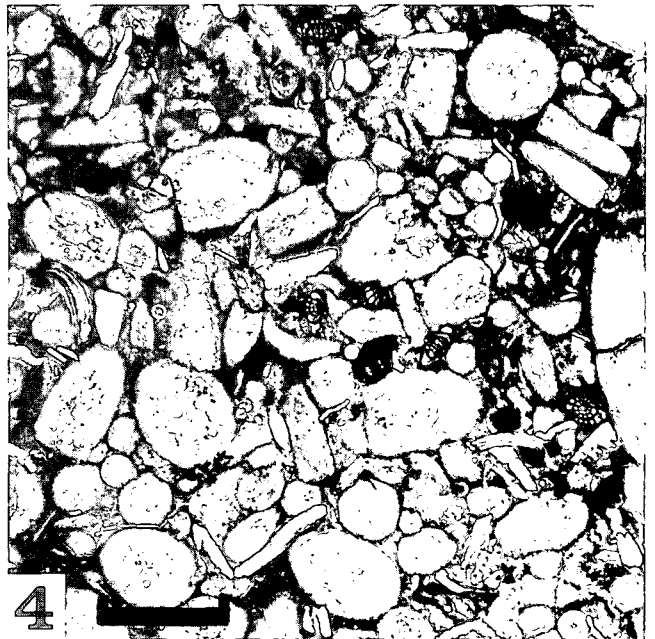
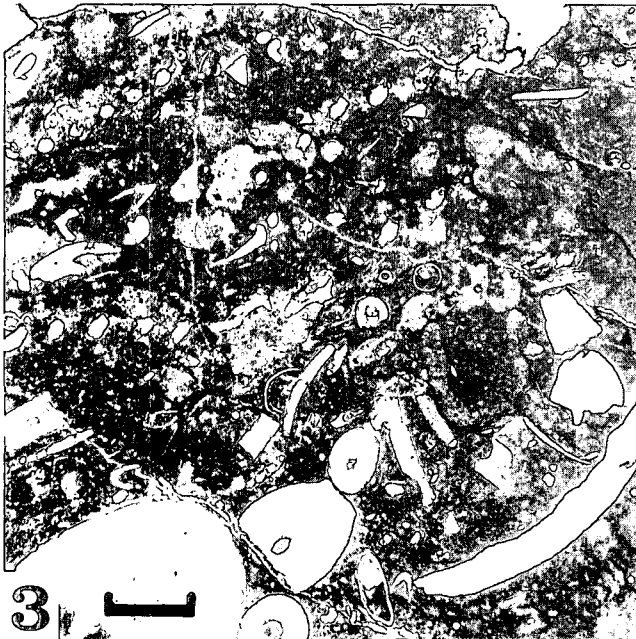
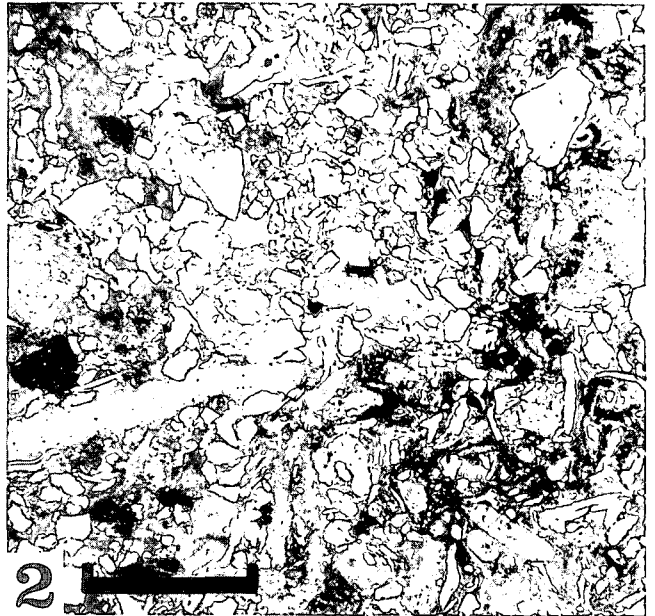
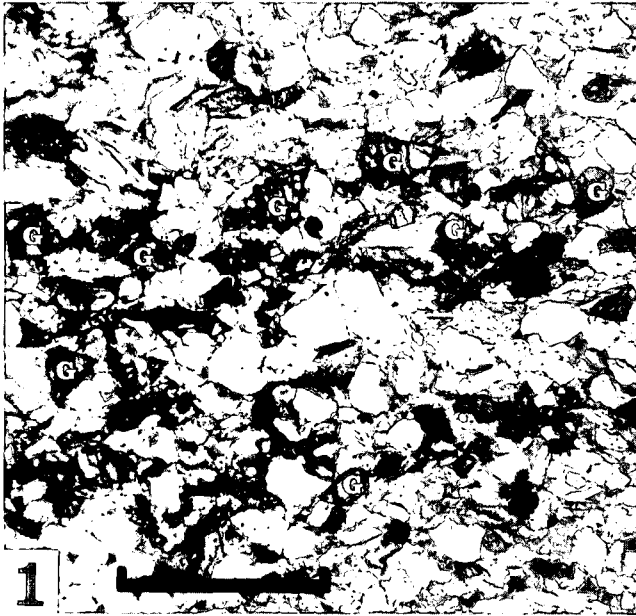
Erlachgraben-Formation, Pölland, Probe PÖ 21.

// Nicols, Balkenlänge 1 mm.



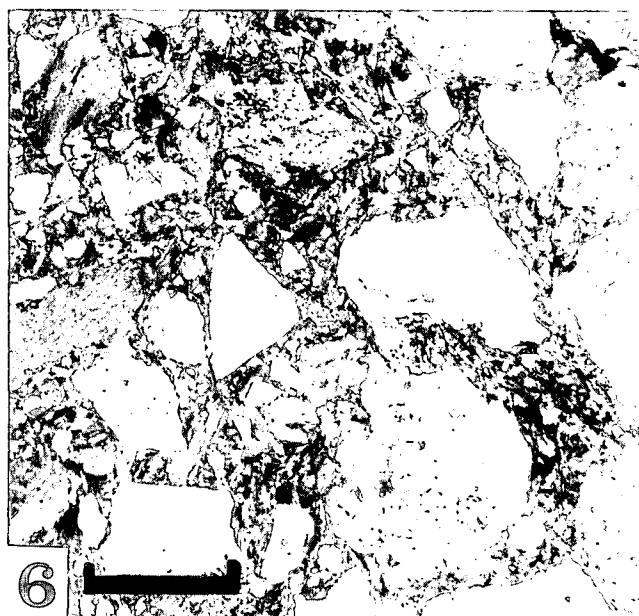
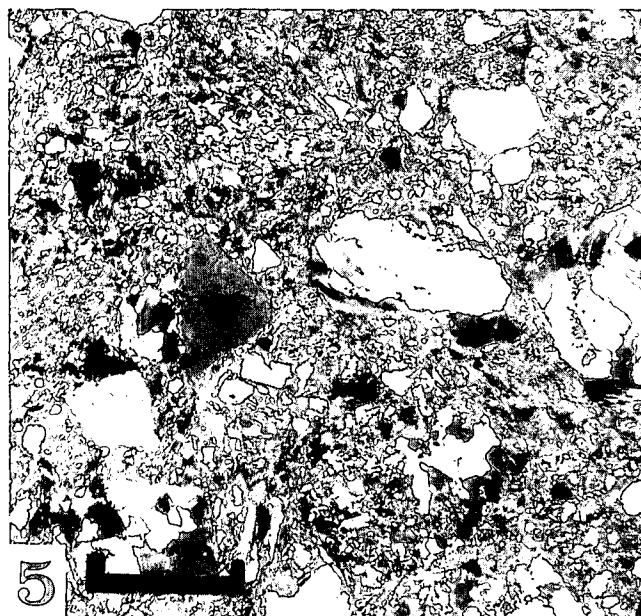
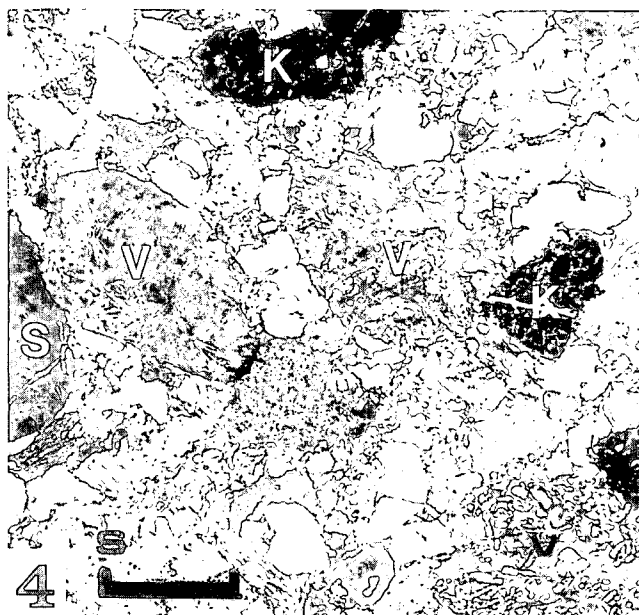
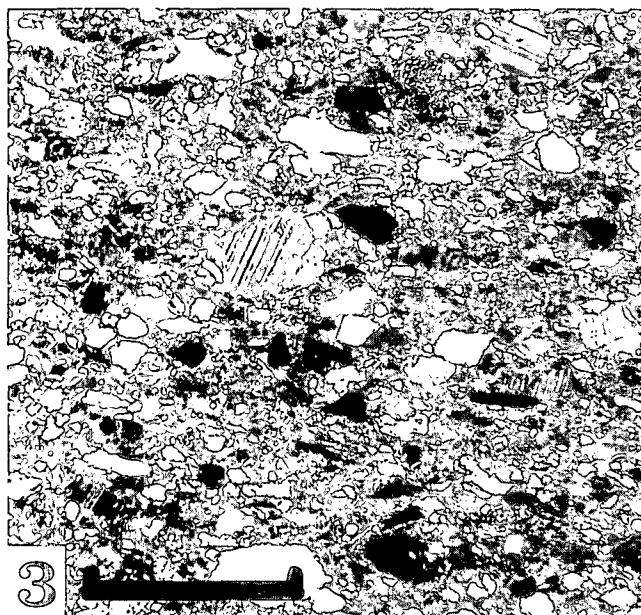
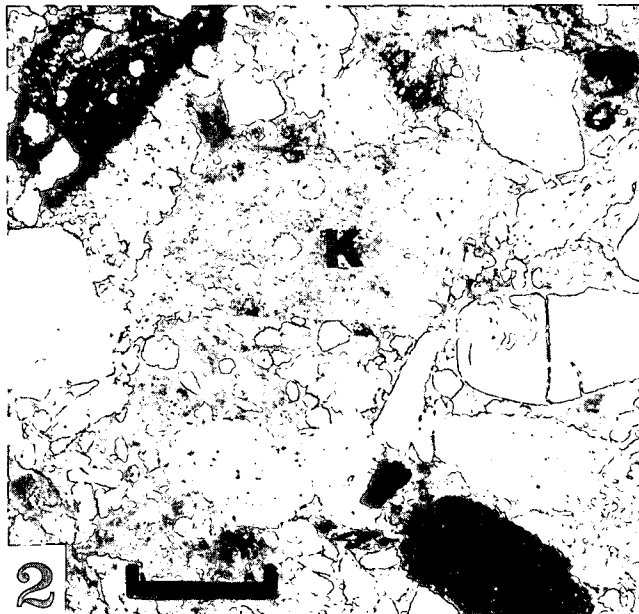
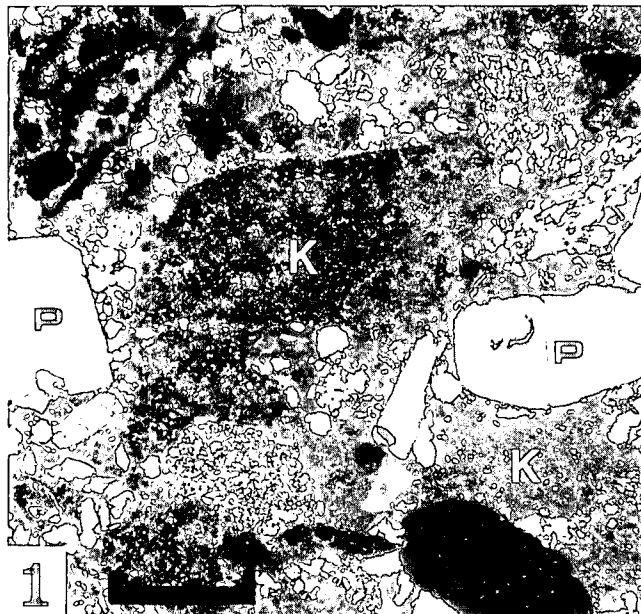
Tafel 2

- Fig. 1: **Leicht geschichteter, mäßig sortierter feinkörniger Sandstein (lithischer Arenit) mit Schwermineralen (dunkle Komponenten) in einer Lage seifenartig angereichert (hauptsächlich Granat = G, sowie Apatit, Zirkon und Turmalin).**
Erlachgraben-Formation, Pölland, Probe PÖ 17.
// Nicols, Balkenlänge 1 mm.
- Fig. 2: **Schlecht sortierter, karbonatisch zementierter, biogenführender Sandstein mit diversen Schalenresten, Echinodermenbruchstücken, Foraminiferen u.a.**
Erlachgraben Formation, Straßenprofil Hermsberg, Probe HE 2a.
// Nicols, Balkenlänge 1 mm.
- Fig. 3: **Biomikrit mit Echinodermenbruchstücken, Schalenresten, Bryozoen und Ostracodenschalen in einer bioturbaten, dunklen, mikritischen Grundmasse.**
Erlachgraben-Formation, Straßenprofil Hermsberg.
Balkenlänge 1 mm.
- Fig. 4: **Ziemlich dicht gepackter Algenkalk. Rundliche Querschnitte von Algenbruchstücken (?Dasycladaceen), sowie Foraminiferen und diverse Schalenreste in einer dunklen, mikritischen Grundmasse.**
Erlachgraben-Formation, Straßenprofil Hermsberg.
Balkenlänge 1 mm.
- Fig. 5: **Schlecht sortiertes Feinkonglomerat mit korngestütztem Gefüge.**
Komponenten (überwiegend verschiedene Typen von Amphiboliten) sind teilweise gerundet.
Badstub-Formation, mittlerer Teil, Probe B 3.
// Nicols, Balkenlänge 2 mm.
- Fig. 6: **Brachiopodenschillage aus der hangenden Badstub-Formation, Profil NW Oberhöher.**
Zahlreiche Brachiopodenschalen und Brachiopodenstacheln sowie untergeordnet Foraminiferen (*Tetrataxis*) in einer mikritischen, dunklen Grundmasse.
Probe B 23, Balkenlänge 1 mm.



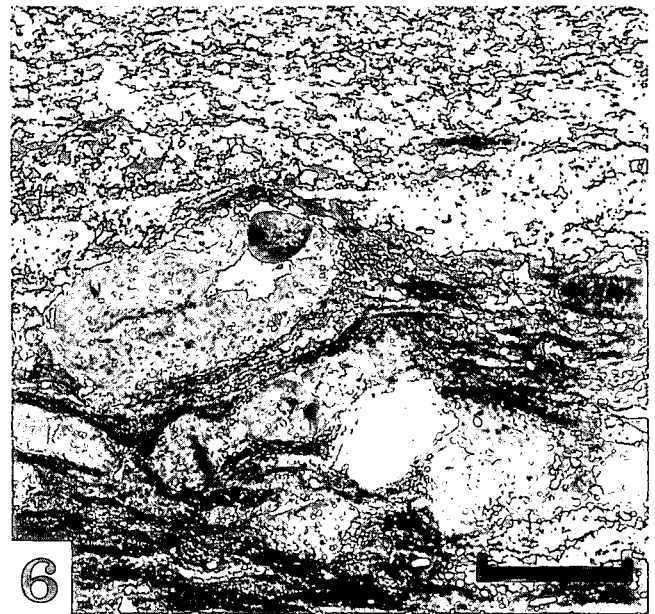
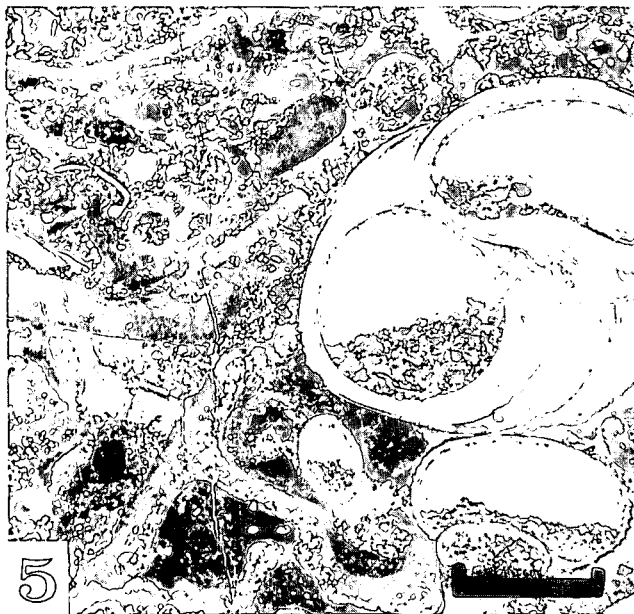
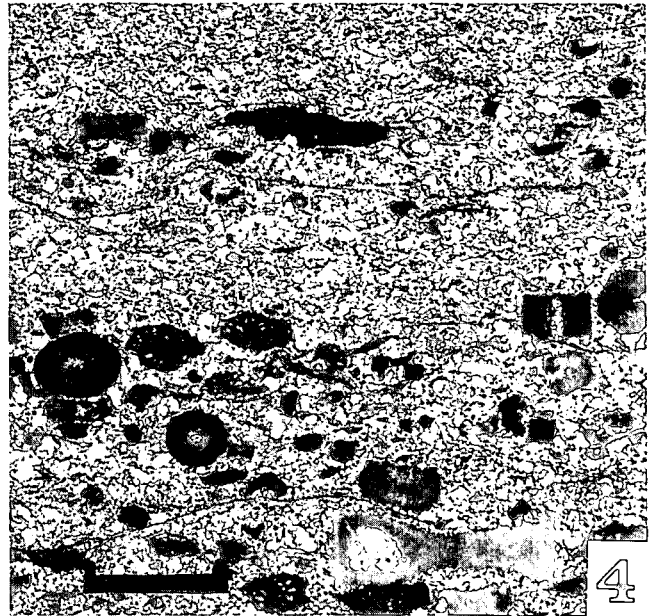
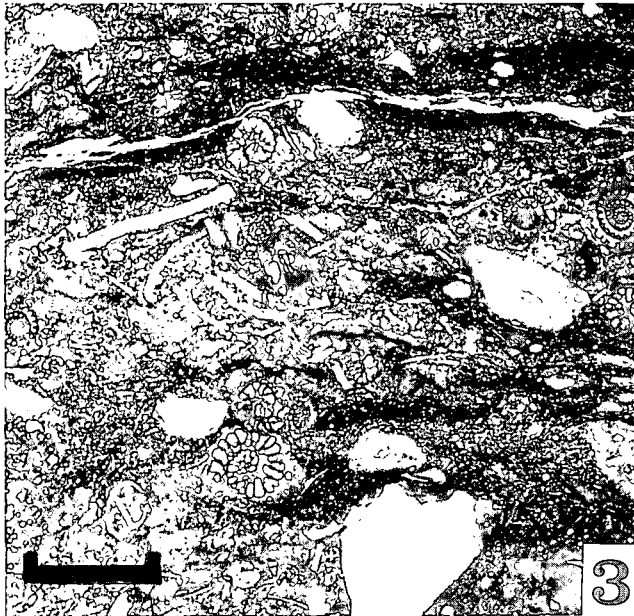
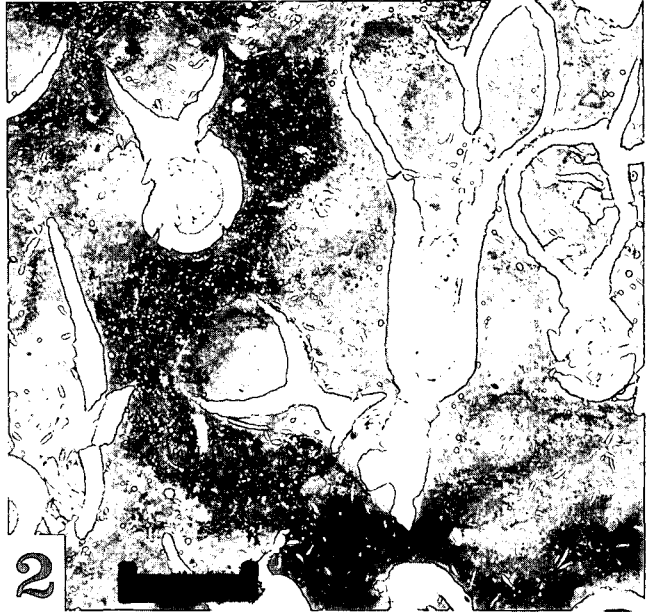
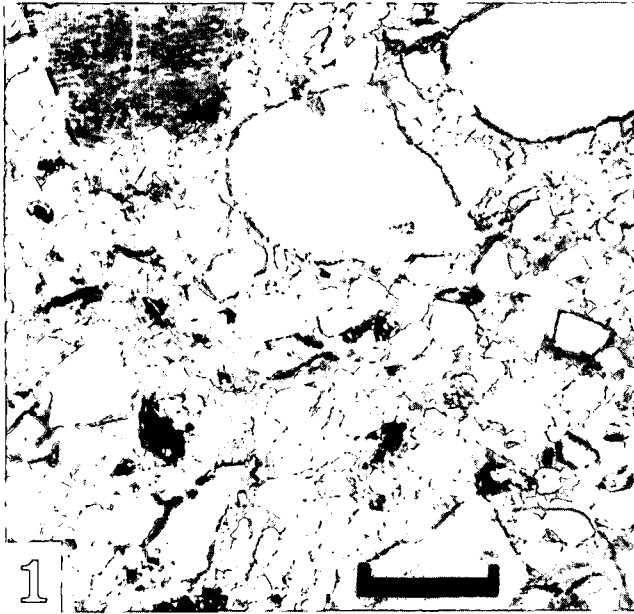
Tafel 3

- Fig. 1: **Schlecht sortierter, grobkörniger Sandstein aus der Hochwipfel-Formation NW der Marinelli-Hütte (Pic Chiadin, Probe MH 11) mit Kieselschieferkomponenten (K) und Porphy Quarzen (P).**
+ Nicols, Balkenlänge 0,5 mm.
- Fig. 2: **Wie Fig. 1, jedoch // Nicols.**
In der Kieselschieferkomponente (K, Bildmitte) sind deutlich Radiolarienumrisse zu erkennen.
- Fig. 3: **Matrixreicher, schlecht sortierter feinkörniger Sandstein reich an detritischen Feldspäten (lithische Wacke) aus der Hochwipfel-Formation unmittelbar südlich der Marinelli-Hütte.**
Probe MH 34, + Nicols, Balkenlänge 1 mm.
- Fig. 4: **Schlecht sortiertes, sandiges Feinkonglomerat aus teilweise gut gerundeten Komponenten.**
Neben Kieselschiefergeröllen (K) und sedimentären Komponenten (S) sind auch stärker umkristallisierte vulkanische Komponenten (V) enthalten.
Hochwipfel-Formation, Döbernitzbach.
// Nicols, Balkenlänge 1 mm.
- Fig. 5: **Grobkörniger, schlecht sortierter, matrixreicher Sandstein, Komponenten angular bis subangular, mit hohem Anteil an mono- und polykristallinen Quarzen metamorphen Ursprungs und metamorphen Gesteinsbruchstücken sowie wenig Kieselschieferfragmenten.**
Hochwipfel-Formation, Smertnik-Bach (Trögern), Probe SM 2.
+ Nicols, Balkenlänge 1 mm.
- Fig. 6: Wie Fig. 5, jedoch // Nicols.



Tafel 4.

- Fig. 1: **Sehr schlecht sortiertes, grobsandiges Feinkonglomerat mit überwiegend angularen bis subangularen Komponenten.**
Bei den Komponenten in Sandkorngröße dominieren mono- und polykristalline Quarze, größere Komponenten liegen meist als Kieselschiefer (K) vor.
Bombaso-Formation, Profil Cima Val di Puartis, Probe VP 1.
// Nicols, Balkenlänge 1 mm.
- Fig. 2: **Auloporide Korallen aus dem Auloporen-Mound der basalen Meledis-Formation, Profil Cima Val di Puartis, mit hellgrauer mikritischer (autochthoner) und dunkelgrauer, siltitischer (eingeschwemmter) Grundmasse.**
Probe VP 13, Balkenlänge 2 mm.
- Fig. 3: **Stark biogenführender, leicht geschichteter, bioturbater Siltstein mit Fusuliniden, Echinodermen-, Schalen- und Algenbruchstücken.**
Basale Meledis-Formation, Profil Cima Val di Puartis.
Probe VP 10, Balkenlänge 2 mm.
- Fig. 4: **Biogenreicher, feinsandiger, leicht geschichteter und gradierter Siltstein (Tempestit) mit bis zu mehrere mm großen, dunkel pigmentierten Bioklasten (Echinodermenbruchstücke, stark beschädigte Fusulinen und Schalenreste), nach oben in feinkörnigen, geschichteten Siltstein übergehend.**
Meledis-Formation, Profil Rio Cordin (unterer Profilabschnitt).
Probe RC 12a. Balkenlänge 2 mm.
- Fig. 5: **Fossilschuttlage (Tempestit) aus cm-großen Bioklasten (Gastropodengehäuse mit Geopetalgefüge, Schalenreste, Echinodermenbruchstücke, Algenfragmente) in einer siltigen Grundmasse aus kleinen Quarzen und Glimmern.**
Meledis-Formation, Profil Rio Cordin (unterer Profilabschnitt).
Probe RC 3. Balkenlänge 2 mm.
- Fig. 6: **Resedimentierte, bis > 1 cm große siltitisch-mikritische Intraklaste und einige Bioklaste (Echinodermenbruchstücke) in einer siltitischen, dunklen Grundmasse, darüber (obere Bildhälfte) feinkörniger, fossilfreier Siltstein.**
Meledis-Formation, Profil Rio Cordin (unterer Profilabschnitt).
Probe RC 2. Balkenlänge 2 mm.



Tafel 5

Fig. 1: Mäßig dicht gepackter Algen-Fusuliniden-Siltit.

Große Algenbruchstücke (hpts. *Archaeolithophyllum missouriense*) und z.T. beschädigte Fusuliniden, untergeordnet Schalen- und Echinodermereste in einer dunklen, siltitisch-mikritischen Grundmasse.

Pizzul-Formation, Profil Rio Tratte, Probe P 6.

Balkenlänge 2 mm.

Fig. 2: Leicht geschichteter Algensiltit. Mikritisch-siltitische, dunkle Grundmasse, darin fast ausschließlich bis zu mehrere cm große Bruchstücke der Kalkalge *Archaeolithophyllum missouriense*.

Pizzul-Formation, Profil Rio Tratte, Probe P 7.

Balkenlänge 2 mm.

Fig. 3: Algensiltit mit „Algenkrusten“ aus mikritischen Algen (?*Archaeolithophyllum lamellosum*) und sessilen Foraminiferen, Bioklaste inkrustierend.

Daneben viele Algenbruchstücke (*Epimastopora* u.a.) in einer dunklen, mikritisch-siltitischen Grundmasse.

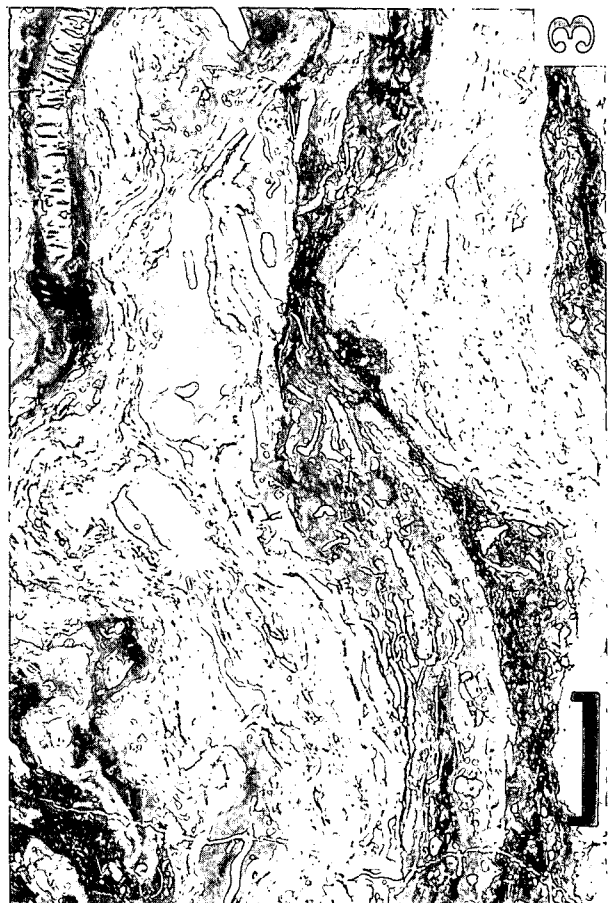
Pizzul-Formation, Profil Rio Tratte, Probe P 13.

Balkenlänge 2 mm.

Fig. 4: Detailausschnitt aus einem Algensiltit mit *Tubiphytes*, inkrustierenden mikritischen Algen und sessilen Foraminiferen (v.a. *Calcitornella*).

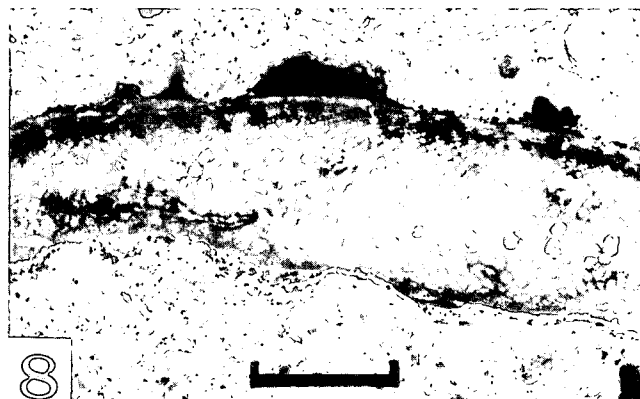
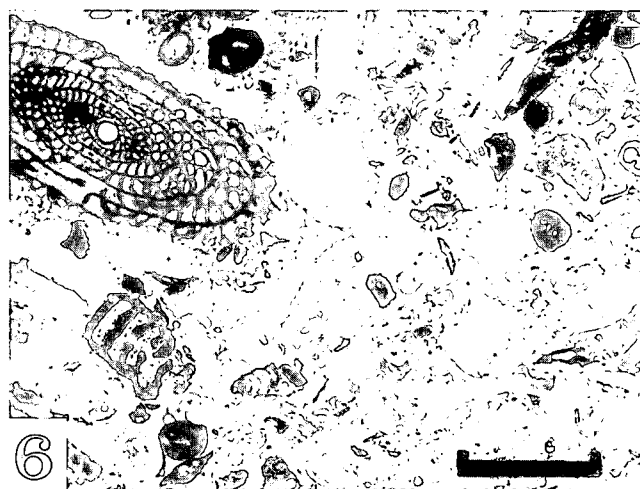
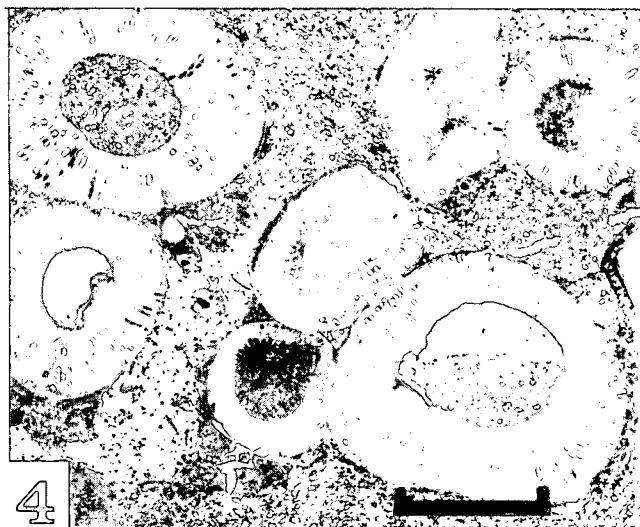
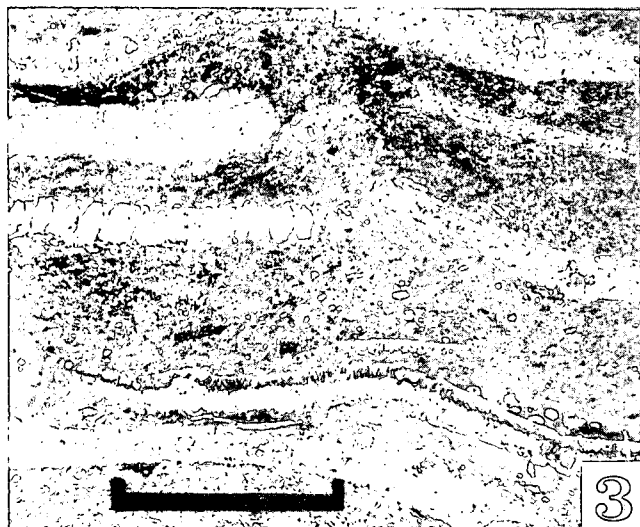
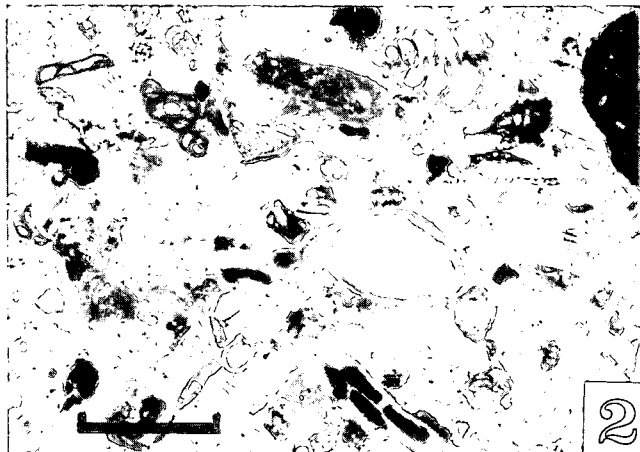
Pizzul-Formation, Profil Ofenalm, Probe OF 8.

Balkenlänge 1 mm.



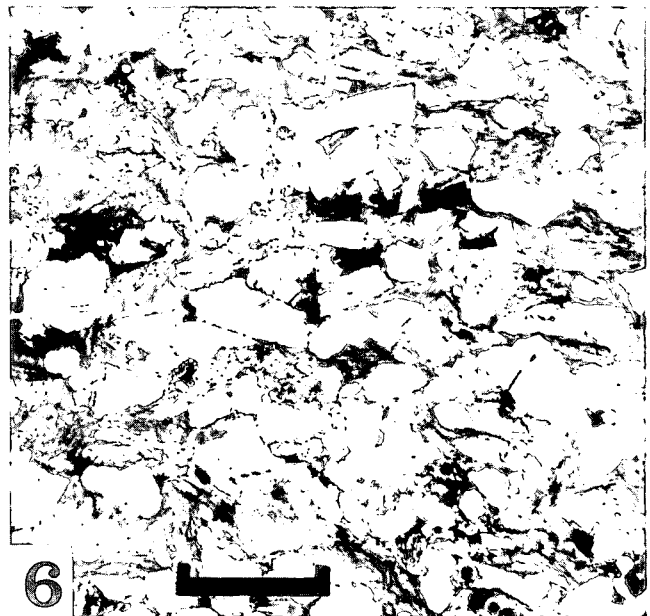
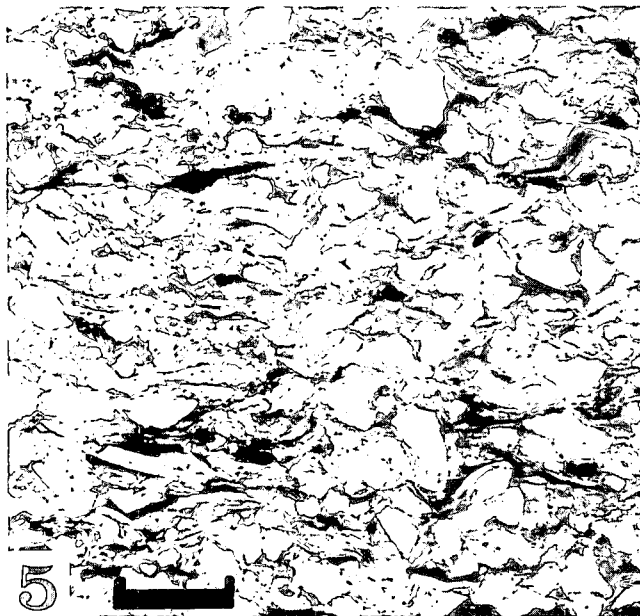
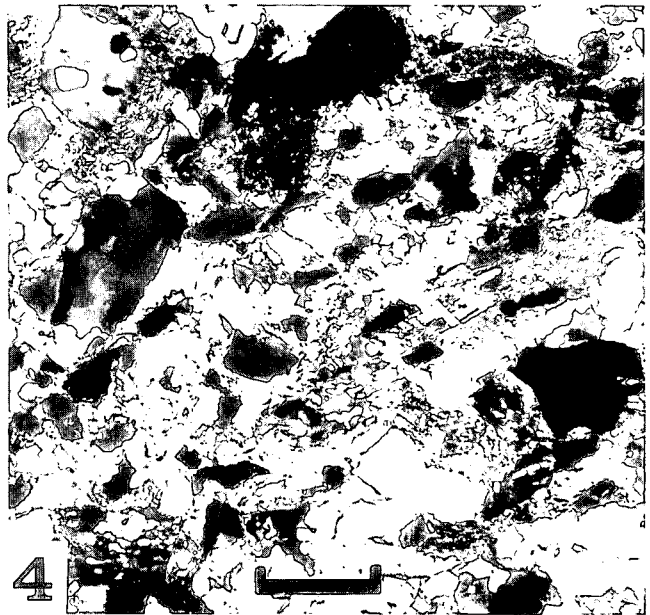
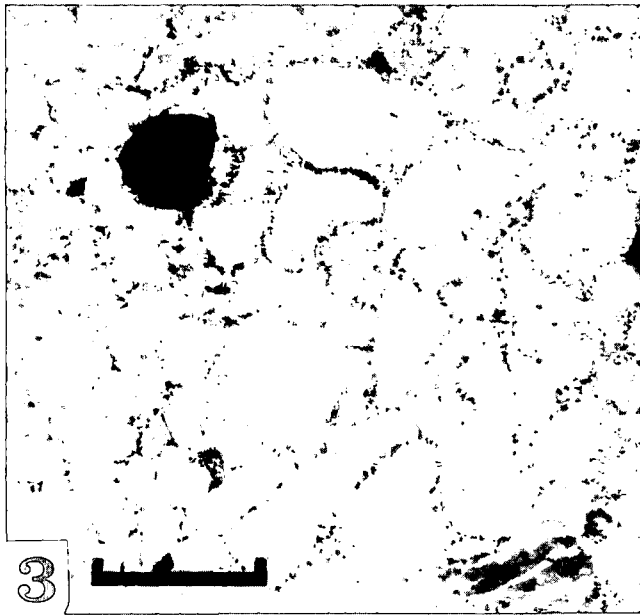
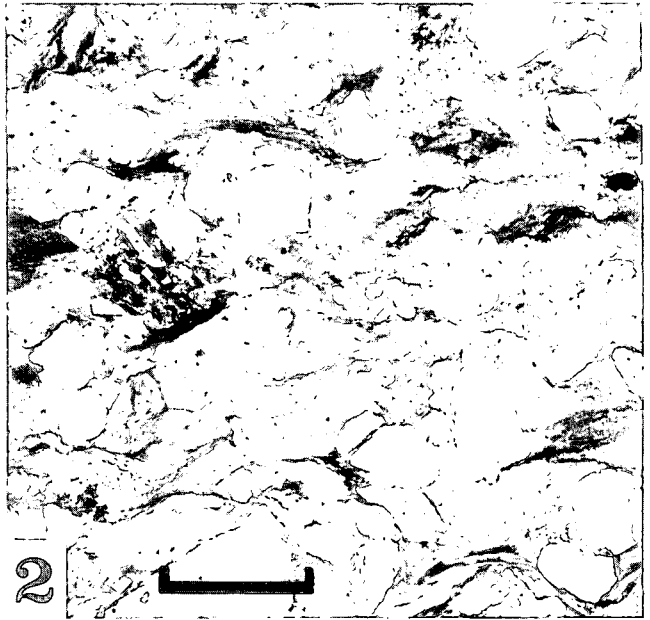
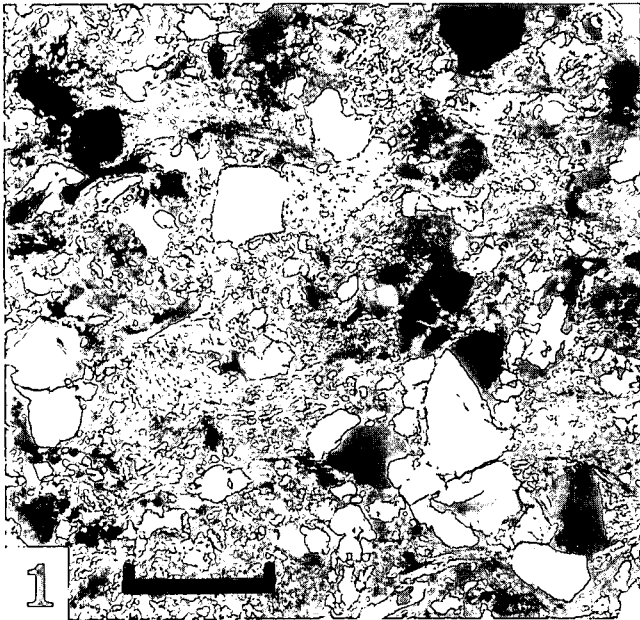
Tafel 6

- Fig. 1: **Ungeschichteter, biogenführender Siltstein (MF-Typ A) mit locker eingestreuten Bioklasten (Echinodermenreste, Schalenbruchstücke, ?Auloporenbruchstück).**
Carnizza Formation, Profil Schulterkofel West, Probe SK 5.
Balkenlänge 2 mm.
- Fig. 2: **Ungeschichteter Biomikrit mit vielen sessilen Kleinforaminiferen (*Calcitornella*, linke obere Bildhälfte, *Tuberitina* u.a.) und anderen Bioklasten (MF-Typ D).**
Auernig-Formation, Garnitzenprofil, Probe GP 33.
Balkenlänge 0,5 mm.
- Fig. 3: **Leicht geschichteter Algensiltit (MF-Typ B) mit schichtungsparell eingeregelt, locker gepackten Algenbruchstücken (*Anthracoporella*, *Epimastopora*).**
Auernig-Formation, Garnitzenprofil, Probe GP 39.
Balkenlänge 2 mm.
- Fig. 4: **Schnitte durch die Kalkalge *Anthracoporella spectabilis* aus der Gruppe der Dasycladaceen, teilweise mit Geopetalgefügen (rechts unten).**
Auernig-Formation, Profil Krone Ost, Probe AF 61.
Balkenlänge 2 mm.
- Fig. 5: **Algen-Fusuliniden-Packstone mit dunkler, leicht siltiger Grundmasse (MF-Typ C) und hauptsächlich Fusuliniden und Algenbruchstücken (v.a. *Epimastopora*).**
Auernig-Formation, Garnitzenprofil, Probe GP 8.
Balkenlänge 1 mm.
- Fig. 6: **Algen-Foraminiferen-Biomikrit (MF-Typ D) mit teilweise sparitischer Grundmasse.**
An Biogenresten sind Algenbruchstücke (hpts. *Epimastopora*), Echinodermenbruchstücke, verschiedene Schalenreste, Fusuliniden und teilweise sessile Kleinforaminiferen enthalten.
Auernig-Formation, Garnitzenprofil, Probe GP 9.
Balkenlänge 2 mm.
- Fig. 7: **Sessile Kleinforaminifere *Tuberitina*, auf Mikrit aufwachsend (linke Bildhälfte).**
Detail aus einem Biomikrit – MF-Typ D – mit Kalkalgen, Fusuliniden und zahlreichen sessilen Kleinforaminiferen.
Auernig-Formation, Garnitzenprofil, Probe GP 6a.
Balkenlänge 0,5 mm.
- Fig. 8: **Kalkalge *Archaeolithophyllum missouriense* aus der Gruppe der ancestralen Corallinaceen, teilweise von mikritischen Algen umwachsen.**
Auernig-Formation, Profil Krone West, Probe AF 59.
Balkenlänge 1 mm.



Tafel 7.

- Fig. 1: **Schlecht sortierter, unreifer, grobkörniger Sandstein (lithischer Arenit), hauptsächlich aus mono- und polykristallinen Quarzen, sedimentären feinklastischen Gesteinsbruchstücken und Kieselschieferfragmenten zusammengesetzt.**
Komponenten überwiegend angular bis subangular.
Bombaso-Formation, Profil Leitenkogel, Probe LK 3.
+ Nicols, Balkenlänge 1 mm.
- Fig. 2: **Wie Fig. 1, jedoch // Nicols.**
- Fig. 3: **Grobkörniger, gut sortierter und gut gerundeter Quarzsandstein (Sandsteintyp 1) aus fast ausschließlich mono- und polykristallinen Quarzen sowie einigen Kieselschieferkomponenten zusammengesetzt und durch Quarzement in Form von authigenen Anwachssäumen zementiert.**
Ursprüngliche Kornumrisse sind durch Limonitsäume gut erkenntlich.
Corona-Formation, Profil Ofenalm, Probe OF 10.
// Nicols, Balkenlänge 1 mm.
- Fig. 4: **Mäßig sortierter, grobkörniger Sandstein, karbonatisch zementiert (Sandsteintyp 2).**
Auernig-Formation, Gipfelbereich der Krone (Profil Krone Ost), Probe AF 63.
+ Nicols, Balkenlänge 0,5 mm.
- Fig. 5: **Mittelkörniger, mäßig bis gut sortierter Sandstein mit relativ viel detritischen Glimmern (Sandsteintyp 4).**
Corona-Formation, Profil Krone West, Probe AF 37.
// Nicols, Balkenlänge 0,5 mm.
- Fig. 6: **Feinkörniger, glimmerreicher Sandstein (Sandsteintyp 4) aus der Pizzul-Formation.**
Profil Rio Tratte (Probe Piz X).
// Nicols, Balkenlänge 0,5 mm.



Literatur

- ABEL, O. (1935): Vorzeitliche Lebensspuren. – 644 S., Jena (G. Fischer).
- ALGEO, T.J. & WILKINSON, B.H. (1988): Periodicity of mesoscale Phanerozoic sedimentary cycles and the role of Milankovitch orbital modulation. – *Jour. Geol.*, **96**, 313–322, Chicago.
- ALLEN, P.A. & ALLEN, J.R. (1990): Basin Analysis. Principles & Applications. – 451 S., Oxford (Blackwell Scientific Publications).
- ANGEL, F. (1932): Diabase und deren Abkömmlinge in den österreichischen Ostalpen. – *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark*, **69**, 5–24, Graz.
- ARGYRIADIS, J. (1968): Le Permo-Carbonifère marin des Alpes Carniques, jalon allochtone entre Nord-alpin et Sud-alpin. – 156 S., Diplôme d'études Sup. Sci., Univ. Paris Sci. Ossay, Paris.
- ARTHAUD, F. & MATTE, P. (1977): Late Paleozoic strike-slip faulting in Southern Europe and North Africa: results of a right lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. – *Geol. Soc. Am. Bull.*, **88**, 1305–1320, Boulder.
- BADHAM, J.P.N. (1982): Strike-slip orogens – an explanation for the Hercynides. – *J. geol. Soc. London*, **139**, 493–504, London.
- BECKER, G. & FOHRER, B. (1990): Schließmuskel-Feld eines kirkbyiden Ostracoden aus dem hohen Oberkarbon. – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1990**, 329–335, Stuttgart.
- BEERBOWER, J.R. (1961): Origin of cyclothems of the Dunkard Group (Upper Pennsylvanian–Lower Permian) in Pennsylvania, West Virginia, and Ohio. – *Geol. Soc. Am. Bull.*, **72**, 1029–1050, Boulder.
- BEHR, H.-J., ENGEL, W., FRANKE, W., GIESE, P. & WEBER, K. (1984): The Variscan Belt in Central Europe: main structures, geodynamic implications, open questions. – *Tectonophysics*, **109**, 15–40, Amsterdam.
- BERGER, W. (1960): Neue Funde von Oberkarbonpflanzen in den Auernigschichten (Kärnten). – *Verh. Geol. B.-A.*, **1960**, 253–261, Wien.
- BLUCK, B.J. (1967): Sedimentation of beach gravels: examples from South Wales. – *Jour. Sed. Petrol.*, **37**, 128–156.
- BOECKELMANN, K. (1985): Mikrofazies der Auernig-Schichten und Grenzland-Bänke westlich des Rudnig-Sattels (Karbon–Perm; Karnische Alpen). – *Facies*, **13**, 155–174, Erlangen.
- BOERSMA, M. & FRITZ, A. (1984): *Kahleria carinthica* nov. gen., nov. spec. (Incertae sedis) aus Stefan-Schichten der Kronalpe (Kärnten, Österreich). – *Carinthia II*, **174/94**, 177–188, Klagenfurt.
- BOERSMA, M. & FRITZ, A. (1990): Die Paläofloren Kärntens: Ober-Karbon/Unter-Perm. – In: FRITZ, A., BOERSMA, M. & KRAINER, K. (1990): Steinkohlenzeitliche Pflanzenfossilien aus Kärnten. – *Carinthia II, Sonderheft 49*, 133–172, Klagenfurt.
- BOURGOIS, J. (1980): A transgressive shelf sequence exhibiting hummocky stratification: the Cape Sebastian Sandstone (Upper Cretaceous), southwestern Oregon. – *Jour. Sed. Petrol.*, **50**, 681–702, Tulsa.
- BOURGOIS, J. & LEITHOLD, E. L. (1984): Wave-worked conglomerates – depositional processes and criteria for recognition. – In: KOSTER, E.H. & STEEL, R.J. (Eds.): *Sedimentology of Gravels and Conglomerates*. – *Can. Soc. Petrol. Geol., Memoir 10*, 331–343, Calgary.
- BRENCHLEY, P.J., ROMANO, M., & GUTIERREZ-MARCO, J.C. (1986): Proximal and distal hummocky cross-stratified facies on a wide Ordovician shelf in Iberia. – In: KNIGHT, R.J. & McLEAN, J.R. (Eds.), *Shelf Sands and Sandstones*, *Can. Soc. Petrol. Geol., Memoir 11*, 241–255, Calgary.
- BRIEGLER, D. (1971): Geologie der Magnesitlagerstätte am Sattlerkogel in der Veitsch (Steiermark). – *Berg u. Hüttenm. Mh.*, **116**, 359–375, Wien.
- BUSCH, R.M. & ROLLINS, H.B. (1984): Correlation of Carboniferous strata using hierarchy of transgressive-regressive units. – *Geology*, **12**, 471–474, Boulder.
- BUTTERSACK, E. & BOECKELMANN, K. (1984): Palaeoenvironmental Evolution during the Upper Carboniferous and the Permian in the Schuller-Trogkofel Area (Carnic Alps, Northern Italy). – *Jb. Geol. B.-A.*, **126**, 349–358, Wien.
- CANAVAL, R. (1910): Anthrazit in den Karnischen Alpen. – *Carinthia II*, **100**, 250–256, Klagenfurt.
- CASTELLARIN, A. & VAI, G.B. (1981): Importance of Hercynian tectonics within the framework of the Southern Alps. – *Jour. Struct. Geol.*, **3**, 477–486, London.
- CHOQUETTE, P.W. (1983): Platy algal reef mounds, Paradox Basin. – In: SCHOLLE, P.A., BEBOUT, D.G. & MOORE, C.H. (Eds.): *Carbonate Depositional Environments*. – *Am. Ass. Petrol. Geol. Memoir 33*, 454–462, Tulsa.
- CHRONIC, J. (1964): Nature and variability in Pennsylvanian sedimentary cycles of Colorado. – In: MERRIAM, D.F. (Ed.): *Symposium on cyclic sedimentation*. – *Bull. Kansas Geol. Survey*, **169**, vol. 1, 63–68.
- CONTI, M.A., LEONARDI, G., MANNI, R. & VENTURINI, C. (1990): Stop 3b – Rio Cordin; 1440 m. – In: VENTURINI, C. (Ed.): *Field Workshop on Carboniferous to Permian Sequence of the Pramollo-Nassfeld Basin (Carnic Alps)*, p. 149, September 2–8, 1990, Guidebook.
- CROWELL, J.C. (1978): Gondwanan glaciation, cyclothems, continental positioning, and climate change. – *Am. J. Sci.*, **278**, 1345–1372, New Haven.
- DAMUTH, J.E. & FLOOD, R.D. (1985): Amazon Fan, Atlantic Ocean. – In: BOUMA, A.H., NORMARK, W.R. & BARNES, N.E. (Eds.): *Submarine Fans and Related Turbidite Systems*, 97–106, New York (Springer).
- DAWSON, W.C. & CAROZZI, A.V. (1986): Anatomy of phylloid algal buildup, Raytown Limestone, Iola-Formation, Pennsylvanian, southeast Kansas, U.S.A. – *Sediment. Geol.*, **47**, 221–261, Amsterdam.
- DICKINSON W.R. (1985): Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. – In: ZUFFA, G.G. (Ed.): *Provenance of Arenites*. – *NATO ASI Series C, Vol. 148*, 333–361, Dordrecht (D. Reidel).
- DICKINSON, W. R. (1988): Provenance and sediment dispersal in relation to paleotectonics and paleogeography of sedimentary basins. – In: KLEINSPEHN, K.L. & PAOLA, Ch. (Eds.): *New Perspectives in Basin Analysis*, 3–25, New York (Springer).
- DICKINSON, W.R., BEARD, L.S., BRAKENRIDGE, G.R., ERJAVEC, J.L., FERGUSON, R.C., INMAN, K.F., KNEPP, R.A., LINDBERG, F.A. & RYBERG, T. (1983): Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. – *Bull. Geol. Soc. Am.*, **94**, 222–235, Boulder.
- DICKINSON, W.R. & SUCZEK, C.A. (1979): Plate tectonics and sandstone compositions. – *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, **63**, 2164–2182, Tulsa.
- DICKINSON, W.R. & VALLONI, R. (1980): Plate settings and provenance of sands in modern ocean basins. – *Geology*, **8**, 82–86, Boulder.
- DOTT, R.H. & BOURGOIS, J. (1982): Hummocky stratification: Significance of its variable bedding sequences. – *Geol. Soc. Am. Bull.*, **93**, 663–680, Boulder.
- DOTT, R.H. & BOURGOIS, J. (1983): Hummocky stratification: Significance of its variable bedding sequences: Reply. – *Geol. Soc. Am. Bull.*, **94**, 1249–1251, Boulder.
- DRIESE, S.G. & DOTT, R.H. (1984): Model for sandstone-carbonate "cyclothems" based on Upper-Member of Morgan-Formation (Middle Pennsylvanian) of Northern Utah and Colorado. – *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, **68**, 574–597, Tulsa.
- DUKE, W.L. (1985): Hummocky cross-stratification, tropical hurricanes, and intense winter storms. – *Sedimentology*, **32**, 167–194, Oxford.

- EBNER, F. (1976): Die Schichtfolge an der Wende Unterkarbon/Oberkarbon in der Rannachfazies des Grazer Paläozoikums. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1976**, 65–93, Wien.
- EBNER, F. (1977): Die Transgression der Folge der Dult (Oberkarbon, Paläozoikum von Graz). – *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark*, **107**, 35–53, Graz.
- EBNER, F. (1978): Die sedimentäre Entwicklung des Unterkarbons in Österreich. – *Komm. Österr. Akad. Wiss.*, **3**, 179–190, Wien.
- EBNER, F. (1989): Die Kleinforaminiferen. – In: EBNER, F. & KAHLER, F. (Hrsg.): *Catalogus Fossilium Austriae*, Heft II/b/1: Foraminifera Palaeozoica, 7–85, Wien (Österr. Akad. Wiss.).
- EBNER, F. (1990): Carboniferous Sediments in Austria, Hungary and Slovakia: Correlation, Paleogeography and Implications for Variscan Orogeny. – IGCP Project No. 276: Paleozoic in the Tethys, Meeting 1990, Sept. 21–30, Algeria, 10–13 (Abstract).
- EMMEL, F.J. & CURRAY, J.R. (1985): Bengal Fan, Indian Ocean. – In: BOUMA, A.H., NORMARK, W.R. & BARNES, N.E. (Eds.): *Submarine Fans and Related Turbidite Systems*, 107–112, New York (Springer).
- FELSER, K.O. (1935): Vorbericht über die Neuaufnahme des Unterkarbons von Nötsch, Gailtal. – *Anz. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl.*, **1935**, 203–204, Wien.
- FELSER, K.O. (1936): Die Badstub-Breccie der Karbonscholle von Nötsch im Gailtal (Kärnten). – *Zentralbl. Mineral. Geol. Paläont. B.*, **8**, 305–308, Stuttgart.
- FELSER, K.O. (1938): Die NO-Verwerfer der Karbonscholle von Nötsch (Gailtal). – *Carinthia II*, **128**, 54–61, Klagenfurt.
- FELSER, K.O. (1977): Die stratigraphische Stellung der Magnetitvorkommen in der östlichen Grauwackenzone (Steiermark, Österreich). – *Berg u. Hüttenmänn. Mh.*, **122**, 17–23, Wien.
- FELSER, K.O. & SIEGL, W. (1973): Der Kokardendolomit und seine Stellung im Magnesit von Hohentauern (Sunk bei Trieben). – *Berg u. Hüttenmänn. Mh.*, **118**, 251–256, Wien.
- FENNINGER, A. (1971): Bericht über detailstratigraphische Aufnahmen der oberkarbonen Auernigsschichten im Raume Naßfeld (Karnische Alpen). – *Verh. Geol. B.-A.*, **1971**, 633–636, Wien.
- FENNINGER, A., FLÜGEL, H.W., HOLZER, H.-L. & SCHÖNLAUB, H.P. (1971): Bericht über detailstratigraphische Aufnahmen im Oberkarbon des Waschbüchel-Profiles (Karnische Alpen). – *Verh. Geol. B.-A.*, **1971**, 637–642, Wien.
- FENNINGER, A. & SCHÖNLAUB, H. P. (1972): Das Paläozoikum der Karnischen Alpen. – *Exkursionsführer Tagung Paläont. Ges.*, **1972**, 18–60, Graz.
- FENNINGER, A., SCHÖNLAUB, H.P., HOLZER, H.-L. & FLAJS, G. (1976): Zu den Basisbildungen der Auernigsschichten in den Karnischen Alpen (Österreich). – *Verh. Geol. B.-A.*, **1976**, 243–255, Wien.
- FENNINGER, A. & K. STATTEGGER (1977): Schwermineraluntersuchungen in den oberkarbonen Auernig-Schichten des Garnitzenprofils (Naßfeld, Karnische Alpen). – *Verh. Geol. B.-A.*, **1977**, 367–374, Wien.
- FERRARI, A. & VAI, G.B. (1966): Ricerche stratigrafiche e paleoecologiche al M. Zermula. – *Giorn. Geol.*, **33** (1965), 389–416, Bologna.
- FLÜGEL, E. (1966): Algen aus dem Perm der Karnischen Alpen. – *Carinthia II*, Sonderheft **25**, 3–76, Klagenfurt.
- FLÜGEL, E. & FLÜGEL-KAHLER, E. (1980): Algen aus den Kalken der Trogkofel-Schichten der Karnischen Alpen. – In: FLÜGEL, E. (Hrsg.): *Die Trogkofel-Stufe im Unterperm der Karnischen Alpen*. – *Carinthia II*, Sonderheft **36**, 51–99, Klagenfurt.
- FLÜGEL, E. & KRÄINER, K. (1992): Allogenic and autogenic controls of reef mound formation: Late Carboniferous aulopoid coral buildups from the Carnic Alps, Italy. – *N. Jb. Geol. Paläont. Abh. (in Druck)*.
- FLÜGEL, E. & SCHÖNLAUB, H.P. (1990): Exotic limestone clasts in the Carboniferous of the Carnic Alps and Nötsch. – In: VENTURINI, C. & KRÄINER, K. (Eds.): *Field Workshop on Carboniferous to Permian Sequence of the Pramollo-Nassfeld Basin (Carnic Alps)*, Proceedings (pre-print), 15–19, Udine.
- FLÜGEL, H.W. (1964): Das Paläozoikum in Österreich. – *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **56** (1963), 401–443, Wien.
- FLÜGEL, H.W. (1965): Neue Beobachtungen im Unterkarbon von Nötsch (Kärnten). – *Anz. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl.*, **1965**, 35–37, Wien.
- FLÜGEL, H.W. (1971): Bemerkungen zum Auernig-Rhythmus (Karnische Alpen; Oberkarbon). – *Carinthia II*, Sonderheft **28** (Kahler Festschrift), 27–30, Klagenfurt.
- FLÜGEL, H.W. (1972): Das Karbon von Nötsch. – In: FLÜGEL, H.W. (Hrsg.): *Exkursionsführer Tagung Paläont. Ges.*, 9–17, Graz.
- FLÜGEL, H.W. (1990): Das voralpine Basement im Alpin-Mediterranen Belt – Überblick und Problematik. – *Jb. Geol. B.-A.*, **133**, 181–221, Wien.
- FLÜGEL, H.W., GRÄF, W. & ZIEGLER, W. (1959): Bemerkungen zum Alter der „Hochwipfelschichten“ (Karnische Alpen). – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1959**, 153–167, Stuttgart.
- FLÜGEL, H.W. & ZIEGLER, W. (1957): Die Gliederung des Oberdevons und Unterkarbons am Steinberg westlich von Graz mit Conodonten. – *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark*, **87**, 25–60, Graz.
- FLÜGEL, H.W. & KODSI, G.M. (1968): Lithofazielle Untersuchungen im Karbon von Nötsch (Kärnten). – *Anz. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl.*, **1968**, 1–5, Wien.
- FLÜGEL, H.W. & NEUBAUER, F. (1984): Geologische Karte der Steiermark, 1:200.000. – *Geol. B.-A.*, Wien.
- FONTANA, D. & C. VENTURINI (1982): Evoluzione delle mode detritiche nelle arenarie Permocarbonifere del bacino tardo-ercinico di Pramollo (Alpi Carniche). – *Mem. Soc. Geol. It.*, **24**, 43–49, Roma.
- FRANCAVILLA, F. (1966): Spore nel Flysch Hochwipfel. – *Giorn. Geol.*, **33**, 493–523, Bologna.
- FRANKE, W. (1989): Variscan plate tectonics in Central Europe – current ideas and open questions. – *Tectonophysics*, **169**, 221–228, Amsterdam.
- FRANKE, W. & ENGEL, W. (1988): Tectonic settings of synorogenic sedimentation in the Variscan Belt of Europe. – In: BESLY, B.M. & KELLING, G. (Eds.): *Sedimentation in a Synorogenic Basin Complex. The Upper Carboniferous of Northwest Europe*, 8–17, Glasgow (Blackie).
- FRECH, F. (1894): Die Karnischen Alpen. – 514 S., Halle (Max Niemeyer).
- FREY, R.W. & PEMBERTON, S.G. (1984): Trace fossil facies models. – In: WALKER, R.G. (Ed.): *Facies Models (2nd Ed.)*, Geoscience Canada, Reprint Series 1, 189–207, Toronto.
- FRIMMEL, H. (1986a): Petrographie, Gefügemerkmale und geochronologische Daten von Kristallingeröllen aus dem Oberkarbon der Gurktaler Decke im Vergleich zum benachbarten Altkristallin. – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **32**, 39–65, Wien.
- FRIMMEL, H. (1986b): Isotopengeologische Hinweise für die paläogeographische Nachbarschaft von Gurktaler Decke (Oberostalpin) und dem Altkristallin östlich der Hohen Tauern (Österreich). – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, **66**, 193–208, Zürich.
- FRISCH, W. & NEUBAUER, F. (1989): Pre-Alpine terranes and tectonic zoning in the eastern Alps. – *Geol. Soc. Am., Spec. Paper*, **230**, 91–100, Boulder.
- FRISCH, W., MENOT, R.-P., NEUBAUER, F. & VON RAUMER, J.F. (1990): Correlation and evolution of the Alpine basement. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, **70**, 265–285, Zürich.
- FRITZ, A. (1980): Fundberichte über Pflanzenfossilien aus Kärnten. – *Carinthia II*, **170/90**, 221–238, Klagenfurt.
- FRITZ, A. (1991): Zur Altersfrage der jungpaläozoischen Megafloren im Süden Österreichs. – *Carinthia II*, **181/101**, 393–401, Klagenfurt.
- FRITZ, A. & BOERSMA, M. (1982a): Fundberichte über Pflanzenfossilien aus Kärnten 1981, Beitrag 2: Pflanzengroßreste aus dem Stefan (Oberkarbon) der Schulter, Karnische Alpen. – *Carinthia II*, **171/91**, 387–414, Klagenfurt.
- FRITZ, A. & BOERSMA, M. (1982b): Revision pflanzlicher Großreste aus dem Oberkarbon der Karnischen Alpen: Sammlung HÖFER 1869. – *Carinthia II*, **172/92**, 109–152, Klagenfurt.

- FRITZ, A. & BOERSMA, M. (1983a): Fundberichte über Pflanzenfossilien aus Kärnten, Beiträge 3 und 4. – *Carinthia II*, **173/93**, 19–41, Klagenfurt.
- FRITZ, A. & BOERSMA, M. (1983b): Fundberichte über Pflanzenfossilien aus Kärnten 1983, Beitrag 5. – *Carinthia II*, **173/93**, 315–337, Klagenfurt.
- FRITZ, A. & BOERSMA, M. (1984a): Fundberichte über Pflanzenfossilien aus Kärnten 1984, Beitrag 6: Ofenalm (Stefan), Karnische Alpen. – *Carinthia II*, **174/94**, 9–20, Klagenfurt.
- FRITZ, A. & BOERSMA, M. (1984b): Fundberichte über Pflanzenfossilien aus Kärnten 1984, Beitrag 8: Grenzlandbänke (Rudnigsattel, Unterperm), Karnische Alpen. – *Carinthia II*, **174/94**, 59–69, Klagenfurt.
- FRITZ, A. & BOERSMA, M. (1984c): Fundberichte über Pflanzenfossilien aus Kärnten 1984, Beitrag 9: Krone (Stefan), Karnische Alpen. – *Carinthia II*, **174/94**, 145–175, Klagenfurt.
- FRITZ, A. & BOERSMA, M. (1984d): Beitrag zur Oberkarbonflora der Königstuhl-Nordwand, Aufsammlung Dr. E. EBERMANN. – *Carinthia II*, **174/94**, 267–286, Klagenfurt.
- FRITZ, A. & BOERSMA, M. (1986a): Fundberichte über Pflanzenfossilien aus Kärnten 1986, Beitrag 11: Tomritschrücken (Unter-Stefan), Karnische Alpen. – *Carinthia II*, **176/96**, 69–85, Klagenfurt.
- FRITZ, A. & BOERSMA, M. (1986b): Fundberichte über Pflanzenfossilien aus Kärnten 1986, Beitrag 13: Zollnersee (Unter-Stefan) Karnische Alpen. – *Carinthia II*, **176/96**, 147–165, Klagenfurt.
- FRITZ, A. & BOERSMA, M. (1988): Fundberichte über Pflanzenfossilien aus Kärnten 1988, Beitrag 17: Ulrichsberg (Unterperm), Kärnten. – *Carinthia II*, **178/98**, 437–446, Klagenfurt.
- FRITZ, A. & BOERSMA, M. (1990): Die steinkohlenzeitliche Pflanzenwelt Kärntens in ihrer fossilen Überlieferung. – In: FRITZ, A., BOERSMA, M. & KRAINER, K. (1990): Steinkohlenzeitliche Pflanzenfossilien aus Kärnten. – *Carinthia II*, **180/100**, 15–108, Klagenfurt.
- FRITZ, A., BOERSMA, M. & KRAINER, K. (1990): Steinkohlenzeitliche Pflanzenfossilien aus Kärnten. – 189 S., *Carinthia II*, Sonderheft **49**.
- FRITZ, A. & KRAINER, K. (1992): Correlation of Late Carboniferous to Early Permian shallow marine and continental sequences of the Southern and Eastern Alps based on Megafloreal-Zones. – (in press).
- FRITZ, A., SCHÖNLAUB, H.P. & BOERSMA, M. (1986): Fundberichte über Pflanzenfossilien aus Kärnten 1986, Beitrag 12: Eine Oberstefan-Flora aus den „Grenzlandbänken“ der Treßdorfer Alm (Karnische Alpen, Naßfeld). – *Carinthia II*, **176/96**, 125–133, Klagenfurt.
- GAURI, K.L. (1965): Uralian stratigraphy, Trilobites and Brachiopods of the western Carnic Alps (Austria). – *Jb. Geol. B.-A.*, Sonderband **11**, 1–94, Wien.
- GEYER, G. (1895): Aus dem paläozoischen Gebiete der Karnischen Alpen. – *Verh. k.k. Geol. R.-A.*, Jg. **1895**, 60–90, Wien.
- GEYER, G. (1896): Über die geologischen Verhältnisse im Pontafeler Abschnitt der Karnischen Alpen. – *Jb. k.k. geol. R.-A.*, **46**, 126–233, Wien.
- GEYER, G. (1897): Über neue Funde von Graptolithenschiefen in den Südalpen und deren Bedeutung für den alpinen „Culm“. – *Verh. k. k. Geol. R.-A.*, Jg. **1897**, 237–252, Wien.
- GEDIK, I. (1974): Conodonten aus dem Unterkarbon der Karnischen Alpen. – *Abh. Geol. B.-A.*, **31**, 1–43, Wien.
- GORTANI, M. (1906): Sopra alcuni fossili neocarboniferi delle Alpi Carniche. – *Boll. Soc. Geol. Ital.*, **25**, 257–276, Roma.
- HAHN, G. & HAHN, R. (1977): Trilobiten aus dem Unter-Karbon der Veitsch (Steiermark, Österreich). – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1977**, 137–143, Stuttgart.
- HAHN, G. & HAHN, R. (1987): Trilobiten aus dem Karbon von Nötsch und aus den Karnischen Alpen Österreichs. – *Jb. Geol. B.-A.*, **129/3+4**, 567–619, Wien.
- HAHN, G., HAHN, R. & SCHNEIDER, G. (1989): Neue Trilobitenfunde aus der Waidegg-Formation (hohes Oberkarbon) der Karnischen Alpen (Österreich). – *Jb. Geol. B.-A.*, **132**, 645–664, Wien.
- HAMBLIN, A.P., DUKE, W.L. & WALKER, R.G. (1979): Hummocky cross-stratification – indicator of storm-dominated shallow-marine environments. – *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, **63**, 460–461, Tulsa.
- HAMBLIN, A.P. & WALKER, R.G. (1979): Storm dominated shallow marine deposits: the Fernie-Kootenay (Jurassic) transition, southern Rocky Mountains. – *Can. Jour. Earth Sci.*, **16**, 1673–1690.
- HARLAND, W.B., ARMSTRONG, R.L., COX, A.V., CRAIG, L.E., SMITH, A.G. & SMITH, D.G. (1990): A Geologic Time Scale 1989. – 263 p., Cambridge (Cambridge University Press).
- HARMS, J.C., SOUTHARD, J.B., SPEARING, D.R. & WALKER, R.G. (1975): Depositional environments as interpreted from primary sedimentary structures and stratification sequences. – 161 p., *Soc. Econ. Paleont. Mineral., Short Course 2*, Tulsa.
- HART, B.S. & PLINT, A.G. (1989): Gravely shoreface deposits: a comparison of modern and ancient facies sequences. – *Sedimentology*, **36**, 551–557, Oxford.
- HECKEL, P.H. (1974): Carbonate buildups in the geologic record: a review. – In: LAPORTE (Ed.): *Reefs in Time and Space*, *Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ.* **18**, 90–154, Tulsa.
- HECKEL, P.H. (1983): Diagenetic model for carbonate rocks in Midcontinent Pennsylvanian eustatic cyclothemes. – *Jour. Sed. Petrol.*, **53**, 733–759, Tulsa.
- HECKEL, P.H. (1986): Sea-level curve for Pennsylvanian eustatic marine transgressive-regressive depositional cycles along midcontinent outcrop belt, North America. – *Geology* **14**, 330–334, Boulder.
- HECKEL, P.H. & COCKE, J.M. (1969): Phylloid algal mound complexes in outcropping Upper Pennsylvanian rocks of midcontinent. – *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, **53**, 1058–1074, Tulsa.
- HERITSCH, F. (1928): Tektonische Fragen im Karbon der Karnischen Alpen. – *Sitz. Ber. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., Abt. I*, **137**, 303–338, Wien.
- HERITSCH, F. (1929): Die tektonische Stellung von Hochwipfeldfazies und Naßfeldfazies des Karbons der Karnischen Alpen. – *Sitz. Ber. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., Abt. I*, **138**, 413–423, Wien.
- HERITSCH, H. (1930): Über ein Konglomerat aus dem Carbon der Hochwipfeldschichten der Karnischen Alpen. – *Cbl. f. Min., Geol. u. Paläont.*, Jg. **1930**, Abt. B, 386–391, Stuttgart.
- HERITSCH, F. (1933): Die stratigraphische Stellung von Oberkarbon und Perm in den Karnischen Alpen. – In: HERITSCH, F. (1933): *Die Stratigraphie von Oberkarbon und Perm in den Karnischen Alpen*. – *Mitt. geol. Ges. Wien*, **26**, 162–189, Wien.
- HERITSCH, F. (1939): Karbon und Perm in den Südalpen und in Südosteuropa. – *Geol. Rdsch.*, **30**, 529–587, Stuttgart.
- HERITSCH, F., KAHLER, F. & METZ, K. (1933): Die Schichtfolge von Oberkarbon und Unterperm. – In: HERITSCH, F. (1933): *Stratigraphie von Oberkarbon und Unterperm in den Karnischen Alpen*. – *Mitt. geol. Ges. Wien*, **26**, 162–189, Wien.
- HERZOG, U. (1988): Das Paläozoikum zwischen Poludnig und Oisternig in den Östlichen Karnischen Alpen. – *Carinthia II*, Sonderheft **47**, 1–121, Klagenfurt.
- HEY, M. H. (1954): A new review of chlorites. – *Min. Magazine*, **30**, 277–292, London.
- HSU, K.J., KELTS, K. & VALENTINE, J.W. (1980): Resedimented facies in Ventura Basin, California, and model of longitudinal transport of turbidity currents. – *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, **64**, 1034–1051, Tulsa.
- HUNTER, R.E. & CLIFTON, H.E. (1982): Cyclic deposits and hummocky cross-stratification of probable storm origin in Upper Cretaceous rocks of the Cape Sebastian area, southwestern Oregon. – *Jour. Sed. Petrol.*, **52**, 127–143, Tulsa.
- INGERSOLL, R.V. & SUCZEK, C.A. (1979): Petrology and provenance of Neogene sand from Nicobar and Bengal fans,

- DSDP sites 211 and 218. – *Jour. Sed. Petrol.*, **49**, 1217–1228, Tulsa.
- JONGMANS, W. (1938a): Die Flora des "Stangalpe"-Gebietes in Steiermark. – *C. R. deux Congr. Strat. Carbonifere Heerlen 1935*, **3**, 1259–1298.
- JONGMANS, W. (1938b): Paläobotanische Untersuchungen im österreichischen Karbon. – *Berg- u. Hüttenmänn. Mh.*, **86**, 97–104, Wien.
- KAHLER, F. (1930): Eine neue Leitschichte im Oberkarbon der Karnischen Alpen. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1930**, 137–140, Wien.
- KAHLER, F. (1947): Oberkarbon-Permschichten der Karnischen Alpen und ihre Beziehungen zu Südosteuropa und Asien. – *Carinthia II*, **136**, 59–76, Klagenfurt.
- KAHLER, F. (1955): Entwicklungsräume und Wanderwege der Fusulinen im euroasiatischen Kontinent. – *Geologie*, **4**, 178–188, Berlin.
- KAHLER, F. (1962): Stratigraphische Vergleiche im Karbon und Perm mit Hilfe der Fusuliniden. – *Mitt. Geol. Ges. Wien*, **54** (1961), 147–161, Wien.
- KAHLER, F. (1983): Fusuliniden aus Karbon und Perm der Karnischen Alpen und der Karawanken. – *Carinthia II, Sonderheft 41*, 1–107, Klagenfurt.
- KAHLER, F. (1984): Ein Vergleich der Fusuliniden-Fauna des Oberkarbon und Unterperm der Ostalpen mit dem Dongebiet (UdSSR). – *Mitt. österr. geol. Ges.*, **77**, 241–261, Wien.
- KAHLER, F. (1985): Oberkarbon und Unterperm der Karnischen Alpen. Ihre Biostratigraphie mit Hilfe der Fusuliniden. – *Carinthia II, Sonderheft 42*, 1–93, Klagenfurt.
- KAHLER, F. (1986a): Ein Normalprofil der Fusuliniden-Stratigraphie im Oberkarbon und Unterperm der Karnischen Alpen. – *Carinthia II*, **176/96**, 1–17, Klagenfurt.
- KAHLER, F. (1986b): Eine neue Fusuliniden-Gemeinschaft in tiefen Oberkarbon-Schichten der Karnischen Alpen. – *Carinthia II*, **176/96**, 425–441, Klagenfurt.
- KAHLER, F. (1989): Die Fusuliniden. – In: EBNER, F. & KAHLER, F. (Hrsg.): *Catalogus Fossilium Austriae, Heft II/b/1: Foraminifera Palaeozoica*, 87–295, Wien (Österr. Akad. Wiss.).
- KAHLER, F., HERITSCH, F. & METZ, K. (1933): Die Schichtfolge von Oberkarbon und Unterperm. – In: HERITSCH, F. (1933): *Stratigraphie von Oberkarbon und Unterperm in den Karnischen Alpen*. – *Mitt. geol. Ges. Wien*, **26**, 162–189, Wien.
- KAHLER, F. & METZ, K. (1955): Die Hochwipfelschichten der Karnischen Alpen. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1955**, 253–260, Wien.
- KAHLER, F. & PREY, S. (1963): Erläuterungen zur Geologischen Karte des Naßfeld-Gartnerkofel-Gebietes in den Karnischen Alpen. – 116 S., Wien (Geol. B.-A.).
- KAHLER, F., PREY, S. & HERITSCH, H. (1959): Geologische Karte des Naßfeld-Gartnerkofel-Gebietes in den Karnischen Alpen (1 : 25.000). – Wien (Geol. B.-A.).
- KERNER, F. v. (1897): Die Carbonflora des Steinacherjoches. – *Jahrb. k.k. Geol. R.-A.*, **47**, 365–386, Wien.
- KIESLINGER, F. (1956): Die nutzbaren Gesteine Kärntens. – *Carinthia II, Sdh. 17*, 384 S., Klagenfurt.
- KLEBELSBERG, R. v. (1926): Eine paläozoische Fauna aus der Veitsch (Steiermark). – *Verh. Geol. B.-A.*, **1926**, 95–100, Wien.
- KODSI, G.M. (1967a): Die Lithofazies des Karbons von Nötsch (Gailtal, Kärnten). – Unveröff. Diss. Geol. Inst. Univ. Graz, 58–102, Graz.
- KODSI, G.M. (1967b): Die Fauna der Bank s des Auernig (Oberkarbon; Karnische Alpen, Österreich). – *Carinthia II*, **157/77**, 59–81, Klagenfurt.
- KODSI, G.M. (1967c): Zur Kenntnis der Devon/Karbon-Grenze im Paläozoikum von Graz. – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.*, **1967**, 415–427, Stuttgart.
- KODSI, G.M. & FLÜGEL, H.W. (1970): Lithofazies und Gliederung des Karbons von Nötsch. – *Carinthia II*, **160/80**, 7–17, Klagenfurt.
- KOZUR, H., MOCK, R. & MOSTLER, H. (1976): Stratigraphische Neueinstufung der Karbonatgesteine der „unteren Schichtfolge“ von Ochtiná (Slowakei) in das oberste Visé und Serpukhovian (Namur A). – *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **6**, 1–29, Innsbruck.
- KRAINER, K. (1987): Das Perm der Gurktaler Decke: eine sedimentologische Analyse. – *Carinthia II*, **177/97**, 49–92, Klagenfurt.
- KRAINER, K. (1989a): Molassesedimentation im Oberkarbon der Ostalpen am Beispiel der Stangnock-Formation am NW-Rand der Gurktaler Decke (Österreich). – *Zbl. Geol. Paläont. Teil I*, H. **7/8**, 807–820, Stuttgart.
- KRAINER, K. (1989b): Die fazielle Entwicklung der Oberkarbon-sedimente (Stangnock-Formation) am NW-Rand der Gurktaler Decke. – *Carinthia II*, **179/99**, 563–601, Klagenfurt.
- KRAINER, K. (1989c): Fazielle und sedimentpetrographische Untersuchungen im Perm des Drauzuges. – *Mitt. österr. geol. Ges.*, **82**, Wien.
- KRAINER, K. (1989d): Das Karbon in Kärnten. – *Carinthia II*, **179/99**, 59–109, Klagenfurt.
- KRAINER, K. (1989e): Zum gegenwärtigen Stand der Permo-skythforschung im Drauzug. – *Carinthia II*, **179/99**, 371–382, Klagenfurt.
- KRAINER, K. (1990a): Ein Beitrag zum Oberkarbon der Steinacher Decke („Karbon des Nöblacher Joches“, Tirol). – *Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr.*, **36**, 87–99, Wien.
- KRAINER, K. (1990b): Die basalen Auernigschichten am Tomritsch-Rücken südlich von Tröpolach (Oberkarbon, Karnische Alpen, Kärnten). – *Jb. Geol. B.-A.*, **133**, 567–574, Wien.
- KRAINER, K. (1990c): Stop 6 – Basal A₁-Formation (Tomritsch). – In: VENTURINI, C. (Ed.): *Field Workshop on Carboniferous to Permian Sequence of the Pramollo-Nassfeld Basin (Carnic Alps)*, September 2–8, 1990, Guidebook, 44–47.
- KRAINER, K. (1990d): Stop 7 – Bombaso-Formation and basal A₁-Formation (Footpath SE Cima Val di Puartis, 1700 m). – In: VENTURINI, C. (Ed.): *Field Workshop on Carboniferous to Permian Sequence of the Pramollo-Nassfeld Basin (Carnic Alps)*, September 2–8, 1990, Guidebook, 64–67.
- KRAINER, K. (1990e): Stop 8 – Bombaso-Formation and basal A₁-Formation in the Rio Malinfier, 1500 m. – In: VENTURINI, C. (Ed.): *Field Workshop on Carboniferous to Permian Sequence of the Pramollo-Nassfeld Basin (Carnic Alps)*, September 2–8, 1990, Guidebook, 68–71.
- KRAINER, K. (1990f): The limestone facies of the Auernig Group (A₄₋₅ Fms.). – In: VENTURINI, C. (Ed.): *Field Workshop on Carboniferous to Permian Sequence of the Pramollo-Nassfeld Basin (Carnic Alps)*, September 2–8, 1990, Guidebook, 76–80.
- KRAINER, K. (1990g): Stop 4 – Basal limestone of the A₄-Formation (Monte Corona). – In: VENTURINI, C. (Ed.): *Field Workshop on Carboniferous to Permian Sequence of the Pramollo-Nassfeld Basin (Carnic Alps)*, September 2–8, 1990, Guidebook, 102–105.
- KRAINER, K. (1991): Neue Erkenntnisse zur geologischen Erforschung Kärntens: Badstubbrecie (Karbon von Nötsch) und Auernigschichten (Oberkarbon der Karnischen Alpen). – *Carinthia II*, **181/101**, 95–108, Klagenfurt.
- KRAINER, K. & MOGESSIE, A. (1991): Composition and significance of resedimented amphibolite breccias and conglomerates (Badstubb-Formation) in the Carboniferous of Nötsch (Eastern Alps, Austria). – *Jb. Geol. B.-A.*, **134**, 65–81, Wien.
- KRAINER, K. & STINGL, V. (1986): Alluviale Schuttfächersedimente im Ostalpinen Perm am Beispiel der Präbichlschichten an der Typuslokalität bei Eisenerz/Steiermark (Österreich). – *Mitt. österr. geol. Ges.*, **78**, 231–249, Wien.
- KRAUSE, P.G. (1906): Über das Vorkommen von Kulm in der Karnischen Hauptkette. – *Verh. k.k. Geol. R.-A.*, Jg. **1906**, 64–68, Wien.
- KRULL, P. & PAECH, W. (1975): Zur zeitlichen und räumlichen Stellung der Rotsedimente. – *Z. geol. Wiss.*, **3**, 1439–1451, Berlin.
- KUEHN, O. (1962) (Hrsg.): *Lexique stratigraphique internationale*, 1, Europe; Fasc. 8, Autriche, 646 S., Paris (CNRS).

- KÜGEL, H.-W. (1987): Sphinctozoen aus den Auernigsschichten des Naßfeldes (Oberkarbon, Karnische Alpen, Österreich). – *Facies*, **16**, 143–156, Erlangen.
- LORENZ, V. & NICHOLLS, I.A. (1984): Plate and intraplate processes of Hercynian Europe during the Late Paleozoic. – *Tectonophysics*, **107**, 25–56, Amsterdam.
- LOWE, D.R. (1982): Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. – *Jour. Sed. Petrol.*, **52**, 279–297, Tulsa.
- MACK, G.H. (1984): Exceptions to the Relationship between plate tectonics and sandstone composition. – *Jour. Sed. Petrol.*, **54**, 212–220, Tulsa.
- MACK, G.H. & JAMES, W.C. (1986): Cyclic sedimentation in the mixed siliciclastic-carbonate Abo-Huaco Transitional-Zone (Lower Permian), Southwestern New Mexico. – *Jour. Sed. Petrol.*, **56**, 635–647, Tulsa.
- MANZONI, M. (1966): Conodonti neodevonici e eocarboniferi al Monte Zermula (Alpi Carniche). – *Giorn. Geol.*, **33** (1965), 461–488, Bologna.
- MASSARI, F. & VENTURINI, C. (1990a): The significance of the Auernig Group cyclicity. – In: VENTURINI, C. (Ed.): *Field Workshop on Carboniferous to Permian Sequence of the Pramollo-Nassfeld Basin (Carnic Alps)*, September 2–8, 1990, Guidebook, 81–86.
- MASSARI, F. & VENTURINI, C. (1990b): The main facies of the Auernig Group. – In: VENTURINI, C. (Ed.): *Field Workshop on Carboniferous to Permian Sequence of the Pramollo-Nassfeld Basin (Carnic Alps)*, September 2–8, 1990, Guidebook, 114.
- MASSARI, F. & VENTURINI, C. (1990c): Stop 5a – On the hill southeast of Monte Auernig top, 1840 m. – In: VENTURINI, C. (Ed.): *Field Workshop on Carboniferous to Permian Sequence of the Pramollo-Nassfeld Basin (Carnic Alps)*, September 2–8, 1990, Guidebook, 127–128.
- MASSARI, F. & VENTURINI, C. (1990d): Stop 3a – Rio Cordin, 1450 m. – In: VENTURINI, C. (Ed.): *Field Workshop on Carboniferous to Permian Sequence of the Pramollo-Nassfeld Basin (Carnic Alps)*, September 2–8, 1990, Guidebook, 147–148.
- MATTE, P. (1986): Tectonics and plate tectonic model for the Variscan belt of Europe. – *Tectonophysics*, **126**, 329–374, Amsterdam.
- MAYNARD, J.B., VALLONI, R. & YU, H.-S. (1982): Composition of modern deep-sea sands from arc-related basins. – In: LEGGETT, J.K. (Ed.): *Trench-Forearc Geology: Sedimentation and Tectonics on Modern and Ancient Active Plate Margins*, *Geol. Soc. Spec. Publ.* **10**, 551–561, Blackwell, Oxford.
- MAZZULLO, S.J. & CYS, J.M. (1979): Marine aragonite sea-floor growths and cements in Permian phylloid algal mounds, Sacramento Mountains, New Mexico. – *Jour. Sed. Petrol.*, **49**, 917–936, Tulsa.
- METZ, K. (1936): Eine Fauna aus den untersten Schichten des Oberkarbons der Karnischen Alpen. – *N. Jb. f. Min. etc., Beil. Bd.* **75**, Abt. B, 163–188, Stuttgart.
- MOORE, R.C. (1936): Divisions of the Pennsylvanian System in Kansas. – 256 p., *Bull. Kansas Geol. Survey*, **22**.
- MOORE, R.C. (1964): Paleocological aspects of Kansas Pennsylvanian and Permian cyclothems. – In: MERRIAM, D.F. (Ed.): *Symposium on cyclic sedimentation*. – *Bull. Kansas Geol. Survey*, **169**, vol. 1, 287–380.
- MUTTI, E. & RICCI LUCCHI, F. (1978): Turbidites of the Northern Apennines: Introduction to Facies Analysis. – *Internat. Geology Rev.*, **20**, 125–166, Falls Church, Virginia.
- NEUBAUER, F. (1988): The Variscan orogeny in the Austroalpine and Southalpine domains of the Eastern Alps. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, **68**, 339–349, Zürich.
- NEUBAUER, F. & HERZOG, U. (1985): Das Karbon der Stolzalpendecke Mittelkärntens – Implikationen für die variszische Paläogeographie und Orogenese im Ostalpin. – *Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl.*, **1985**, 105–109, Wien.
- NEUBAUER, F. & PISTOTNIK, J. (1984): Das Altpaläozoikum und Unterkarbon des Gurktaler Deckensystems (Ostalpen) und ihre paläogeographischen Beziehungen. – *Geol. Rdsch.*, **73**, 149–174, Stuttgart.
- NEUGEBAUER, J. (1988): The Variscan plate tectonic evolution: an improved „lapetus model“. – *Schweiz. mineral. petrogr. Mitt.*, **68**, 313–333.
- NEUGEBAUER, J. (1989): The lapetus model: a plate tectonic concept for the Variscan belt of Europe. – *Tectonophysics*, **169**, 229–256, Amsterdam.
- NORMARK, W.R. (1970): Growth patterns of deep-sea fans. – *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, **54**, 2170–2195, Tulsa.
- NORMARK, W.R. (1978): Fan valleys, channels, and depositional lobes on modern submarine fans: characters for recognition of sandy turbidite environments. – *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, **62**, 912–931, Tulsa.
- NORMARK, W.R. & PIPER, D.W.J. (1985): Navy Fan, Pacific Ocean. – In: BOUMA, A.H., NORMARK, W.R. & BARNES, N.E. (Eds.): *Submarine Fans and Related Turbidite Systems*, 87–94, New York (Springer).
- NÖSSING, L. (1975): Die Sanzenkogelschichten (Unterkarbon), eine biostratigraphische Einheit des Grazer Paläozoikums. – *Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark*, **105**, 79–92.
- PASINI, M. (1963): Alcuni Fusulinida del Monte Auernig (Alpi Carniche) e loro significato stratigrafico. – *Riv. Ital. Paleont.*, **69**, Nr. 3, 337–383, Milano.
- PASINI, M. (1990): Due antichi fusulinidi „Reicheliniformi“ (Foraminiferi) nel Permo-Carbonifero delle Alpi Carniche (Alpi sud-orientali). – *Boll. Soc. Paleont. It.*, **29**, 137–143, Modena.
- PETERSON, J.A. & HITE, R.J. (1969): Pennsylvanian evaporite-carbonate cycles and their relation to petroleum occurrence, southern Rocky Mountains. – *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, **53**, 884–908, Tulsa.
- PETTIJOHN, F.J., POTTER, P.E. & SIEVER, R. (1987): *Sand and Sandstone* (2nd Ed.). – 553 p., New York (Springer).
- PIA, J. (1924): Über einen merkwürdigen Landpflanzenrest aus den Nötscher Schichten. – *Sitz. Ber. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., Abt. I*, **133**, 543–558, Wien.
- PICKERING, K.T., HISCOTT, R.N. & HEIN, F.J. (1989): *Deep Marine Environments. Clastic Sedimentation and Tectonics*. – 416 p., London (Unwin Hyman).
- PICKERING, K.T., STOW, D.A.V., WATSON, M. & HISCOTT, R.N. (1986): Deep-water facies, processes and models: a review and classification scheme for modern and ancient sediments. – *Earth Sci. Rev.*, **22**, 75–174, Amsterdam.
- PISTOTNIK, J. (1974): Zur Geologie des NW-Randes der Gurktaler Masse (Stangalm-Mesozoikum, Österreich). – *Mitt. geol. Ges. Wien*, **66/67** (1973/1974), 127–141, Wien.
- PÖLSLER, P. (1967): Geologie des Plöckentunnels der Ölleitung Triest – Ingolstadt (Karnische Alpen, Österreich/Italien). – *Carinthia II*, **157/77**, 37–58, Klagenfurt.
- PÖLSLER, P. (1969): Stratigraphie und Tektonik im Nordabfall des Findenigkofels (Silur bis Karbon; Karnische Alpen, Österreich). – *Jb. Geol. B.-A.*, **112**, 355–398, Wien.
- POSAMENTIER, H.W. & VAIL, P.R. (1988): Eustatic controls on clastic deposition II – sequence and systems tract models. – In: WILGUS et al., *Sea-Level Changes: An Integrated Approach*. – *Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ.*, **42**, 125–154, Tulsa.
- PROHASKA, W. & EBNER, F. (1988): Geochemische Untersuchungen an Metavulkaniten der Veitscher Decke/Grauwackenzzone. – *Sitzber. Österr. Akad. Wiss., math.-naturw. Kl., Abt. I*, **197**, 191–205, Wien.
- RATSCHBACHER, L. (1984): Beitrag zur Neugliederung der Veitscher Decke (Grauwackenzzone) in ihrem Westabschnitt (Obersteiermark, Österreich). – *Jb. Geol. B.-A.*, **127**, 423–453, Wien.
- RATSCHBACHER, L. (1987): Stratigraphy, tectonics, and paleogeography of the Veitsch nappe (Greywacke zone, Eastern Alps, Austria): A rearrangement. – In: FLÜGEL, H.W., SASSI, F.P. & GRECOLA, P. (Eds.): *Pre-Variscan and Variscan Events*

- in the Alpine – Mediterranean Mountain Belts, 407–414, Bratislava (Alfa Publ.).
- REDLICH, K. (1903): Steinkohle. Werchzirmalpe (Stangalpe bei Turrach). – In: Die Mineralkohlen Österreichs, 50–52, Wien (Verl. Zentralver. Bergbaubesitzer Österreichs).
- RICCI LUCCHI, F. (1981): The Marnoso-arenacea: a migrating turbidite basin (over supplied) by a highly efficient dispersal system. – In: RICCI LUCCHI, F. (Ed.): Excursion Guidebook, 2nd IAS Europ. Reg. Meeting, Bologna, 232–275.
- RICCI LUCCHI, F., COLELLA, A., GABBIANELLI, G., ROSSI, S. & NORMARK, W.R. (1985): Crati Fan, Mediterranean. – In: BOUMA, A.H., NORMARK, W.R. & BARNES, N.E. (Eds.): Submarine Fans and Related Turbidite Systems, 51–57, New York (Springer).
- ROSS, C.A. & ROSS, J.R.P. (1985): Late Paleozoic depositional sequences are synchronous and worldwide. – *Geology*, **13**, 194–197, Boulder.
- ROSS, C.A. & ROSS, J.R.P. (1988): Late Paleozoic transgressive-regressive deposition. – In: WILGUS, C.K. et al. (Eds.): Sea-Level Changes: An Integrated Approach. – *Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ.*, **42**, 227–247, Tulsa.
- ROSSI, P.L. & VAI, G.B. (1980): New geochemical data on Silesian volcanics (Dimon fm.) from the Carnic Alps and geodynamic implications. – IGCP Project No. 5, Final Field Meeting, Sardinia, May 25–31, Abstract, p. 77.
- ROYLANCE, M.H. (1990): Depositional and diagenetic history of a Pennsylvanian algal-mound complex. Bug and Papoose Canyon Fields, Paradox Basin, Utah and Colorado. – *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, **74**, 1087–1099, Tulsa.
- SCHATZINGER, R.A. (1983): Phylloid algal and sponge-bryozoan mound-to-basin transition: a late Paleozoic facies tract from the Kelly-Snyder Field, West Texas. – In: HARRIS, P.M. (Ed.): Carbonate Buildups – A Core Workshop, SEPM Core Workshop No. 4, Dallas, 244–303.
- SHELLWIEN, E. (1892): Die Fauna des Karnischen Fusulinenkalkes. I. Teil. – *Palaeontographica*, **39**, 1–56, Stuttgart.
- SHELLWIEN, E. (1898): Die Fauna des karnischen Fusulinenkalkes, II., Foraminifera. – *Palaeontographica*, **44**, 237–282, Stuttgart.
- SCHMIDEGG, O. (1949): Der geologische Bau der Steinacher Decke mit dem Anthrazitkohlenflöz am Nöblachjoch (Brenner-Gebiet). – *Veröff. Mus. Ferdinandeum*, **26/29** (Jg. 1946/49), 1–19 (Klebersberg-Festschrift), Innsbruck.
- SCHNABEL, W. (1976): Schwermineraluntersuchungen im Variszikum der Karnischen Alpen (Österreich und Italien). – *Verh. Geol. B.-A.*, **1976**, 191–206, Wien.
- SCHÖNLAUB, H.P. (1969): Conodonten aus dem Oberdevon und Unterkarbon des Kronhofgrabens (Karnische Alpen, Österreich). – *Jb. Geol. B.-A.*, **112**, 321–354, Wien.
- SCHÖNLAUB, H.P. (1973): Zur Kenntnis des Nord-Süd-Profiles im Nötschgraben westlich Villach. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1973**, 359–365, Wien.
- SCHÖNLAUB, H.P. (1979): Das Paläozoikum in Österreich. – *Abh. Geol. B.-A.*, **33**, 1–124, Wien.
- SCHÖNLAUB, H.P. (1981): Bericht 1978 über geologische Aufnahmen im Paläozoikum der Karnischen Alpen auf Blatt 198, Weißbriach. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1979**, A154–A155, Wien.
- SCHÖNLAUB, H.P. (1982): Das Karbon von Nötsch. – In: Erläuterungen zu Blatt 200 Arnoldstein, 24–25, Wien (Geol. B.-A.).
- SCHÖNLAUB, H.P. (1983): Bericht 1979 über geologische Aufnahmen im Paläozoikum der Karnischen Alpen auf Blatt 198, Weißbriach. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1980**, A131–A134, Wien.
- SCHÖNLAUB, H.P. (1985a): Das Karbon von Nötsch und sein Rahmen. – *Jb. Geol. B.-A.*, **127/4**, 673–692, Wien.
- SCHÖNLAUB, H.P. (1985b): Das Paläozoikum der Karnischen Alpen. – Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1985, Kötschach-Mauthen, Gailtal, 34–52, Wien.
- SCHÖNLAUB, H.P. (1987): Geologische Karte der Republik Österreich 1 : 50.000, Blatt 198 Weißbriach. – Wien (Geol. B.-A.).
- SCHWINNER, R. (1938): Das Karbon-Gebiet der Stangalpe. – *C. R. deux Congr. Strat. Carbonifere Heerlen 1935*, **3**, 1171–1257.
- SELLI, R. (1963a): Schema geologico delle Alpi Carniche e Giulie occidentali. – *Giorn. Geol.*, **30(2)**, 1–121, Bologna.
- SELLI, R. (1963b): Carta geologica del Permo-Carbonifero Pontebano, Scala 1 : 20.000. – *Lit. Art. Cart.*, Firenze.
- SHANMUGAM, G. & MOIOLA, R.J. (1985): Submarine fan models: problems and solutions. – In: BOUMA, A.H., NORMARK, W.R. & BARNES, N.E. (Eds.): Submarine Fans and Related Turbidite Systems, 29–34, New York (Springer).
- SHANMUGAM, G. & MOIOLA, R.J. (1988): Submarine Fans: Characteristics, Models, Classification, and Reservoir Potential. – *Earth-Science Reviews*, **24**, 383–428, Amsterdam.
- SIEGL, W. & FELSER, K.O. (1973): Der Kokardendolomit und seine Stellung im Magnesit von Hohentauern (Sunk bei Trieben). – *Berg u. Hüttenmänn. Mh.*, **118**, 251–256, Wien.
- SPALLETTA, C., VAI, G.B. & VENTURINI, C. (1980): Il Flysch ercinico nella geologia dei Monti Paularo e Dimon (Alpi Carniche). – *Mem. Soc. Geol. It.*, **20**, 243–265.
- SPALLETTA, C. & VENTURINI, C. (1988): Conglomeratic Sequences in the Hochwipfel-Formation: A New Palaeogeographic Hypothesis on the Hercynian Flysch Stage of the Carnic Alps. – *Jb. Geol. B.-A.*, **131**, 637–647, Wien.
- STACHE, G. (1872): Neue Fundstellen von Fusulinenkalk zwischen Gailthal und Canalthal, Kärnten. – *Verh. k.k. Geol. R.-A.*, Jg. **1872**, 283–287, Wien.
- STACHE, G. (1874): Die paläozoischen Gebiete der Ostalpen. – *Jb. k.k. Geol. R.-A.*, **24**, 135–274, Wien.
- STOW, D.A.V. (1981): Laurentian Fan: morphology, sediments, processes and growth patterns. – *Bull. Am. Ass. Petrol. Geol.*, **65**, 375–393, Tulsa.
- STOW, D.A.V. (1985): Brae Oilfield Turbidite System, North Sea. – In: BOUMA, A.H., NORMARK, W.R. & BARNES, N.E. (Eds.): Submarine Fans and Related Turbidite Systems, 231–236, New York (Springer).
- STOWASSER, H. (1956): Zur Schichtfolge, Verbreitung und Tektonik des Stangalm-Mesozoikums (Gurktaler Alpen). – *Jb. Geol. B.-A.*, **99**, 75–199, Wien.
- STUR, D. (1856): Die geologischen Verhältnisse der Thäler der Drau, Isel, Möll und Gail in der Umgebung von Lienz, ferner der Carnia im venetianischen Gebiete. – *Jahrb. k.k. Geol. R.-A.*, **7**, 405–459, Wien.
- STUR, D. (1871): Geologie der Steiermark. – 654 S., Graz (Geogn.-montan. Ver. Steiermark).
- STUR, D. (1883): Funde von untercarbonischen Pflanzen der Schatzlarer Schichten am Nordrande der Centralkette in den nordöstlichen Alpen. – *Jahrb. k.k. Geol. R.-A.*, **33**, 189–206, Wien.
- SURLYK, F. (1978): Submarine fan sedimentation along fault scarps on tilted fault blocks (Jurassic-Cretaceous boundary, East Greenland). – *Gronlands Geologiske Undersøgelse, Bulletin* **128**, 1–108, Kopenhagen.
- SURLYK, F. (1984): Fan-Delta to Submarine Fan Conglomerates of the Volgian-Valanginian Wollaston Forland Group, East Greenland. – In: KOSTER, E.H. & STEEL, R.J. (Eds.): Sedimentology of Gravels and Conglomerates, *Can. Soc. Petrol. Geol., Memoir* **10**, 359–382, Calgary.
- TARAMELLI, T. (1985): Osservazioni stratigrafiche sui terreni paleozoici nel versante italiana delle Alpi Carniche. – *Rend. R. Acc. Lincei, ser. 5*, **4**.
- TEICH, T. (1982): Zum Chemismus der Badstubbekkie im Unterkarbon von Nötsch in Kärnten. – *Carinthia II*, **172/92**, 91–96, Klagenfurt.
- TENCHOV, Y. (1978a): Stratigraphy of the Carboniferous from Stangalps, Austria. – *Geologica Balcanica*, **8**, 105–110, Sofia.
- TENCHOV, Y. (1978b): Carboniferous Flora from Brunnachhöhe, Kärnten, Austria. – *Geologica Balcanica*, **8**, 89–91, Sofia.
- TENCHOV, Y. (1980): Die paläozoische Megafloora von Österreich. Eine Übersicht. – *Verh. Geol. B.-A.*, **1980**, 161–174, Wien.

- TESSENHORN, F. (1968): Unter-Karbon-Flysch und Auernig-Ober-Karbon in Trögern, Karawanken, Österreich. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **21**, 100–121, Stuttgart.
- TESSENHORN, F. (1969): Zur Unter-Karbon-Stratigraphie in den Karawanken. – Carinthia II, **159/79**, 28–32, Klagenfurt.
- TESSENHORN, F. (1971): Der Flysch-Trog und seine Randbereiche im Karbon der Karawanken. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **138**, 169–220, Stuttgart.
- TESSENHORN, F. (1972): Einige neue Beobachtungen im Karbon von Nötsch, Kärnten. – Carinthia II, **162/82**, 143–147, Klagenfurt.
- TESSENHORN, F. (1974a): Zur Fazies paläozoischer Kalke in den Karawanken (Karawankenkalke II). – Verh. Geol. B.-A., **1974**, 89–130, Wien.
- TESSENHORN, F. (1974b): Schichtlücken und Mischfaunen in paläozoischen Kalken der Karawanken. – Carinthia II, **164/84**, 137–160, Klagenfurt.
- TILLMAN, R.W. (1985): A spectrum of shelf sands and sandstones. – In: TILLMAN, R.W., SWIFT, D.J.P. & WALKER, R.G. (Eds.): Shelf Sands and Sandstone Reservoirs, SEPM Short Course Notes No. **13**, 1–46, Tulsa.
- TOOMEY, D.F. (1976): Paleosynecology of a Permian Plant Dominated Marine Community. – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **152**, 1–18, Stuttgart.
- TOOMEY, D.F. (1983): The paleology of a "Middle Limestone-Member" (Leavenworth) of an Upper Carboniferous (Stephanian) cyclothem, Midcontinent, U.S.A. – Facies, **8**, 113–190, Erlangen.
- TOOMEY, D.F., WILSON, J.L. & REZAK, R. (1977): Evolution of Yucca Mound Complex, Late Pennsylvanian Phylloid-Algal Buildup, Sacramento Mountains, New Mexico. – Am. Ass. Petrol. Geol. Bull., **61**, 2115–2133, Tulsa.
- TOOMEY, D.F. & WINLAND, H.D. (1973): Rock and biotic facies associated with Middle Pennsylvanian (Desmoinesian) algal buildup, Nena Lucia Field, Nolan County, Texas. – Bull. Am. Ass. Petrol. Geol., **57**, 1053–1074, Tulsa.
- TOLLMANN, A. (1977): Geologie von Österreich, Bd. I. Die Zentralalpen. – 766 S., Wien (F. Deuticke).
- UNGER, F. (1840): Über ein Lager vorweltlicher Pflanzen auf der Stangalpe in Steiermark. – Steierm. Z., N.F., **6**, Graz.
- UNGER, F. (1869): Anthrazit-Lager in Kärnten. – Sitzber. Österr. Akad. d. Wiss., math.-natwiss. Kl., Abt. I, Bd. **60**, 777–794, Wien.
- VAI, G.B. (1962): Ricerche geologiche nel gruppo del M. Coglians e nella zona di Volaja (Alpi Carniche). – Giorn. Geol., **30**, 1–47, Bologna.
- VAI, G.B. (1975): Hercynian Basin Evolution of the Southern Alps. – In: SQUYRES, C. (Ed.): Geology of Italy, 293–298, E.S.S.L.A.R., Tripoli.
- VAI, G.B. (1976): Stratigrafia e paleogeografia ercinica delle Alpi. – Mem. Soc. Geol. Ital., **13**, 7–37, Roma.
- VAI, G.B. (1979): Tracing the Hercynian structural zones across "Neo-Europa": an introduction. – Mem. Soc. Geol. Ital., **20**, 39–45, Roma.
- VAI, G.B. & COCOZZA, T. (1986): Tentative schematic zonation of the Hercynian chain in Italy. – Bull. Soc. geol. France **1986** (8), t. II, no 1, 95–114, Paris.
- VAIL, P.R., MITCHUM, R.M. & THOMPSON, S. (1977): Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 3: relative changes of sea level from coastal onlap. – In: CLAYTON, C.E. (Ed.): Seismic Stratigraphy-Applications to Hydrocarbon Exploration, Am. Ass. Petrol. Geol. Memoir **26**, 63–97, Tulsa.
- VAN AMEROM, H.W.J. & M. BOERSMA (1974): Vorläufige Untersuchungsergebnisse an älteren und neu aufgesammelten jungpaläozoischen Pflanzenfunden der Ostalpen (Österreich). – Carinthia II, **164/84**, 9–15, Klagenfurt.
- VAN AMEROM, H.W.J., FLAJS, G. & HUNGER, G. (1983): Die „Flora der Marinelli-Hütte“ (Mittleres Visé) aus dem Hochwipfeldflysch der Karnischen Alpen (Italien). – Meded. Rijks Geol. Dienst, **37**, 21–41.
- VAN DER VOO, R. (1982): Pre-Mesozoic Paleomagnetism and Plate Tectonics. – Ann. Rev. Earth. Planet. Sci., **10**, 191–220, Amsterdam.
- VAN HOUTEN, F.B. (1973) Meaning of Molasse. – Geol. Soc. Am. Bull., **84**, 1973–1975, Boulder.
- VAN WAGONER, J.C., POSAMENTIER, H.W., MITCHUM, R.M., VAIL, P.R., SARG, J.F., LOUTIT, T.S. & HARDENBOL, J. (1988): An overview of the fundamentals of sequence stratigraphy and key definitions. – In: WILGUS et al.: Sea-Level Changes: An Integrated Approach. – Soc. Econ. Paleont. Mineral., Spec. Publ., **42**, 39–45, Tulsa.
- VEEVERS, J.J. & POWELL, C.McA. (1987): Late Paleozoic glacial episodes in Gondwanaland reflected in transgressive-regressive depositional sequences in Euramerica. – Geol. Soc. Am. Bull., **98**, 475–487.
- VENTURINI, C. (1982): Il bacino tardoercinico di Pramollo (Alpi Carniche): Un'evoluzione regolata dalla tettonica sinsedimentaria. – Mem. Soc. Geol. It., **24**, 23–42, Roma.
- VENTURINI, C. (1989): Bombaso-Formation: The basal clastic unit of the late orogenic Hercynian sequence in the Carnic Alps. – In: SASSI, F.P. & BOURROUILH, R. (Eds.) – Newsletter, IGCP Project n. 5, **7**, 101–103.
- VENTURINI, C. (1990a): Geologia delle Alpi Carniche Centro Orientali. – Ed. Mus. Friul. Stor. Nat., Pubbl. **36**, 1–220, Udine.
- VENTURINI, C. (1990b): Carta Geologica delle Alpi Carniche Centro-Orientali, 1 : 20.000, Museo Friulano di Storia Naturale, Udine.
- VENTURINI, C. (Ed.) (1990c): Field Workshop on Carboniferous to Permian Sequence of the Pramollo-Nassfeld Basin (Carnic Alps), September 2–8, 1990, Guidebook, Udine.
- VENTURINI, C. (1990d): The Bombaso-Formation (Pramollo-Member and Malinfier-Horizons), Upper Moscovian – Lower Gzhelian. – In: VENTURINI, C. (Ed.): Field Workshop on Carboniferous to Permian Sequence of the Pramollo-Nassfeld Basin (Carnic Alps), September 2–8, 1990, Guidebook, 50–53.
- VENTURINI, C., MASSARI, F. & BARBIERO, G. (1990): Stop 2 – Lower Rio Tratte, South of Monte Carnizza, 1450–1480 m. – In: VENTURINI, C. (Ed.): Field Workshop on Carboniferous to Permian Sequence of the Pramollo-Nassfeld Basin (Carnic Alps), September 2–8, 1990, Guidebook, 90–92.
- VENTURINI, C., A. FERRARI, C. SPALLETTA & G.B. VAI (1982): La discordanza ercinica, il tardoerogeno e il postorogeno nella geologia del Passo di Pramollo. – In: A. CASTELLARIN & G.B. VAI: Guida alla geologia del Sudalpino centro-orientale. Guide geol. reg. S.G.I., 305–319, Bologna.
- VINASSA DE REGNY, P. (1906): Zur Kulmfrage in den Karnischen Alpen. – Verh. k.k. Geol. R.-A., Jg. **1906**, 238–240, Wien.
- WAGNER, R.H. (1984): Megafloreal Zones of the Carboniferous. – C.R.IX. Congr. Int. Stratigr. Geol. Carbonifere, Washington and Champaign-Urbana 1979, Vol. **2**, 109–134.
- WAGNER, R.H., PARK, R.K., WINKLER PRINS, C.F. & LYS, M. (1977): The Post-Leonian Basin in Palencia: A Report on the Stratotype of the Cantabrian Stage. – In: HOLUB, V. M. & WAGNER, R.H. (Eds.): Symposium on Carboniferous Stratigraphy, Spec. Publ. Geol. Survey of Prague, 89–146, Prague.
- WAGNER, R.H. & WINKLER PRINS, C.F. (1985a): The Cantabrian and Barruelian Stratotypes: A Summary of Basin Development and Biostratigraphic Information. – An. Fac. Cienc., Porto, Suppl. Vol. **64** (1983), 359–410.
- WAGNER, R.H. & WINKLER PRINS, C.F. (1985b): Stratotypes of the Lower Stephanian Stages, Cantabrian and Barruelian. – C.R. X. Congr. Internat. Stratigr. Geol. Carbonifere, Madrid 1983, Vol. **4**, 473–483.
- WALKER, R.G. (1975): Generalized facies models for resedimented conglomerates of turbidite association. – Geol. Soc. Am. Bull., **86**, 737–748, Boulder.
- WALKER, R.G. (1977): Deposition of upper Mesozoic resedimented conglomerates and associated turbidites in southwestern Oregon. – Geol. Soc. Am. Bull., **88**, 273–285, Boulder.

- WALKER, R.G. (1978): Deep water sandstone facies and ancient submarine fans: models for exploration for stratigraphic traps. – *Am. Ass. Petrol. Geol. Bull.*, **62**, 932–966, Tulsa.
- WALKER, R.G. (1984): Turbidites and associated coarse clastic deposits. – In: WALKER, R.G. (Ed.): *Facies Models* (2nd Ed.), Geoscience Canada, Reprint Series 1, 171–188, Toronto.
- WALKER, R.G. (1985): Geological evidence for storm transportation and deposition on ancient shelves. – In: TILLMAN, R.W., SWIFT, D.J.P. & WALKER, R.G. (Eds.): *Shelf Sands and Sandstone Reservoirs*, SEPM Short Course Notes No. **13**, 243–302, Tulsa.
- WALKER, R.G., DUKE, W.L. & LECKIE, D.A. (1983): Hummocky stratification: Significance of its variable bedding sequences: Discussion and reply. – *Geol. Soc. Am. Bull.*, **94**, 1245–1251, Boulder.
- WANLESS, H.R. & SHEPARD, E. P. (1936): Sea level and climatic changes related to Late Paleozoic cycles. – *Geol. Soc. Am. Bull.*, **47**, 1177–1206, Boulder.
- WANLESS, H.R. & WELLER, J.M. (1932): Correlation and extent of Pennsylvanian cyclothems. – *Geol. Soc. Am. Bull.*, **43**, 1003–1016, Boulder.
- WEBER, K. (1984): Variscan events: early Paleozoic continental rift metamorphism and late Paleozoic crustal shortening. – In: HUTTON, D.H.W. & SANDERSON, D.J. (Eds.): *Variscan Tectonics of the North Atlantic Region*. – *Geol. Soc. London, Special Issue 14*, 3–22, London.
- WELLER, J.M. (1930): Cyclical sedimentation of the Pennsylvanian Period and its significance. – *Jour. Geol.*, **38**, 97–135, Chicago.
- WEST, R.R. (1988): Temporal changes in Carboniferous reef mound communities. – *Palaios*, **3** (Reef Issue), 152–169.
- WILSON, J.L. (1967): Cyclic and reciprocal sedimentation in Virgilian strata of southern New Mexico. – *Geol. Soc. Am. Bull.*, **78**, 805–818, Boulder.
- WILSON, J.L. (1975): *Carbonate Facies in Geologic History*. – 471 S., Berlin (Springer).
- WRAY, J.L. (1964): Archaeolithophyllum, an abundant calcareous algae in limestones of the Lansing Group, Pennsylvanian, southeastern Kansas. – *Kansas Geol. Surv. Bull.*, **170**, 1–13, Kansas.
- WRAY, J.L. (1968): Late Paleozoic phylloid algal limestones in the United States. – 23rd Int. Geol. Congr. Prague, Proc. **8**, 113–119.
- WRIGHT, M.E. & WALKER, R.G. (1981): Cardium-Formation (U. Cretaceous) at Seebe, Alberta – storm-transported sandstones and conglomerates in shallow marine depositional environments below fair-weather wave base. – *Can. Jour. Earth Sci.*, **18**, 795–809.
- ZIEGLER, P.A. (1982): *Geological Atlas of Western and Central Europe*. – 130 S., Amsterdam (Elsevier).
- ZIEGLER, P.A. (1984): Caledonian and Hercynian crustal consolidation of Western and Central Europe – a working hypothesis. – *Geol. Mijnbouw*, **63**(1), 93–108, Amsterdam.
- ZIEGLER, P.A. (1986): Geodynamic model for the Paleozoic crustal consolidation of Western and Central Europe. – *Tectonophysics*, **126**, 303–328, Amsterdam.

ZOBODAT - www.zobodat.at

Zoologisch-Botanische Datenbank/Zoological-Botanical Database

Digitale Literatur/Digital Literature

Zeitschrift/Journal: [Jahrbuch der Geologischen Bundesanstalt](#)

Jahr/Year: 1992

Band/Volume: [135](#)

Autor(en)/Author(s): Krainer Karl

Artikel/Article: [Fazies, Sedimentationsprozesse und Paläogeographie im Karbon der Ost- und Südalpen 99-193](#)