ABHANDLUNGEN DER GEOLOGISCHEN BUNDESANSTALT
Abh. Geol. B.-A. | ISSN 0378-0864 | ISBN 978-3-85316-038-1 | Band 61 | S. 3–157 | Wien, November 2007

Die post-variszische Schichtfolge der Karnischen Alpen – Erläuterungen zur Geologischen Karte des Jungpaläozoikums der Karnischen Alpen 1 : 12 500

HANS PETER SCHÖNLAUB*) & HOLGER C. FORKE**)

155 Abbildungen, 1 Tabelle, 1 geologische Karte (Beilage)

Italien
Österreich
Kärnten
Karnische Alpen
Paläozoikum
Karbon
Perm
Trias
Stratigrafie
Tektonik
Variszische Orogenese

Österreichische Karte 1 : 50 000
Blätter 197, 198, 199

Inhalt

Zusammenfassung 5
Abstract 6
Riassunto 7
1. Vorwort 8
2. Zur Variszischen Orogenese in den Ost- und Südalpen 8
2. 1. Überblick 8
2. 2. Diskussion der geodynamischen Entwicklung in den Karnischen Alpen 10
3. Der Kontakt zwischen Grund- und Deckgebirge in den Karnischen Alpen 11
3. 1. Einleitung 11
3. 2. Der Zeitrahmen für den variszischen Umbruch 11
4. Die post-variszische Schichtfolge 13
4. 1. Collendiaul-Formation (41) 14
4. 2. Malinfier-Formation (41) 14
4. 3. Auernigalm-Kalkbrekzie (40) 16
4. 4. Auernig-Formation (36–38) 18
4. 5. Trögl-Kalk (Calcare di Creta di Rio Secco) (39) 36
4. 6. Schulterkofel-(Creta-di-Lanza-)Formation (34, 35) 39
4. 7. Die Karbon/Perm-Grenze 43
4. 8. Grenzland-(Val-Dolce-)Formation (31–33) 44
4. 9. Zweikofel-Formation (27–30) 51
4.10. Trogkofel-Kalk (26) 56
4.11. Gröden-(Val-Gardena-)Formation (22) 58
4.12. Tarvis-Brekzie, Trogkofel-Brekzie, Trogkofel-Konglomerat (23, 25) 62
4.13. Spaltenfüllungen im Trogkofel-Kalk (26) 67
4.14. Bellerophon-Formation (20, 21) 72
4.15. Die Perm/Trias-Grenze 75
4.16. Werfen-Formation (19) 78
4.17. Muschelkalk-Konglomerat bzw. Uggowitz-Brekzie (18) 81
4.18. Muschelkalk-(Buchenstein-)Formation mit lokalem Tuff und Agglomerat (Pietra Verde?) (17) 83
4.19. Schlern-Dolomit mit Kalkeinschaltungen (14, 15) 84

*) Univ.-Prof. Dr. HANS P. SCHÖNLAUB, Geologische Bundesanstalt, Neulinggasse 38, A 1030 Wien.
hp.schoenlaub@geologie.ac.at.
**) Dr. HOLGER C. FORKE, Lychener Straße 54, D 10437 Berlin.
holger.forke@gmx.de.

5. Tektonik ... 85
5.1. Einleitung ... 85
5.2. Tektonische Schlüsselstellen ... 86
5.2.1. Transgressionskontakte zwischen variszischer Unterlage und post-variszischem Deckgebirge ... 86
5.2.1. 1. Die klassische Winkeldiskordanz auf der Hochfläche des Collendiaul ... 86
5.2.1. 2. Wasserfall-Profil nordwestlich des Zollnersees ... 88
5.2.1. 3. Rio Malinfier südwestlich der Straniger Alm ... 88
5.2.1. 4. Roßkofel (Monte Cavallo) ... 89
5.2.1. 5. Auernigalm – Kontakt zwischen Deck- und Grundgebirge ... 89
5.2.1. 6. Weitere Transgressionsbildungen ... 91
5.2.2. Deformationserscheinungen in der Stranig-Einheit und der Gartnerkofel-Decke ... 91
5.2.2. 1. Großfalte an der Westflanke des Straniger Kopfes ... 91
5.2.2. 2. Südwestflanke Straniger Kopf ... 92
5.2.2. 3. Grenzhang südlich vom Straniger Kopf bei Grenzstein n-287 ... 92
5.2.2. 4. Geländekamm südlich Grenzstein n-292, Höhe ca. 1700 m ... 92
5.2.2. 5. Kleine Cordinalm ... 92
5.2.2. 6. Waschbühel – Waidegger Alm ... 92
5.2.2. 7. Leitenkogel ... 93
5.2.2. 8. Gartnerkofel – Watschiger Alm ... 93
5.2.2. 9. Lanzenboden – Große Cordinalm – Graben Cima di Lanza ... 95
5.2.2.10. Rudnigsattel ... 95
5.3. Die zentrale Frage: Woher kommt die Gartnerkofel-Decke? ... 95
5.4. Errata in der Geologischen Karte ... 98
6. Ausgewählte Exkursionspunkte im Jungpaläozoikum der Karnischen Alpen ... 99
6. 1. Stop 1 – Collendiaul südlich der Zollnerhöhe ... 99
6. 2. Stop 2 – Ausfluss an der Westseite und Kalkkuppen südwestlich des Zollnersees ... 99
6. 3. Stop 3 – Waschbühel-Kamm S Waidegger Alm ... 101
6. 4. Stop 4 – Cima Val di Puartis ... 101
6. 5. Stop 5 – Rio Malinfier SW Straniger Alm ... 103
6. 6. Stop 6 – Gipfel der Kammleiten (1998 m) ... 104
6. 7. Stop 7 – Bergstation des Gartnerkofel-Sesselliftes (1902 m) ... 104
6. 8. Stop 8 – Sattel südlich Bergstation (1856 m) ... 106
6. 9. Stop 9 – Gugga (1928 m) ... 106
6.10. Stop 10 – Garnitzenberg Nord (1960 m) ... 111
6.11. Stop 11 – Auernig (1853 m) ... 111
6.12. Stop 12 – Auernigalm und Umgebung – Naßfeld ... 114
6.13. Stop 13 – Parkplatz an der Brücke bei den italienischen Restaurants ... 114
6.14. Stop 14 – Pflanzenfundpunkt Krone (1730 m) ... 116
7. Outline of the Post-Variscan Sequence of the Carnic Alps ... 118
8. The Variscan Orogeny in the Eastern and Southern Alps ... 118
8.1. Overview ... 118
8.2. Summary Remarks on the Paleobiogeography and Sedimentology of the Southern Alps During the Paleozoic ... 120
8.3. Discussion on the Geodynamic Evolution During the Variscan Orogeny in the Carnic Alps ... 121
9. The Contact Between the Pre-Variscan Basement and the Post-Variscan Cover Sequences in the Carnic Alps ... 121
9.1. Introduction ... 121
9.2. Timing of the Variscan Deformation ... 121
10. Overview of the Stratigraphy of the Carnic Alps ... 122
10. 1. The Basal Deposits at the Contact between Pre-Variscan Basement and Post-Variscan Cover ... 122
10.1.1. Arenaceous Shales above Devonian Lydites ... 123
10.1.2. Lydite Breccia/Conglomerate above Silurian Cherts ... 123
10.1.3. Limestone Breccias atop of Devonian Limestones ... 123
10.1.4. Pebble-Bearing Shales on Devonian Limestones ... 124
10.1.5. Limestone to Limestone Contact ... 124
10. 2. Auernigalm Limestone Breccia Overlying the Hochwipfel Formation ... 126
10. 3. Auernig Formation ... 127
10. 4. Schulterkofel Formation (Creta di Lanza Formation) ... 128
10. 5. Grenzland Formation (Val Dolce Formation) ... 129
10. 6. Zweikofel Formation ... 129
10. 7. Trogkofel Limestone ... 130
10. 8. Gröden Formation (Val Gardena Formation) ... 130
10. 9. Tarvis Breccia, Trogkofel Breccia, Trogkofel Conglomerate ... 130
10.10. Karstic Features and Fissures ... 131
10.11. Bellerophon Formation ... 131
10.12. Werfen Formation ... 131
10.13. Muschelkalk Conglomerate (Uggowitz Breccia) ... 131
10.14. Muschelkalk (Buchenstein) Livinallongo Formation with Locally Tuff and Agglomerates (Pietra Verde ?) ... 131
10.15. Schlern Dolomite ... 131
11. Review of Local Tectonics ... 132
12. Field Trip Itinerary ... 132
12. 1. Stop 1 – Collendiaul South of Zollnerhöhe ... 132
12. 2. Stop 2 – Right Bank of River Outflow West (Section WF) and Limestone Hills Southwest of Lake Zollner (Section ZS) ... 132
12. 3. Stop 3 – Waschbühel Ridge South of Waidegger Alm ... 136
12. 4. Stop 4 – Cima Val di Puartis ... 136
12. 5. Stop 5 – Rio Malinfier Southwest of Straniger Alm ... 136
12. 6. Stop 6 – Kammleiten Summit (1998 m) ... 136
12. 7. Stop 7 – Summit Station of Gartnerkofel Chairlift (1902 m) ... 140
12. 8. Stop 8 – Saddle South of Summit Station of Gartnerkofel Chairlift (1856 m) ... 140

12. 9. Stop 9 – Gugga (1928 m) 140
12.10. Stop 10 – Garnitzenberg North (1960 m) 140
12.11. Stop 11 – Auernig (1853 m) 140
12.12. Stop 12 – Auernigalm – Auernig Limestone Breccia 142
12.13. Stop 13 – Parking at Road Near Italian Restaurants – Base of Auernig Formation 142
12.14. Stop 14 – Krone (Fossil Plants; 1730 m) 147
Dank – Acknowledgements 150
Literatur – References 150

Zusammenfassung

Diese Arbeit behandelt die post-variszische (Oberkarbon–Mitteltrias) Schichtfolge im österreichisch-italienischen Grenzgebiet der Karnischen Alpen. Grundlage bildet eine neue geologische Karte im Maßstab 1 : 12 500, die von der Umgebung des Zollnersees im Westen bis östlich des Garnitzengrabens reicht. Als ein vorrangiges Ziel erachten wir es, die wissenschaftlichen Neuergebnisse der letzten 15 bis 20 Jahre, die von einer Vielzahl von Autoren zusammengetragen wurden, zusammenzufassen und zu interpretieren.

In der Einführung widmen wir uns dem gegenwärtigen Kenntnisstand der geodynamischen Entwicklung und dem zeitlichen Ablauf der variszischen Orogenese in den Ost- und Südalpen. Im darauf folgenden Kapitel wird in stratigraphischer Reihenfolge die post-variszische Gesteinsgesellschaft ausführlich und umfassend anhand revidierter bzw. ergänzter lithologischer, biostratigraphischer, fazieller und tektonischer Untersuchungsergebnisse beschrieben.

Die post-variszische Schichtfolge kommt im Untersuchungsgebiet in zwei tektonischen Einheiten vor:

1) Autochthone Straniger Einheit: Auf variszisch deformiertem Grundgebirge folgen transgressiv verschiedene Basisbrekzien im Liegenden der Auernig-Formation, die ihrerseits von der Gröden- und Bellerophon-Formation sedimentär überlagert wird (die Schichtlücke umfasst die Äquivalente des höchsten Oberkarbons und Unterperms).
2) Allochthone Gartnerkofel-Decke mit einer Überschiebungsweite von mindestens drei Kilometern. Diese Einheit ist ebenfalls aufrecht und umfasst eine vollständige Schichtfolge vom Oberkarbon bis in die Mitteltrias (Schlern-Dolomit). Die Überschiebung ist nur im Bereich des Lanzenbodens durch die Überlagerung von Oberkarbon auf Gröden- bzw. Bellerophon-Formation aufgeschlossen.

Beginnend mit der durch Lyditbrekzien und -konglomerate gekennzeichneten Collendiaul-Formation im Westen, wird jedes einzelne Schichtglied einheitlich nach der Ersterwähnung und der vorherrschenden Lithologie beschrieben, das Verbreitungsgebiet erwähnt und einem (soweit definiert) Typusprofil zugeordnet. Des Weiteren werden präzise biostratigraphische Daten und die Ablagerungsbedingungen diskutiert.

Großen Raum nimmt zu Beginn die Beschreibung der Auernig-Formation ein, deren Definition in der Vergangenheit starken Meinungsunterschieden ausgesetzt war und die wir daher entsprechend den „Empfehlungen (Richtlinien) zur Handhabung der stratigraphischen Nomenklatur“ (Steininger & Piller, 1999) neu definieren. Nach unserer Auffassung ist die hierarchische Zuordnung der Auernig-Formation in den Rang einer „Gruppe“ nicht gerechtfertigt, da dafür die Voraussetzungen, wie sie die „Richtlinien” empfehlen, nicht gegeben sind.

Die Gliederung der „Auernig-Gruppe“ in Formationen als kartierbare Einheiten ist im Gelände nicht nachvollziehbar und auf geologischen Karten nicht darstellbar. Dazu kommt, dass es nach dem derzeitigen Kenntnisstand nicht möglich ist, die vielen disloziierten, in ein Schollenmosaik zerbrochenen oberkarbonen Ablagerungen zwischen der Krone im Osten und dem Zollnersee/Collendiaul im Westen in einem zusammengesetzten („composite“) Gesamtprofil zu korrelieren. Solange die Basis und die Obergrenze der „Formationen“ nicht definiert sind, ist eine Zuweisung zu bestimmten Formationen der „Auernig-Gruppe“ umstritten bzw. mit großen Unsicherheiten behaftet.

Aus diesen Gründen lehnen die Autoren die bisherige Gliederung der „Auernig-Gruppe“ ab und versetzen sie in den Rang einer Formation. Die bisherigen Formationen fassen wir hingegen als Subformationen auf. Diese Hierarchie wird den tatsächlichen, im Gelände vorgefundenen Verhältnissen weit besser gerecht als die bisherige Rangordnung.

In Ergänzung zur ausführlichen Charakterisierung der Auernig-Formation und ihrer historischen Begriffsentwicklung wird speziell auf den Pflanzenfundpunkt auf der Krone eingegangen, weiters auf die weltweit bekannten verkieselten Fossilien der Schicht s am Gipfel des Auernig und Fragen der zyklischen Sedimentation. Auf Grund der tektonischen Zerlegung und der für solche Zwecke nicht ausreichenden biostratigraphischen Auflösung sind Aussagen über die Dauer einzelner Zyklen problematisch. Bei aller Unsicherheit deutet sich aber eine kurze Zyklendauer an, die den in anderen Gebieten postulierten Zeitumfang von 235.000–400.000 Jahren nicht überschreiten dürfte.

Neue Daten zur „Rattendorf Gruppe“ (Gzhelium–Artinskium) betreffen insbesondere die Zyklenausbildung und die Entwicklung der Algenmounds und Riffe. Die Biostratigraphie und die Korrelation mit zeitgleichen Ablagerungen aus den Typusregionen im Südural und Zentralasien konnten in den letzten Jahren ebenfalls entscheidend verbessert und die Position der Karbon/Perm-Grenze (Basis der Grenzland-Formation) präzisiert werden.

Für die weitere Entwicklung im Perm werden neue Daten zur Tarvis- und Trogkofel-Brekzie präsentiert. Auf Grund ausgedehnter Spaltenfüllungen im Trogkofel-Kalk, die mit dm-dicken Zementtapeten ausgekleidet und mit roten Internsedimenten verfüllt sind, sowie von Bohnerzen am Gipfelplateau des Trogkofels wird auf eine Phase intensiver Verkarstung geschlossen. Dazu werden geochemische Analysen und eindrucksvolle Aufschluss- und Schliffbilder präsentiert.

Die wissenschaftliche Bohrung am Gipfel der Kammleiten im Herbst 1986 lieferte zahlreiche Impulse zur Ursachenfindung über das weltweite Massensterben an der Perm/Trias-Grenze. Im Lichte jüngster Neuergebnisse wird heute ein intensiver kurzzeitiger Vulkanismus in Ost- und Westsibirien als hauptverantwortlich für die ökologische Katastrophe an dieser Zeitenwende angesehen, die einen Großteil des Lebens in den Ozeanen und am Land betraf.

Die Entwicklung in der Trias ist heute dank zahlreicher petrographischer, biostratigraphischer und sequenzstratigraphischer Neuergebnisse in vielen Details gut bekannt. So herrschte im Gartnerkofel/Zielkofel-Gebiet in der Mitteltrias eine Plattformrand-Fazies, an die eine subtidale und restriktive Plattform anschloss. Nach der von Krainer & Lutz (1995) durchgeführten sequenzstratigraphischen Analyse werden das Muschelkalk-Konglomerat bzw. die Uggowitz-Brekzie und der basale Muschelkalk bzw. die untere Buchenstein-Formation einem „transgressive systems tract“ zugeordnet, die Knollenkalke des mittleren Muschelkalks bzw. der Buchenstein-Formation einem frühen „highstand systems tract“, die Vorriff-/Hang-Sedimente des oberen Muschelkalks bzw. der oberen Buchenstein-Formation einem späten „highstand systems tract“ am Beginn einer Regression, während der basale Teil des Schlern-Dolomits einen „lowstand systems tract“ widerspiegelt.

Diese Fazies-Heterotypie zwischen dem Schlern-Dolomit als Plattform-Fazies und nahezu gleich alten Beckenbildungen ist im Ladin von Südtirol an vielen Stellen entwickelt. Sie wird sowohl von tektonischen Bewegungen als auch durch Vulkanismus gesteuert. Ihr Ende fällt mit einer Heraushebung in der späten Ladin- und frühen Karn-Stufe zusammen. Erst die Sedimentation der Raibl-Formation, die auf österreichischem Gebiet fehlt, führt zu einem Reliefausgleich.

Im tektonischen Teil werden zum einen lehrbuchhafte Transgressionskontakte zwischen der aus verschiedenen Gesteinen aufgebauten, variszisch geformten Unterlage und dem post-variszischen Deckgebirge beschrieben, zum anderen besonders eindrucksvolle Deformationserscheinungen in der

Stranig-Einheit und in der Gartnerkofel-Decke. Nach unserer Meinung sprechen sowohl viele geologische als auch fazielle Befunde gegen eine Herkunft der Gartnerkofel-Decke aus dem Nordwesten wie in EICHHÜBEL (1988) postuliert. Wir sind auch der Auffassung, dass zwischen dem Trogkofel und Schulterkofel im Westen und dem Gartnerkofel im Osten eine Verbindung anzunehmen ist, die heute allerdings durch die Großhanggleitungen der Reppwand und des Schlanitzen-Gebietes verdeckt ist. Für die Herkunft der Gartnerkofel-Decke können entweder kretazische eo-alpidische Bewegungen (Deckentransport nach Norden) oder oligozäne NE–SW-Kompression (Überschiebungen nach SW) verantwortlich gemacht werden.

Im Exkursionsteil werden sowohl Vorkommen im Gebiet des Zollnersees beschrieben als auch solche in der Umgebung der Straniger Alm. Dazu kommen die schon bisher bekannten Aufschlüsse im Gebiet des Naßfelds und der Krone, die zu einem Besuch einladen.

Abstract

This paper deals with the post-Variscan strata, ranging from Upper Carboniferous up to the Middle Triassic Schlern Dolomite. The Late Paleozoic/Early Mesozoic sedimentary sequences are exposed in a narrow belt along the mountain ranges of the eastern Carnic Alps at the Austrian-Italian border region. Our investigations are based on the new geological map (scale 1 : 12 500), which extends from the surroundings of Lake Zollner in the west to the area east of the Garnitzen gorge. A major goal was to summarize and interpret the results of scientific research during the last 15 to 20 years provided by numerous authors.

The first part gives a short overview of the current knowledge of timing and geodynamic evolution of the Variscan Orogeny in the Eastern and Southern Alps.

In the following chapter, a revised and supplemented description of all lithostratigraphic units concerning the lithology, biostratigraphy, facies, and tectonics is presented in stratigraphic order.

The post-Variscan strata are represented in the investigated area in two tectonic units, i.e.

1) Autochthonous Stranig Unit with various breccia horizons at the base of the basal Auernig Formation, which is overlain disconformably by the Gröden Formation and Bellerophon Formation (the hiatus comprises equivalents of the uppermost Carboniferous and Lower Permian),
2) Allochthonous Gartnerkofel Nappe with a thrust emplacement of at least three kilometers. This unit contains a continuous sedimentation from the Upper Carboniferous up to the Middle Triassic (Schlern Dolomite). The overthrusting is exposed only in the area around the Lanzenboden characterized by the superposition of the Upper Carboniferous Auernig Formation above the Middle Permian Gröden Formation, or Late Permian Bellerophon Formation.

Starting with the Collendiaul Formation, characterized by lydite breccias and conglomerates, each lithostratigraphic unit is uniformly described by the first use of name, predominant lithology, areas of exposure, and (if available) defined type section. Furthermore, biostratigraphic data and a facies interpretation are provided.

A main focus has been put on the description of the Auernig Formation. Due to the differences in the opinions about the stratigraphic extent and subdivision, we propose a new definition after the "Recommendations (guidelines) for the usage of stratigraphic nomenclature" (STEININGER & PILLER, 1999). In our opinion, the treatment of the Auernig Formation as a "Group" is not justified. The proposed stratigraphic subdivision of the "Auernig Group" into "Formations" as mappable units is neither traceable over longer distances in the field, nor presentable in geological maps.

Furthermore, it is currently not possible to successfully correlate the tectonically disturbed sequences in a composite section in order to define the base and top of the "Formations". There are still considerable uncertainties in correlating the Upper Carboniferous deposits around Lake Zollner/Collendiaul in the West with those at Krone in the East. For these reasons, the authors prefer the lithologic subdivision of the "Auernig Formation" (former "Auernig-Group") into the respective members (former "Formation").

Supplementary to the lithologic characterization of the Auernig Formation, we especially refer to the fossil plant-bearing locality at Krone mountain, the silicified fauna of the "Schicht s" at Auernig mountain, and we discuss open questions concerning the cyclic sedimentation patterns. Due to the strong faulting, complex tectonics, and the insufficient biostratigraphic resolution the duration of cycles is problematic. However, despite all uncertainties short periodicities of the cyclothems can be inferred, which do not exceed estimated periodicities (235–400 ky) postulated in other areas.

New data from the "Rattendorf Group" concern the cyclic sedimentation patterns and evolution of algal mounds and reefs. Biostratigraphy and correlation with coeval deposits from type regions in the Southern Urals and Central Asia have been refined and the position of the Carboniferous/Permian boundary at the base of the Grenzland Formation has been fixed more precisely.

The following Permian sedimentary evolution with the disconformably overlying Middle Permian Tarvis and Trogkofel Breccias is updated by new results. Extensive fissure fillings in the Trogkofel Limestone were filled by dm-thick cements and reddish internal sediments. Furthermore, bean ores at the plateau on top of the Trogkofel have been encountered, indicating a prolonged phase of intensive karstification. The results are underpinned by geochemical analyses and an impressive photo documentation (outcrop and thin section).

The scientific drilling at the Kammleiten peak during autumn 1986 stimulated many scientists in developing scenarios for the mass extinction event at the Permian/Triassic boundary. Recent data favor an intensive, short-lived volcanism in eastern and western Siberia to be responsible for the ecologic disaster, which affected the majority of ecosystems on land and in the oceans.

The Lower/Middle Triassic basin evolution has been modelled on the basis of new petrographic, biostratigraphic, and sequence stratigraphic data. This allows reconstructing a platform margin, subtidal platform, and restricted platform facies in the Gartnerkofel-Zielkofel area during the Middle Triassic. The Muschelkalk Conglomerate (Uggowitz Breccia) and the basal Muschelkalk (Buchenstein Formation) represent a transgressive system tract. Nodular limestones in the middle part of the Buchenstein Formation are interpreted as early highstand systems tract and forereef-slope sediments in the upper part as late highstand systems tract at the beginning of a regression. The basal part of the Schlern Dolomite reflects a lowstand systems tract (KRAINER & LUTZ, 1995).

This heterotypic facies between the Schlern Dolomite as a platform facies and coeval basinal deposits is known from many other areas in South Tyrol during the Ladinian. It is probably caused by tectonic movements and volcanic activity and terminated by the uplifting during the late Ladinian and early Carnian. The sedimentation of the Raibl Formation, not present on the Austrian side, led to relief compensation.

In the tectonic chapter, angular unconformities between pre-Variscan folded basement and undeformed post-Variscan cover rocks are described in detail. Furthermore, we show examples of Alpine deformation in the Stranig Unit and the Gartnerkofel Nappe. Our results on the structural geology and lithofacies patterns do not support a nappe emplacement from the Northwest, as postulated by EICHHÜBEL (1988). We are furthermore convinced that Schulterkofel, Trogkofel, and Gartnerkofel units represent a single nappe, which is nowadays covered by Quarternary landslides of the Reppwand and Schlanitzen. The Gartnerkofel Nappe may originate from Cretaceous eo-alpine movements (nappe emplacement towards the north), or by Oligocene NE–SW compressional tectonics (nappe emplacement towards SW).

A separate chapter with recommended excursion stops provides a description of outcrops in the area of Lake Zollner and in the surroundings of the Straniger Alm. Outcrop descriptions are complemented by excursion stops in the surroundings of the Naßfeld and Krone areas.

Riassunto

Questo studio tratta della successione sedimentaria postvarisica (Carbonifero Superiore – Triassico Medio) delle Alpi Carniche, zona di confine tra l'Austria e l'Italia. Lo studio basa su una nuova carta geologica alla scala 1 : 12.500 che comprende l'area tra il Zollnersee ad ovest e la zona presso il Garnitzengraben ad est. Lo scopo principale del presente studio consiste nell'integrazione ed interpretazione dei risultati ricavati da parecchi autori negli ultimi vent' anni.

L'introduzione si dedica allo stato attuale di conoscenza dell'evoluzione geodinamica e dell'evoluzione varisica dell'Austroalpino e del Subalpino. Nel primo capitolo viene descritta in dettaglio la successione stratigrafica postvarisica sulla base di nuovi risultati di indagini litologiche, biostratigrafiche, tettoniche e di facies, rivedute e completate. La successione postvarisica nell'area studiata è presente in due unità tettoniche:

1) L'unità autoctona di Stranig: al basamento varisico seguono con contatti trasgressivi diverse breccie basali, sottoposte alla Formazione di Auernig, la quale viene coperta dalle Arenarie di Val Gardena e dalla Formazione a Bellerophon (la lacuna stratigrafica comprende l'era del Carbonifero sommitale e del Permiano inferiore)
2) Falda del Gartnerkofel con un rigetto dello sovrascorrimento di almeno 3 km. Anche questa unità consiste di stratificazione normale e di una successione sedimentaria con una durata dal Carbonifero superiore fino al Triassico Medio (Dolomia dello Sciliar). Lo sovrascorrimento è visibile solamente nei dintorni del Lanzenboden, dove gli strati del Carbonifero superiore giacciono sulle Arenarie di Val Gardena e sulla Formazione a Bellerophon.

Successivamente viene descritta ogni formazione secondo la sua prima segnazione, la sua litologia prevalente e la sua estensione ed in seguito classificata con una sezione tipo se definita. La descrizione incomincia con la Formazione di Collendiaul ad ovest, caratterizzata da breccie e conglomerati a clasti liditici. Inoltre vengono discussi dati biostratigrafici precisi e gli ambienti deposizionali.

La descrizione della Formazione di Auernig, il cui termine e contenuto nel passato fu oggetto di controversie, occupa molto spazio, perciò viene definita nuovamente secondo gli "Empfehlungen zur Handhabung der stratigrafischen Nomenklatur" STEININGER & PILLER, 1999 ("Consigli per l' uso della nomenclatura stratigrafica"). Secondo noi la classificazione gerarchica della Formazione di Auernig nel rango di un "Gruppo" non è giustificata, poiché i preliminari consigliati da STEININGER & PILLER (1999) non sono realizzati.

La suddivisione del Gruppo di Auernig in formazioni, cioè in unità rilevabili, è difficile da seguire nel terreno e non è rappresentabile nelle carte geologiche. Inoltre allo stato di conoscenza attuale non è possibile di correlare fra di loro i depositi del Carbonifero superiore, fratturati e dislocati in un mosaico di parecchie zolle, che si trovano fra la Kronalpe ad est ed il Zollnersee/Collendiaul ad ovest. Ciò rende difficile la costruzione di una colonna stratigrafica composta. Finchè le basi ed i top delle formazioni non siano definite, la classificazione di particolari formazioni del Gruppo di Auernig sarebbe piena di incertezze oppure molto dibattuta.

Per questi motivi gli autori respingono la suddivisione del Gruppo di Auernig finora valida e la spostano nel rango di una formazione. Le formazioni finora in uso vengono invece definite come subformazioni. Questa gerarchia stratigrafica da noi proposta è più conforme alla situazione del terreno in confronto alla classifica attuale.

La caratterizzazione dettagliata della Formazione di Auernig e la sua evoluzione concettuale viene completata in particolar modo con la descrizione delle piante fossili ritrovate sulla Kronalpe, dei fossili silificati dello strato s sulla Cima dell'Auernig e con discorsi sulla sedimentazione ciclica. La fatturazione tettonica e la risoluzione insufficiente della biostratigrafia impediscono affermazioni chiare sulla durata dei singoli cicli. Nonostante ciò si può assumere una durata breve dei cicli, che si muovono nell'arco stratigrafico di 235.000–400.000 anni, postulato in altre aree investigate.

Nuovi dati del Gruppo di Rattendorf (Gzhelium – Artinskium) riguardano in particolare la formazione dei cicli e l'evoluzione dei mounds di alghe e delle scogliere.

Negli ultimi anni è stato possibile perfezionare la biostratigrafia e la correlazione tra i depositi sincroni delle Alpi Carniche e delle località tipo nel Uralio meridionale e nel Asia Centrale. Inoltre è stata precisata la posizione del limite fra il Carbonifero ed il Permiano (base della Formazione di Grenzland).

Per guanto riguarda l'evoluzione ulteriore del Permiano vengono presentati nuovi dati sulla Breccia di Tarvisio e sulla Breccia del Trogkofel. Frequenti neptunian dikes nel Trogkofel-Kalk (che sono rivestiti di tappeti di cemento e riempiti con sedimenti interni di colore rosso) e ferro-ooliti al plateau sommitale del Trogkofel implicano una fase di intenso carsismo. A questo proposito vengono presentati dati di analisi geochimiche ed impressionanti immagini degli affioramenti e delle sezioni sottili.

Il sondaggio esplorativo sulla Cima Kammleiten, realizzato nell'autunno 1986, offre parecchi impulsi per scoprire le cause della moria al limite fra il Permiano ed il Triassico. Considerati i risultati attuali la causa della catastrofe ecologica suddetta, che riguardava gran parte della vita negli oceani e sui continenti, è da cercare in attività vulcaniche molto intense e di breve durata, svoltatesi nella Siberia occidentale ed orientale.

L'evoluzione nel Triassico oggigiorno è ben conosciuta in dettaglio, grazie a numerosi nuovi risultati petrografici, biostratigrafici e di sequenza stratigrafica. Nel Triassico Medio l'area del Gartnerkofel-Zielkofel è stata dominata da una facies di margine di piattaforma, seguita da una facies di piattaforma subtidale e ristretta. Secondo l'analisi di stratigrafia sequenziale, effettuata da KRAINER & LUTZ (1995), il Muschelkalk-Konglomerat oppure la Breccia di Ugovizza oppure la parte basale della Formazione di Buchenstein sarebbero da inquadrare nel "trasgressive systems tract". I calcari nodulari del Muschelkalk Medio oppure della Formazione di Buchenstein sarebbero da inserire nel primo "highstand systems tract", i clinoformi di fore reef del Muschelkalk Superiore oppure della Formazione di Buchenstein Superiore invece al termine di un "highstand systems tract", all'inizio di una fase di regressione. La parte basale della Dolomia dello Sciliar riflette invece il "lowstand systems tract".

L'eteropia di facies tra la Dolomia dello Sciliar (come facies di piattaforma) ed i depositi bacinali quasi sincroni di età Ladinica è ben esposta in parecchie zone dell' Alto Adige. Questa eteropia è stata regolata sia da manifestazioni tettoniche sia dal vulcanismo. La fine corrisponde ad un sollevamento di crosta nel Ladinico superiore e nel Carnico inferiore. Solamente la deposizione della Formazione di Raibl, mancante sul territorio austriaco, porta ad un nivellamento di rilievo.

Nella parte tettonica vengono descritti contatti trasgressivi classici tra il basamento varisico, che è composto da rocce diverse deformate durante l'orogenesi varisica, e la copertura sedimentaria postvarisica. Inoltre sono da sottolineare impressionanti strutture di deformazione tettonica nell'unità di Stranig e nella Falda del Gartnerkofel.

Secondo noi parecchi risultati geologici e di facies sembrano smentire l'ipotesi di EICHHÜBEL (1988), che la Falda del Gartnerkofel originalmente fosse trasportata verso sudest. È da supporre un collegamento fra la zona del Trogkofel e Schulterkofel ad ovest e del Gartnerkofel ad est. Questa zona però è ricoperta recentemente dalla frana della Reppwand e del Schlanitzen. L'origine della Falda del Gartnerkofel è attribuibile o a movimenti eoalpidici di età cretacea (trasporto della falda verso nord) oppure ad una compressione oligocena con direzione nordest-sudovest (sovrascorrimento verso sudest).

Nella parte escursionistica vengono descritti affioramenti nella zona del Zollnersee e nei pressi della Straniger Alm. Anche gli affioramenti già noti dell'area del s e della Kronalpe invitano a visitare.

Übersetzung: ALFRED GRUBER

1. Vorwort

Die neue Geologische Karte des post-variszischen Jungpaläozoikums der Karnischen Alpen reicht über eine Länge von rund 25 km bei einer maximalen Breite von rund 6 km über drei Kartenblätter 1 : 50 000 von der Bischofalm im Westen (ÖK 197) bis östlich der Garnitzenklamm (ÖK 198, ÖK 199). Sie umfasst das gesamte Verbreitungsgebiet des Jungpaläozoikums auf österreichischem und italienischem Staatsgebiet. Die Nord- und Südgrenzen sind steile Brüche (Schwarzwipfelbruch, Hochwipfelbruch sowie WNW–ESE-streichende Störungen an der Nordseite des Findenigs und Roßkofels), an denen es im Neogen zu beträchtlichen Vertikalbewegungen und steilen Aufschiebungen gekommen ist. Dementsprechend hat sich eine grabenartige Depression ausgebildet, deren Ränder im Süden aus Altpaläozoikum und im Norden aus der karbonen Hochwipfel-Formation gebildet werden.

Die Füllung dieses WNW–ESE-orientierten Grabens besteht hauptsächlich aus der post-variszischen Schichtfolge. Dabei liegen die mächtigen Karbonatplatten aus dem Perm und der Trias flach und sind lediglich in Schollen zerbrochen und leicht gekippt. Im Gegensatz dazu sind die inkompetenten zwischengeschalteten Schieferlagen häufig in Form von Knickfalten verfaltet. Die stratigraphische Abfolge ist in der Regel gewahrt und nur ausnahmsweise, wie etwa südlich der Gugel, invers gelagert.

Innerhalb der post-variszischen Schichtfolge werden zwei Einheiten unterschieden:

1) Die autochthone Stranig-Einheit mit der sedimentären Auflagerung von Gröden- und Bellerophon-Formation auf der Auernig-Formation (die Schichtlücke umfasst die Äquivalente des Unterperms);
2) Die allochthone Gartnerkofel-Decke mit einer Überschiebungsweite von zumindest drei Kilometern. Diese Einheit ist ebenfalls aufrecht und umfasst eine vollständige Schichtfolge vom Oberkarbon bis in die Mitteltrias (Schlern-Dolomit). Die Überschiebung ist nur im Bereich des Lanzenbodens durch die Überlagerung von Oberkarbon auf Gröden- bzw. Bellerophon-Formation aufgeschlossen.

Die Richtung der Überschiebung der Gartnerkofel-Decke war lange Zeit umstritten. Ebenso war die allochthone Position des Gartnerkofels als östliche Fortsetzung des alpidischen Deckenbaus im Bereich Lanzenboden – Trogkofel wegen der fehlenden direkten Verbindung zum Trogkofel–Schulterkofel-Gebiet unklar, doch liegt auch hier auf Grund von geologischen Feldbefunden der Schluss auf eine Decke nahe.

Das Kartengebiet hat seit den ersten Fossilnachweisen von Jungpaläozoikum in den Karnischen Alpen durch STACHE (1874) eine lange und in die Tiefe gehende Erforschungsgeschichte hinter sich. Auf italienischer Seite bemühten sich insbesondere Arbeitsgruppen aus Bologna um die Klärung der geologischen Verhältnisse, auf österreichischer Seite waren es vor allem Vertreter der so genannten Grazer Schule ab dem Jahr 1930 und der Universität Erlangen ab Mitte der 70er-Jahre. Zahlreiche weitere Wissenschaftler aus dem In- und Ausland verstärkten diese Teams, die bis in die jüngste Zeit mit neuen Ergebnissen an die Öffentlichkeit traten.

Die neue Karte spiegelt denn auch den neuen Stand der Feldforschung wider und baut auf den von Generationen erarbeiteten Grundlagen auf. Dennoch muss festgestellt werden, dass es sich dabei um eine völlige Neuaufnahme handelt, die in den frühen 80er-Jahren begonnen wurde und erst mit Beginn des neuen Millenniums abgeschlossen wurde. Zwischenzeitlich sind aber bereits Teilgebiete als großmaßstäbige Beilagen zu einzelnen geologischen Karten 1 : 50 000 in gedruckter Form erschienen. Bei der Kompilation der Gesamtkarte stützte sich der Erstautor auf Unterlagen von LEDITZKY (1973), BOECKELMANN (1988), BUTTERSACK & BOECKELMANN (1984), VENTURINI (1990a,b) und FORKE (1994).

2. Zur Variszischen Orogenese in den Ost- und Südalpen

2.1. Überblick

Als variszische Gebirgsbildung wird heute eine lang anhaltende Phase von Kollision und Subduktion von Mikrokontinenten verstanden, die vor 400 bis 300 Millionen Jahren die mitteleuropäische Kruste entscheidend geprägt hat. Diese enthält zudem Fragmente älterer tektonometamorpher und magmatogener Ereignisse, die, insbesondere in den Alpen, im ausgehenden Proterozoikum und Paläozoikum eine komplexe polymetamorphe Entwicklung unter sich angleichenden strukturprägenden Bedingungen widerspiegeln. Diese Umstände erschweren die detaillierte Rekonstruktion des plattentektonisch-geodynamischen Geschehens im Phanerozoikum, das sich zeitlich und baugeschichtlich cadomischen, kaledonischen, variszischen und alpidischen orogenen Prozessen zuordnen lässt.

Zahlreiche Autoren widmeten sich in den vergangenen Jahren dem Szenario der Entwicklung im Altpaläozoikum, so u.a. FRISCH & NEUBAUER (1989), NEUBAUER et al. (1999), FRANKE (1989, 2006), v. RAUMER et al. (2002, 2003), STAMPFLI & BOREL (2002) und STAMPFLI et al. (2002). Als allgemein akzeptiert gilt, dass es zur Akkretion mehrerer Mikrokontinente kam, die sich seit dem Unterordovizium vom Nordrand Gondwanas („Peri-Gondwana“) gelöst hatten und nordwärts driftend, sukzessive an Laurentia bzw. Laurasia angegliedert wurden. Während Avalonia als eigenständiges Terrane betrachtet wird, das bereits im Silur mit Baltica und Laurentia kollidierte, werden die anderen Mikrokontinente in der Literatur entweder zusammen als „Hun-Superterrane“ (STAMPFLI, 1996) oder getrennt als „Armorica-Terrane-Assemblage“ (ATA) plus „Proto“-Alpen (TAIT et al., 1997; SCHÄTZ et al., 2002) bezeichnet. Anteile der „Proto“-Alpen sind auch als „Norisch-Bosnisches Terrane“ (NBT; NEUBAUER & VON RAUMER, 1993) oder weitergefasst als „Intraalpines Terrane“ (STAMPFLI, 1996) bezeichnet worden.

Grundsätzlich unterschiedliche Auffassungen bei den genannten Autoren bestehen jedoch in der Frage der latitudinalen/meridionalen Anordnung der einzelnen tektonischen Einheiten und der möglichen, dazwischenliegenden ozeanischen Bereiche. In den paläogeographischen Rekonstruktionen von STAMPFLI et al. (2002) sind die tektonischen Einheiten als ein sich in E–W-Richtung erstreckendes Band („Europäisches Hun-Superterrane“) am Nordrand Gondwanas aufgereiht. Dieses wurde im Verlauf der variszischen Orogenese durch laterale Scherbewegungen ineinander und teilweise übereinander geschoben. Das Modell kommt somit mit zwei Ozeanbecken aus, dem Rheischen Ozean im Norden und der Paläotethys im Süden des Hun-Superterranes.

In anderen Rekonstruktionen befinden sich die genannten tektonischen Einheiten jedoch mit deutlichem longitudinalem Versatz zueinander. Diese Annahme wird durch die paläomagnetischen Daten aus dem Saxothuringikum

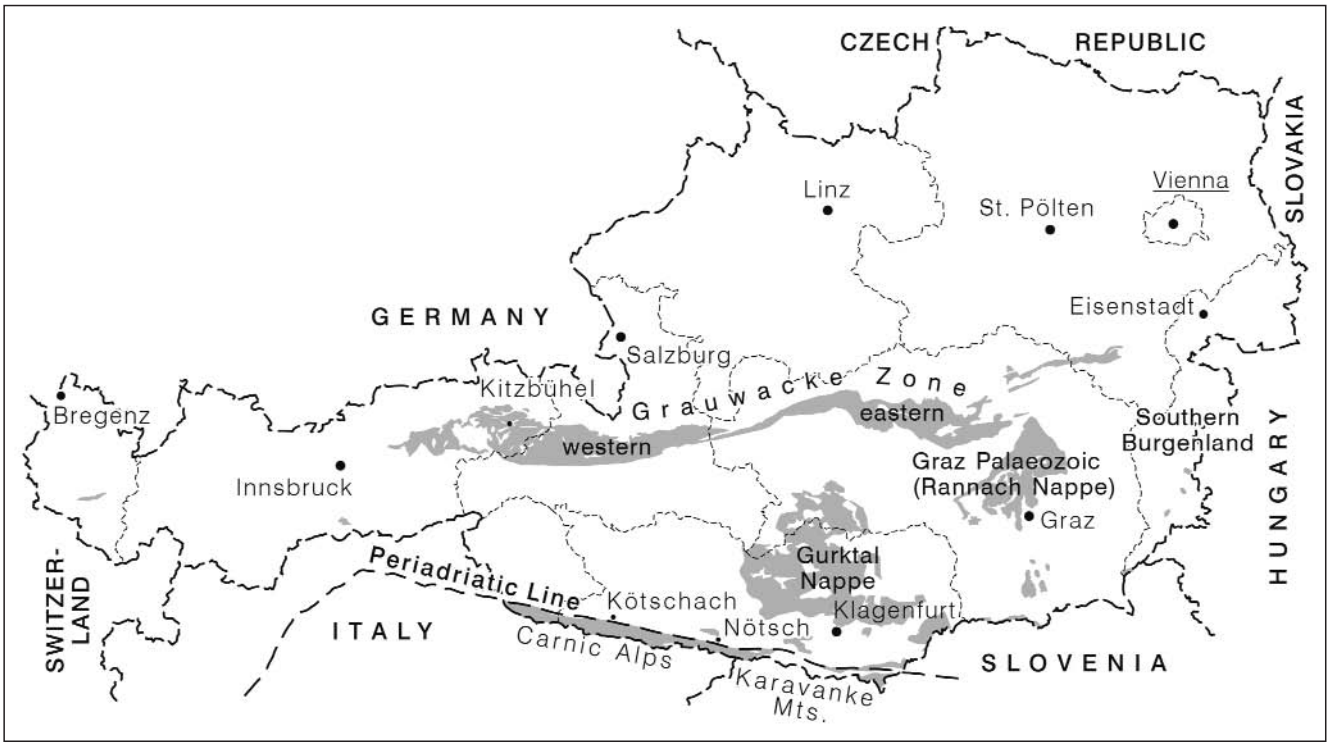


Abb. 1.
Die Hauptgebiete von klassischem Fossil führendem Paläozoikum in Österreich. Die Periadriatische Linie (P. L.) trennt die Südalpen von den Ostalpen.
Main regions of fossil-bearing Paleozoic strata in Austria. The Periadriatic Line (P. L.) separates the Southern and the Eastern Alps.

(ATA) einerseits und den Karnischen Alpen und der Grauwackenzone („Proto"-Alpen) andererseits gestützt (Abb. 1), die auf einen etwa 1000 km breiten Ozean hindeuten (SCHÄTZ et al., 2002) und widersprechen damit den Darstellungen eines zusammenhängenden „Hun-Superterranes". Unklar bleibt jedoch, um welche Art von ozeanischem Becken es sich dabei handelt, ob es ein oder mehrere ozeanische Becken gegeben hat (Massif Central – Moldanubischer Ozean sensu FRANKE [2006]; „Plankogel"-Ozean sensu LÄUFER et al. [2001]), und inwieweit sie als Teile der Paläotethys angesehen werden können.

Dass es auch im S und SE des südalpinen Ablagerungsraumes weitere Flachwasserplattformen und Becken mit Tiefwassersedimenten gegeben hat, zeigen die Arbeiten von ALJINOVIČ & KOZUR (2003) und PASINI & VAI (1997). Ob und wann dort ozeanische Kruste subduziert wurde, ist unklar, es deutet aber an, dass die „Proto"-Alpen zu dieser Zeit vermutlich einen eigenständigen Mikrokontinent darstellten und durch einen Ozean unbekannter Breite (Paläotethys) von Gondwana getrennt waren.

Die Lage des Nordrandes von Gondwana während des Paläozoikums ist auf Grund der widersprüchlichen Polwanderungskurven umstritten (siehe TAIT et al. [2000]; SCHÄTZ et al. [2002] für weitere Zitate).

Der Rheische Ozean schloss sich im Unterdevon durch intraozeanische Subduktion, was zur Bildung eines magmatischen Inselbogens (Mitteldeutsche Kristallinschwelle) führte (FRANKE, 2006). Die vermutlich nordgerichtete Subduktion führte zu einem „Back-arc spreading" und zur Öffnung des schmalen Rheno-Herzynischen Ozeans im Mittel- und Oberdevon. Bereits im Oberdevon kam es am Südrand des Rheno-Herzynischen Ozeans zur Umkehr von einem passiven in einen aktiven Kontinentalrand und das schmale ozeanische Becken wurde wieder subduziert. Flyschsedimentation (Frasnium–Namurium) fand vom aktiven Kontinentalrand in das Becken statt, das vom Namurium C bis ins Westfalium C mit paralischen Molassesedimenten verfüllt wurde.

Die Kollision der „Proto"-Alpen mit den nördlich gelegenen Mikrokontinenten am Südrand Laurasias fand hauptsächlich während des Unterkarbons statt. In weiterer Folge kollidierte auch Gondwana mit Laurasia und der Superkontinent Pangäa war gebildet.

In den Alpen werden in Bezug auf die strukturelle Entwicklungsgeschichte üblicherweise ein prä-alpidisches und ein alpidisches Stockwerk unterschieden.

Die Variszische Orogenese ist durch weiträumige Deckenstapelung, polyphase Deformation, hochgradige Metamorphose und einen intensiven Magmatismus charakterisiert. In den Randzonen kam es zur Ablagerung karboner, synorogener Flyschablagerungen (MATTE, 1986; FRANKL et al., 1987; FLÜGEL, 1990; LÄUFER et al., 2001).

In Abhängigkeit von der metamorphen Fazies und dem Alter der Metamorphose ist das variszische tektonometamorphe Ereignis in den Ostalpen in den Gesteinen der Subpenninischen, Mittelpenninischen und Ostalpinen Decken sowie in den Südalpinen Einheiten in unterschiedlicher Intensität manifestiert.

Die ältesten variszischen Altersdaten in den Ostalpinen Decken liegen bei 375 Millionen Jahren (Kaintaleck-/Vöstenhof-Kristallin, Troiseck-Komplex). Um 350 Millionen Jahre kam es in einigen Ostalpinen Einheiten (Silvretta-Komplex, Ötztal-Komplex, Ulten-Zone) zur Bildung von Eklogiten, welche die tiefste Versenkung während der variszischen Niedertemperatur/Hochdruck-Metamorphose widerspiegeln. Der Höhepunkt der thermischen Überprägung fand unter mittleren Druckbedingungen im Unterkarbon (Viséum-Stufe) vor rund 340 Millionen Jahren statt. Typische variszische Abkühlalter streuen um 310 Millionen Jahre. Das ist etwa der Beginn der Transgression der postvariszischen Molasseablagerungen im Oberkarbon der Karnischen Alpen (MILLER & THÖNI, 1995; NEUBAUER et al., 1999; THÖNI, 1999)*). Diese altersmäßig ausgezeichnete

*) Nach dem derzeitigen chronostratigraphischen Kenntnisstand fand die Transgression an der Basis der Kasimovium-Stufe vor 306 bis 307 Millionen Jahren statt.

Übereinstimmung zwischen Hebung und Erosion der metamorphen Hüll- und Deckschichten im Hinterland und Transport klastischer Sedimente in das Tethys-Randmeer spricht für eine enge Nachbarschaft zwischen den heutigen Südalpen und dem zentralen Teil der Ostalpen im ausgehenden Karbon.

Nach jüngsten Einzelkorn- und In-situ-Analysen von Zirkonen (KEBEDE et al., 2005) ist in den Hohen Tauern das variszische Basement wesentlich weiter verbreitet, als in der Vergangenheit angenommen. Während die bisherigen, auf Mehrkornanalysen basierenden Altersdaten drei thermische Ereignisse in den Zeiträumen zwischen 640 und 657 bzw. 540–480 und 340–300 Ma anzeigten, bezeugen die neuen Messungen solche hauptsächlich im späten Oberdevon und Unterkarbon. Diese Vermutung wird auch von RAITH & STEIN (2006) nach Re-Os-Datierungen von Molybdän in der Scheelit-Lagerstätte im Felbertal gestützt. So wird für den Basisamphibolit das Bildungsalter neuerdings im frühen Unterkarbon (351±2 Ma und 343±1 Ma) angenommen.

Die damit in sedimentärem Kontakt stehenden flyschoiden Metasedimente der Biotitporphyroblastenschiefer und die Granat führenden Hellgneise des Zwölferzuges haben hingegen ein maximales Sedimentationsalter von 362±6 bzw. 333±17 Ma. Diese Alter machen eine Flyschsedimentation im Zeitraum zwischen 330 und 320 Ma wahrscheinlich, die durch Altersdaten von magmatischen Zirkonen (323±9 Ma) in einem darin eingeschalteten und als Vulkanit gedeuteten Alkaligneis gestützt wird (U. KLÖTZLI, pers. Mitt.).

In dieses variszische Basement intrudierten zwischen 320 und 270 Ma die als Granitoid-Batholite gedeuteten Ausgangsgesteine der Zentralgneise. Als prä-variszische Bildungen gelten hingegen weiterhin die Untere Magmatitabfolge in der Habach-Formation sowie der Granatamphibolit (ca. 486 Ma) des Zwölferzuges.

Das Ostalpine Grundgebirge variiert sowohl hinsichtlich des Metamorphosegrades, der von grünschieferfaziellen Bedingungen bis zur Granulit-Fazies reichen kann, als auch seines Alters. In den Südalpen erreichte die variszische Metamorphose lediglich Bedingungen der Grünschiefer-Fazies.

Die tektonometamorphe Entwicklung in den westlichen Karnischen Alpen (Fleons-Decke) ist dabei durch eine erste, duktile Deformation (ca. 340 Ma) mit Isoklinalfalten und einer nachfolgenden zweiten Deformation (320–300 Ma) mit südvergentem Faltenbau und Überschiebungen gekennzeichnet. Im zentralen und östlichen Teil der Karnischen Alpen kann hingegen nur die zweite Deformationsphase nachgewiesen werden (LÄUFER et al., 2001). Unterschiede zeigen sich auch in der Illitkristallinität mit epizonalen Bedingungen im westlichen Teil und anchizonalen Bedingungen im zentralen und östlichen Teil der Karnischen Alpen.

Im Perm kam es im Bereich des Süd- und Ostalpins zu Dehnungsprozessen, welche die gesamte Lithosphäre erfassten. Basaltische Schmelzen aus dem lithosphärischen Mantel sammelten sich an der Unterkruste und bewirkten eine plutonische und vulkanische Aktivität sowie eine Hochtemperatur-/Niederdruck-Metamorphose (SCHUSTER et al., 2001).

Von einigen Autoren wird angenommen, dass es im Perm zu einer Westwärtsbewegung Gondwanas kam, was ausgedehnte dextrale Megascherzonen zur Folge hatte (ARTHAUD & MATTE, 1977; MUTTONI et al., 2003; ZIEGLER et al., 2006; SCHALTEGGER & BRACK, 2007). Im östlichen Teil der Südalpen kam es dabei zu einer Heraushebung und möglicherweise auch zu einer Transpression (Horst- und Grabenbildung mit tiefgreifender Erosion) während des höheren Unterperms. Hinweise sind durch die diskonforme Überlagerung der Gröden-Formation auf verschieden altem Untergrund gegeben.

2.2. Diskussion der geodynamischen Entwicklung in den Karnischen Alpen

In den letzten Jahren wurden eine ganze Reihe von geodynamischen Konzepten für die Variszische Orogenese in den Karnischen Alpen und Karawanken entwickelt, die zu sehr unterschiedlichen Interpretationen führten (KRAINER, 1992; VAI, 1998; LÄUFER et al., 1993, 2001; KUTTEROLF, 2001; DIENER, 2002). Es würde den Rahmen dieser Arbeit sprengen, auf alle Konzepte im Detail einzugehen.

Wir bevorzugen das von LÄUFER et al. (1993) und von SCHÖNLAUB & HISTON (1999) entwickelte Szenario für den variszischen Umbruch an der Grenzzone zwischen Süd- und Zentralalpen und wollen basierend auf den geologischen Befunden in kurzer Form die wesentlichen Punkte skizzieren (Abb. 2):

- Während des Unterkarbons fand am Nordrand der Proto-Alpen eine grundlegende Umgestaltung von einem passiven Kontinentalrand zum aktiven Rand einer Kollisionszone statt. Durch die einsetzende Subduktion kam es im Bereich der Karnischen Alpen durch einen „slab pull"-Effekt einerseits zu Extension mit Horst- und Grabenbildungen, anderseits durch die Heraushebung eines Außenwalls (peripheral bulge) zu Erosionsbildungen, bei der lokal Kalkareale trockenfielen und intensive Verkarstung einsetzte (SCHÖNLAUB et al., 1991).
  Möglicherweise ist auch der Vulkanismus der Dimon-Formation mit den extensionalen Erscheinungen verbunden. Dies würde die Ergebnisse von LÄUFER et al. (1993) stützen, die für den Dimon-Vulkanismus ein Prä-Flysch-Alter annehmen.
- Die Umgestaltung erfasste auch Schelfareale des nördlichen Kontinentalrandes (Fore-arc-Becken?) mit fossilreichen sub- bis peritidalen Karbonaten, die in den Akkretionskeil einbezogen und vollständig aufgearbeitet wurden (FLÜGEL & SCHÖNLAUB, 1990).
- Südlich der Kollisionszone entwickelte sich ein Tiefwasserbecken, in das aus einem nördlichen Liefergebiet ab der mittleren Viséum-Stufe die über 1500 m mächtigen Flyschsedimente der Hochwipfel-Formation mit unterschiedlichen Lithologien geschüttet wurden und in Ruhepausen zeitweise Tiefwasserkalke vom Typ des Kirchbach-Kalkes gebildet wurden.
- Genaue Zeitangaben für die jüngsten Anteile der Hochwipfel-Formation sind derzeit nicht möglich. Wahrscheinlich hat die Sedimentation aber in der mittleren bis oberen Bashkirium-Stufe geendet.
- Im Verlaufe der jüngeren Bashkirium-, vielleicht auch der älteren Moskovium-Stufe führten fortgesetzte Kollision und Subduktion zur vollständigen Schließung des Beckens und nachfolgende Hebung.
- Für die Deformation des prä-variszischen Untergrundes wird ein kürzerer Zeitraum angenommen, als es der Dauer der Bashkirium- und Moskovium-Stufen mit – je nach Zeitskala – zusammen zwischen 11 und 15 Millionen Jahren entsprechen würde.
- Die Aufschlüsse bei der Auernigalm auf der Südseite des Naßfelds verleiten zur Annahme, dass die tatsächliche Sedimentationslücke zwischen der prä-variszischen Hochwipfel- und der post-variszischen Auernig-Formation, die den Höhepunkt der variszischen Gebirgsbildung in den Karnischen Alpen repräsentiert, von „relativ kurzer" Dauer war.

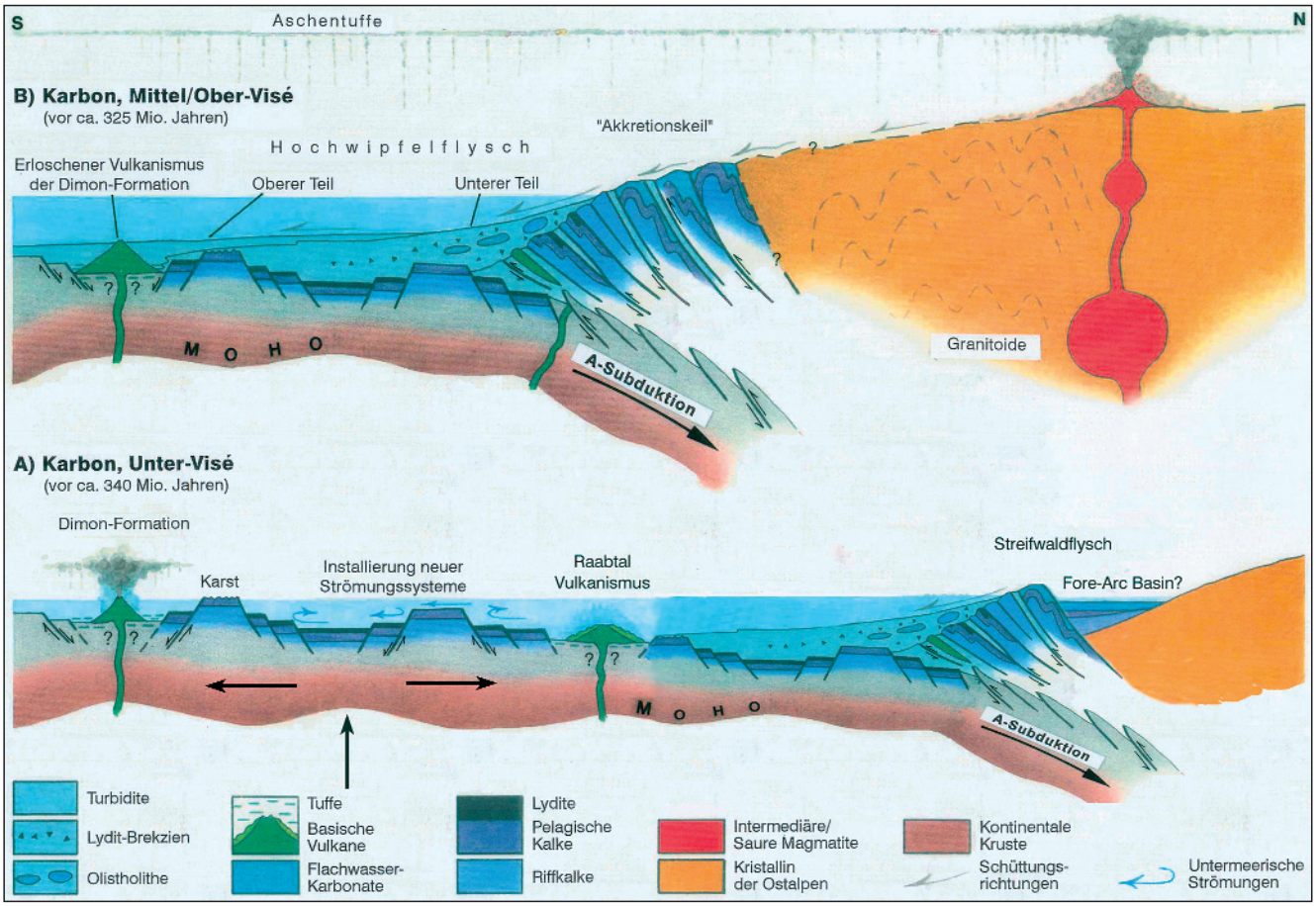


Abb. 2*).
Geodynamisches Modell der tektonischen und sedimentären Entwicklung der Süd- und Zentralalpen im Unterkarbon (verändert nach LÄUFER et al. [1993, 2001]; SCHÖNLAUB & HISTON [1999]).
Geodynamic model of the sedimentary and tectonic evolution of the Southern and Central Alps during the Lower Carboniferous (modified from LÄUFER et al. [1993, 2001]; SCHÖNLAUB & HISTON [1999]).

3. Der Kontakt zwischen Grund- und Deckgebirge in den Karnischen Alpen

3.1. Einleitung

In den Karnischen Alpen hat erstmals FRECH (1894) eine variszische und eine alpidische Tektonik unterschieden. Maßgebend hierfür war einerseits die Annahme einer Transgression des jüngeren Oberkarbons bzw. Perms über einem älteren Bau, andererseits die Einbeziehung dieses Oberkarbons und Perms in einen jüngeren Bauplan.

Trotz zahlreicher Befunde, die diese Vorstellungen stützten (vgl. v. GAERTNER, 1931; HERITSCH, 1936; SELLI, 1963a; KAHLER, 1971), gab es vereinzelt immer wieder Zweifel an dieser Zweiteilung. So etwa wurde von ARGYRIADIS (1970) noch die Ansicht vertreten, dass der Kontakt des höheren Oberkarbons mit den älteren Schichten überall ein tektonischer ist und dass neben einer allochthonen Oberkarbon-Perm-Abfolge auch eine autochthone existiert, die durch die Auflagerung der Gröden-Formation auf der Dimon-Formation gekennzeichnet sei.

Demgegenüber bestätigte MARIOTTI (1973) die bereits bei HERITSCH (1936) beschriebene „klassische Diskordanz" zwischen älteren Schichten und höherem Oberkarbon am Collendiaul westlich des Zollnersees. Statt zwei verschiedener paläogeographischer Entwicklungen nahm er drei an, die durch alpidische Tektonik in die heutige Position gekommen seien. Dabei ergänzte er die von ARGYRIADIS (1970) vertretenen „Auernig"- und „Dimon-Serien" durch die „Straniger-Serie" und definierte diese als paläogeographische Einheit, in der das höhere Oberkarbon transgressiv mit seiner Unterlage verbunden ist und dieses durch eine Schichtlücke von der Gröden-Formation getrennt wird.

Diesen irrigen Vorstellungen über das Fehlen eines variszischen Bauplans hielten FENNINGER et al. (1974) zahlreiche Argumente entgegen, die eindeutig belegen, dass die Karnischen Alpen analog dem Titel der Arbeit von HERITSCH (1936) eine „Gebirgsgruppe der Ostalpen mit variszischem und alpidischem Bau" sind.

***) Anmerkung des Hauptautors (H.P. SCHÖNLAUB) und der Redaktion**

Um dem Prinzip zu entsprechen, dass Abbildungen möglichst nahe dem Text sein sollten, den sie illustrieren, werden in dieser Publikation einige besonders wichtige Grafiken und Fotos mehrmals verwendet, sodass sich sowohl im Großkapitel „Exkursionen" als auch im englischen Teil Wiederholungen ergeben.

3.2. Der Zeitrahmen für den variszischen Umbruch

In den Karnischen Alpen war die Frage der Hauptdeformation der sedimentären Abfolgen vom Ordovizium bis in das Karbon lange Zeit umstritten. Auf Grund von Brachiopodenfunden in der basalen Auernig-Formation nahe der Waidegger Alm nahm bereits HERITSCH (1943) an, dass die

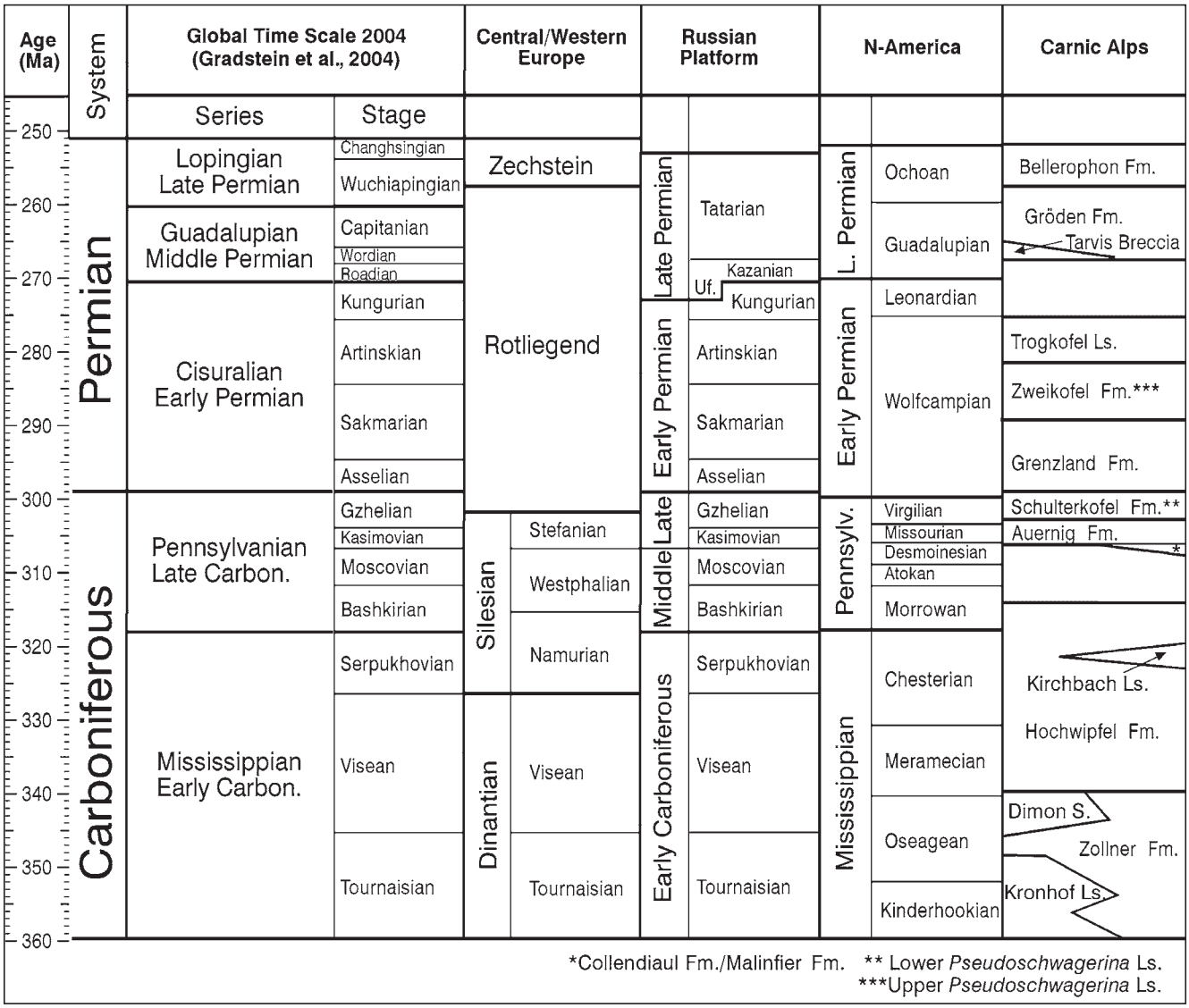


Abb. 3.
Vergleich der globalen Zeitskala (GRADSTEIN et al., 2004) und ausgewählte regionale Gliederungen im Karbon und Perm mit der jungpaläozoischen Schichtfolge in den Karnischen Alpen.
Correlation of the Global Time Scale of GRADSTEIN et al. (2004) with selected regional stratigraphic scales of the Carboniferous and Permian.

ersten Überflutungen über den variszischen Untergrund im Myachkovium, dem oberen Teil der Moskovium-Stufe erfolgt seien. Das gleiche Vorkommen wurde hingegen von GAURI (1965) auf Grund von Trilobiten und Brachiopoden der Kasimovium-Stufe zugeordnet.

Die Deformation müsste demnach zwischen den jüngsten Ablagerungen der prä-variszischen Abfolge, das sind die Gesteine der Hochwipfel-Formation, mit einem Kulm-Alter und dem Beginn der Transgression der Auernig-Formation stattgefunden haben (Abb. 3, 4).

Für die Annahme von Kulm sprach in erster Linie das Vorkommen von Pflanzenfossilien wie *Archaeocalamites scrobiculatus*, die erstmals FRECH (1894) nachweisen konnte und die in der zweiten Hälfte des 20. Jahrhunderts von vielen anderen Stellen bestätigt werden konnte. Allerdings reicht diese Art bis in die Namurium-Stufe. Diese Ansicht wurde durch Sporenfunde von FRANCAVILLA (1966) auf italienischem Gebiet gestützt und dafür der Zeitraum von Namurium B bis Westfalium C angenommen.

KAHLER (1971) schloss daraus, dass in den Karnischen Alpen (und in der Nördlichen Grauwackenzone) die variszische Schichtfolge generell mit dem Westfalium B endete. Im Westfalium C sei hingegen eine Sedimentationslücke, bevor in der Myachkovium-Substufe, die er mit dem Westfalium D parallelisierte, die Transgression der jungpaläozoischen Schichten einsetzte. Diesen Zeitraum, der rund 10 Millionen Jahre umfasste, hielt KAHLER als für „eine Gebirgsbildung genügend groß".

Die Annahme einer ersten Überflutung des variszischen Gebirges in den Karnischen Alpen in der Oberen Moskovium-Stufe wurde zwar durch weitere Fusulinidenfunde von KAHLER (1983a, 1986, 1992) sowie DAVYDOV & KRAINER (1999) untermauert, doch zweifelten FORKE & SAMANKASSOU (2000) diese Datierungen an.

Sie kamen nach umfangreichen eigenen Aufsammlungen, eingehenden Faunenvergleichen mit dem Kantabrischen Gebirge und dem Moskau- und Donetsbecken sowie der Berücksichtigung von Conodonten zum Schluss, dass die ältesten Fossilien führenden Partien der Auernig-Formation biostratigraphisch der Unteren Kasimovium-Stufe (Krevyakinium-Substufe) angehören und daher etwas jünger sind, als bisher angenommen.

Auf der anderen Seite gelangen aber auch in der prä-variszischen Unterlage Neufunde von Pflanzen, Conodonten, Foraminiferen, Algen, Korallen und Crinoiden, die insbesondere für den in der Hochwipfel-Formation eingelagerten Kirchbach-Kalk ein älteres Namurium-Alter bzw. ein Alter im jüngeren Teil der Serpukhovium-Stufe belegen (Abb. 3).

4. Die post-variszische Schichtfolge

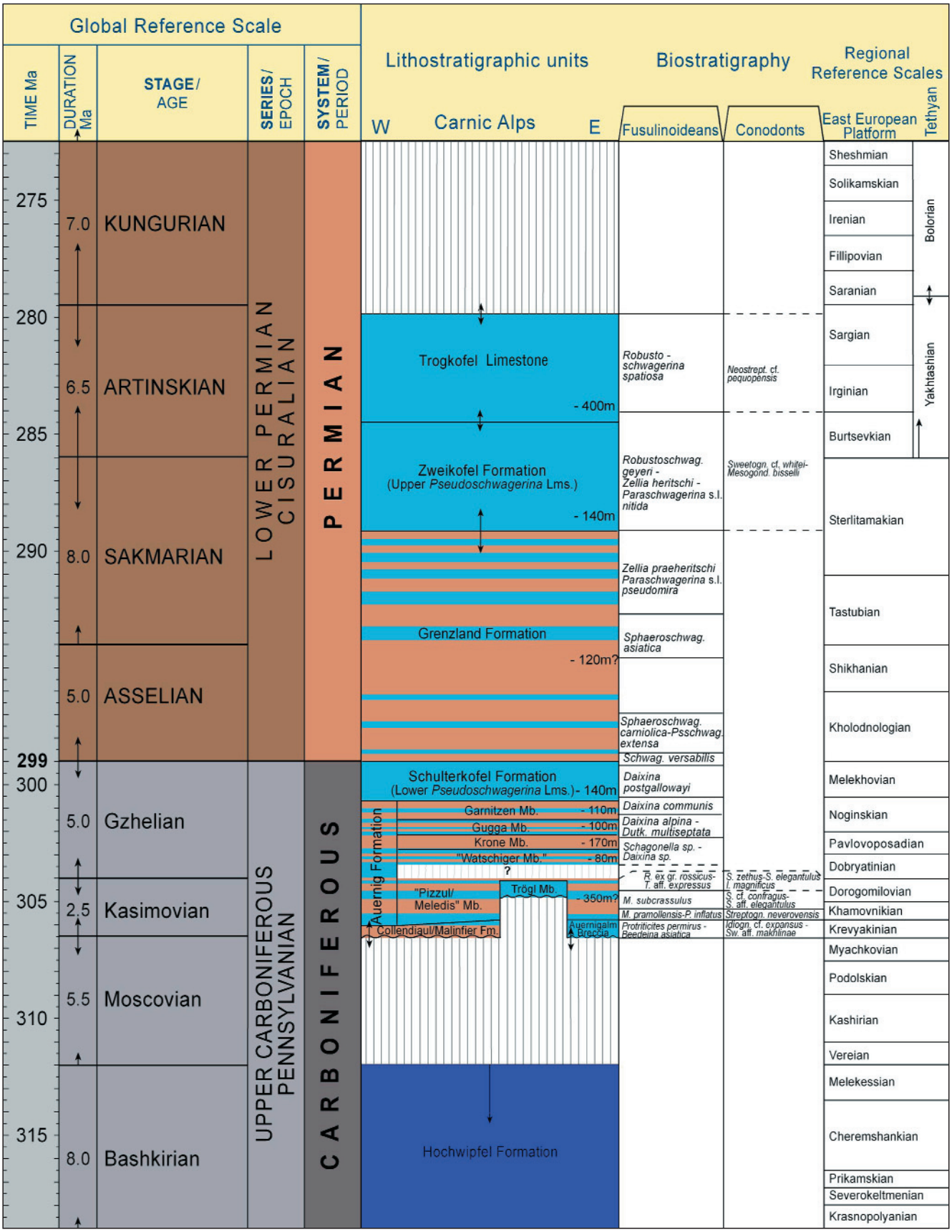


Abb. 4.
Litho-, Bio- und Chronostratigraphie der post-variszischen Ablagerungen der Karnischen Alpen (Oberkarbon–Unterperm) im Vergleich mit der Gliederung der osteuropäischen Plattform und der Tethys.
Litho-, bio- and chronostratigraphy of the post-Variscan Upper Carboniferous and Permian sequence of the Carnic Alps and its correlation with the subdivision of the East European Platform and the Tethys region.

4.1. Collendiaul-Formation (41)

Ersterwähnung

SCHÖNLAUB, H.P. & FORKE, H.C. (2005): Das Jungpaläozoikum der Karnischen Alpen und das Karbon von Nötsch. – 75. Jahrestagung der Paläontologischen Gesellschaft, S. 17, 48 S., Graz.

Allgemeines

Im lithostratigraphischen Gliederungsschema von VENTURINI (1990a) wurden diese Basisbildungen als „Pramollo Member" der „Bombaso Formation" klassifiziert. Das Typusprofil der „Bombaso Formation" südlich der Auernigalm repräsentiert jedoch Ablagerungen der Hochwipfel-Formation und ist keine post-orogene Basisbrekzie. Daher wurde der neue Name Collendiaul-Formation für die weit verbreiteten und gut kartierbaren Basiskonglomerate/-brekzien eingeführt.

Lithologie

Die Collendiaul-Formation (Abb. 5, 7) ist im Profil am kleinen Wasserfall des Zollnersee-Ausflusses aufgeschlossen (Abb. 5). Sie besteht aus bis zu 20 m mächtigen Transgressionsablagerungen in Form von zuunterst komponentengestützten und im oberen Bereich matrixgestützten Brekzien bis Konglomeraten. Die Klasten bestehen vorwiegend aus Lyditen, seltener sind Silt- und Sandsteingerölle und vulkanische Komponenten. Die Geröllgröße reicht von maximal 40 cm im untersten Teil bis 10 cm im Übergangsbereich zu den hangenden Siltschiefern und Mergeln.

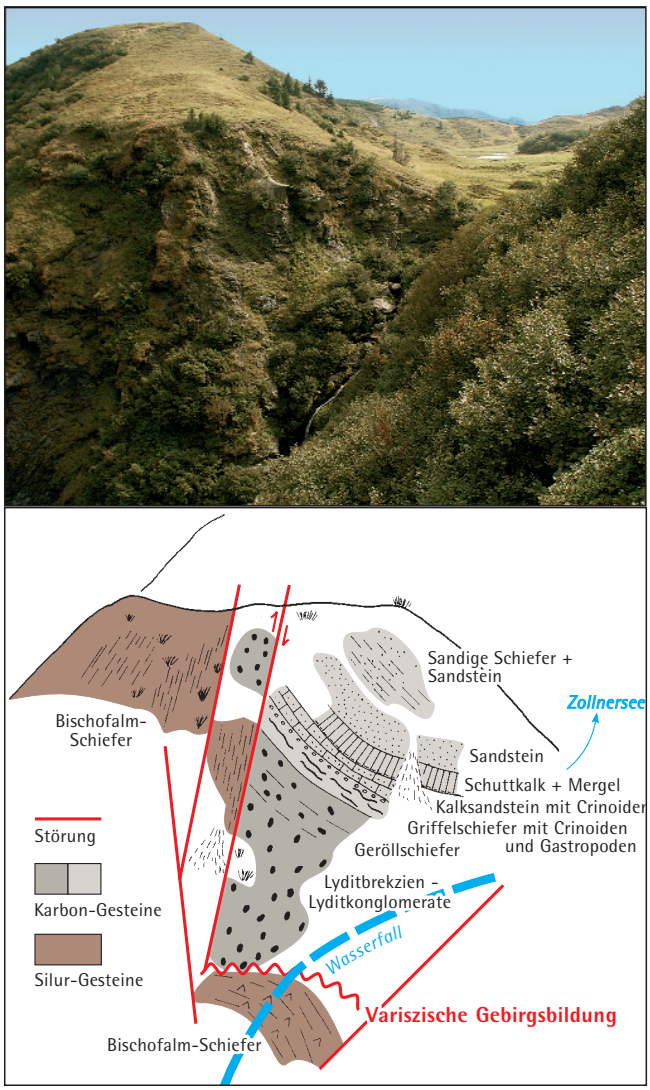


Abb. 5.
Zollnersee-Abfluss östlich der Zollnersee-Hütte mit Skizze des Transgressionsvorkommens (Collendiaul-Formation).
Section on the right bank of the outflow of Lake Zollner with a sketch map showing the lithology (Collendiaul Formation).

Im oberen Teil sind zwischen den grobklastischen Lagen auch Siltschiefer und sandige Schiefer eingeschaltet.

An allen Stellen ist ein klarer Bezug zur älteren Unterlage vorhanden, die aus silurisch-devonischen Ablagerungen der Bischofalm- bzw. Zollner-Formation besteht (FENNINGER et al., 1976; SCHÖNLAUB, 1985a).

Die Konglomerate, Brekzien und Sandsteine unterscheiden sich deutlich von denen der Auernig-Formation durch ihren höheren Gehalt an sedimentären und vulkanischen Gesteinsbruchstücken. Konglomerate und Sandsteine der Auernig-Formation bestehen dagegen zu einem hohen Anteil aus mono- und polykristallinen Quarzen (KRAINER, 1992).

Verbreitung

Im Bereich Zollnersee und Collendiaul weit verbreitet, des Weiteren östlich der Waidegger Alm und am Osthang des Leitenkogels. Wahrscheinlich stellen auch die Vorkommen am Tomritsch (KRAINER, 1992) Äquivalente der Collendiaul-Formation dar.

Alter

Die genaue Alterseinstufung ist noch immer etwas unsicher, da diese meist nur indirekt aus den Fossilfunden der anschließenden basalen Schichten der Auernig-Formation geschlossen werden kann (siehe dort), die, basierend auf Fusuliniden- und Conodontenfunden, ein Äquivalent der älteren Kasimovium-Stufe sind (FORKE & SAMANKASSOU, 2000).

Ein weiteres Indiz bilden die Pflanzenfunde am Tomritsch (FRITZ & KRAINER, 1995), die ein Kantabrium-Alter (westeuropäische Gliederung) haben, was in etwa den Myachkovium/Krevyakinium-Substufen entspricht. Für die Bildung der Ablagerungen der Collendiaul-Formation kann also ein Zeitbereich vom obersten Moskovium bis ins untere Kasimovium als wahrscheinlich gelten.

Faziesinterpretation

Nach den sedimentologischen Untersuchungen von KRAINER (1992) und VENTURINI (1990a) werden die Ablagerungen der Collendiaul-Formation als alluviale Fächersedimente mit Übergang zu Sedimenten des Vorstrandbereiches gedeutet. Auf Grund des schlechten Rundungs- und Sortierungsgrades der Komponenten werden geringe Transportweiten angenommen. Zwischengeschaltete Siltsteine mit marinen Organismen im oberen Teil der Abfolge sprechen für überwiegend marine Bildungsbedingungen.

4.2. Malinfier-Formation (41)

Ersterwähnung

VENTURINI, C. et al. (1982): La discordanza ercinica, il tardorogeno e il postorogeno nella geologia del Passo di Pramollo. – In: CASTELLARIN, A. & VAI, G.B. (eds.): Guida alla geologia del Sudalpina centro-orientale, Guid. Geol. Reg. S.G.I., S. 309, 305–319.

Lithologie

Basisprofil östlich Cima Val di Puartis in ca. 1750 m Höhe (Abb. 8): Die basale Brekzie ist reich an Kalkgeröllen aus den unmittelbar darunter anstehenden Flaserkalken des Oberdevons. Das Vorkommen wurde in den vergangenen Jahren wiederholt beschrieben und abgebildet

(VENTURINI, 1990a; KRAINER, 1990, 1992; FLÜGEL & KRAINER, 1992; DAVYDOV & KRAINER, 1999). Die 10–15 m mächtige Basisbrekzie wird als störungsgebundener submariner Debris flow eines Fan-Deltas gedeutet, der nach oben zu in matrixgestützte Feinkonglomerate und Fossilien führende Sandsteine und Siltsteine übergeht, die der basalen Auernig-Formation zugerechnet werden.

Die Basisbrekzie repräsentiert das kalkige Gegenstück zur kieseligen Collendiaul-Formation und stellt zugleich das Hauptvorkommen der Malinfier-(Marchbach-)Formation dar.

Verbreitung

Weitere Vorkommen solcher Kalkbrekzien sind insbesondere entlang der Straße und in kleinen Gerinnen zwischen der Straniger Alm und dem Waschbühelkamm in einer Höhe von ca. 1700 m aufgeschlossen, allerdings hauptsächlich als Feinkonglomerate ausgebildet (FENNINGER et al., 1976; SCHÖNLAUB, 1991).

Alter

Analog zur Collendiaul-Formation werden die Ablagerungen meist durch die überlagernde basale Auernig-Formation datiert. Vereinzelte Funde von Fusuliniden im Gebiet der Straniger Alm (DAVYDOV & KRAINER, 1999) legen jedoch einen Zeitbereich oberstes Moskovium/unteres Kasimovium nahe. Dafür sprechen auch die im nahegelegenen Profil Cima Val di Puartis auftretenden Fusuliniden aus der basalen Auernig-Formation (siehe dort), die dem mittleren Kasimovium angehören.

Die Angaben von VENTURINI (1990a), dass die Malinfier-Formation teilweise bis ins obere Kasimovium bzw. untere Gzhelium reiche, sind zu revidieren (siehe weitere Angaben unter der Auernigalm-Kalkbrekzie).

Faziesinterpretation

Die Ablagerungsbedingungen sind denen der Collendiaul-Formation ähnlich, marine Bedingungen können durch Brachiopoden- und Fusulinidenfunde als gesichert angenommen werden.

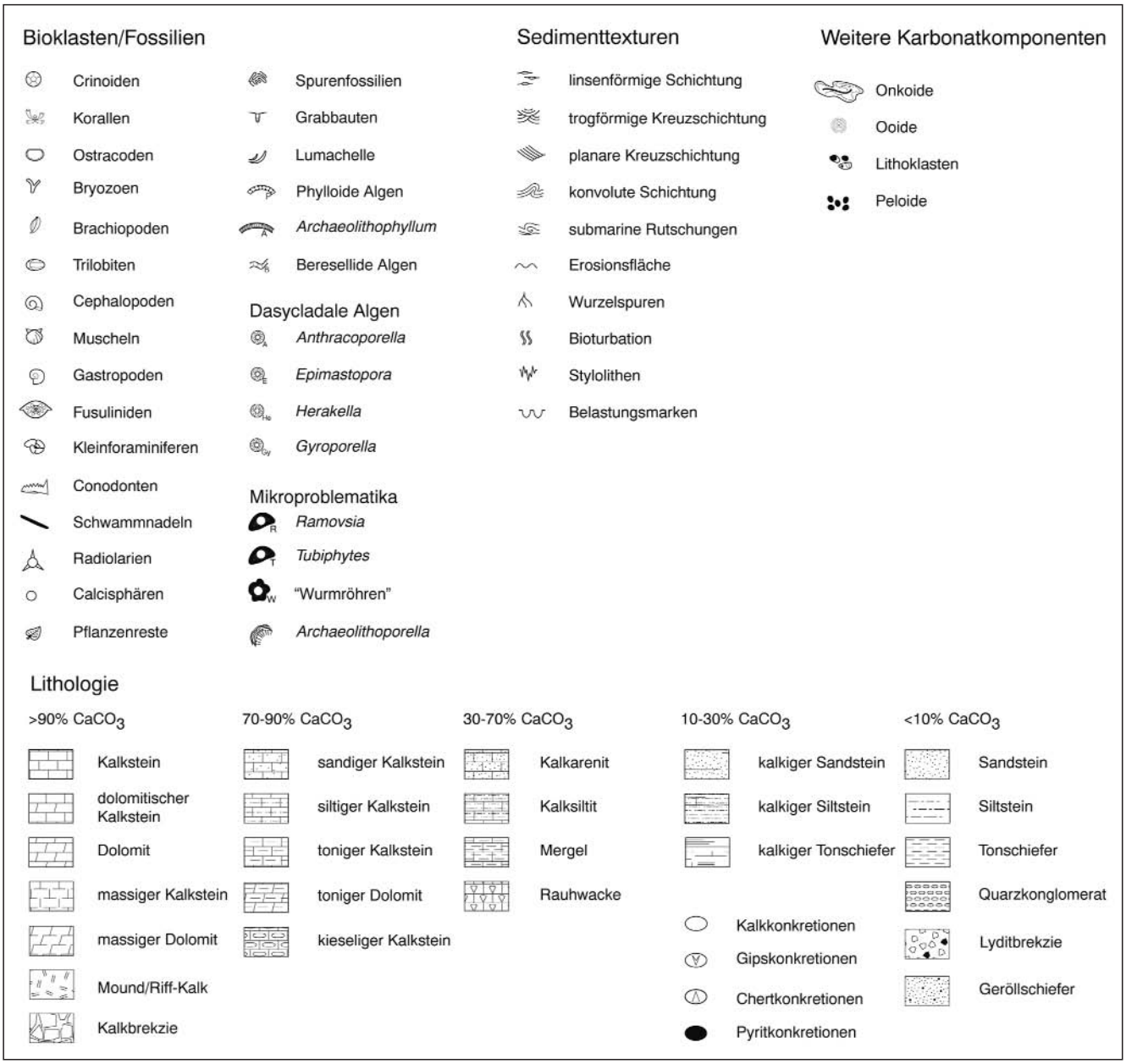


Abb. 6.
Legende zu den Säulenprofilen.
Legend for sections.

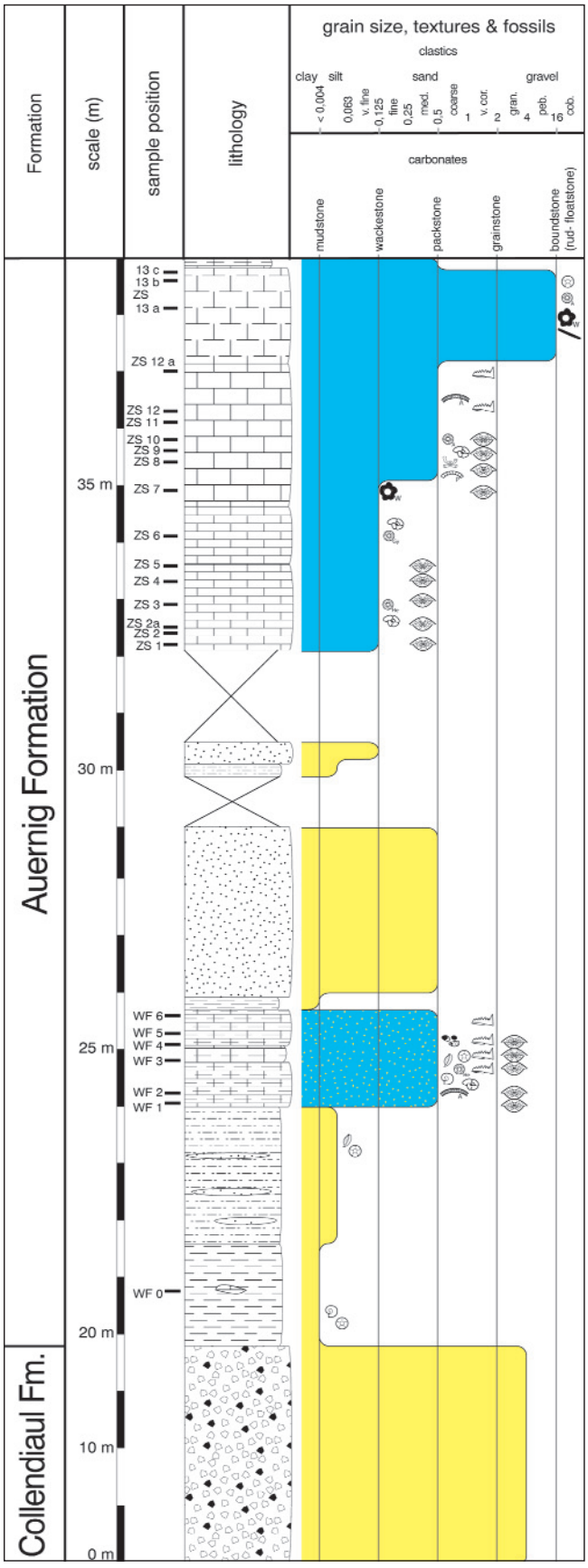


Abb. 7.
Zusammengesetztes Profil der post-variszischen Schichtfolge in der Umgebung des Zollnersees (Wasserfall-Profil und Hügelkette im Südwesten; verändert nach FORKE & SAMANKASSOU [2000] und FORKE [2001]).
Composite section of the post-Variscan sedimentary sequence in the surroundings of Lake Zollner (modified after FORKE & SAMANKASSOU [2000] and FORKE [2001]).

4.3. Auernigalm-Kalkbrekzie (40)

Ersterwähnung

VENTURINI, C. (1990a): Geologia delle Alpi Carniche centro orientali. – Museo Friuli St. Nat., Publ. N. **36**, 217 S., Udine (als Malinfier-Horizont bezeichnet).

SCHÖNLAUB, H.P. & FORKE, H.C. (2005): Das Jungpaläozoikum der Karnischen Alpen und das Karbon von Nötsch. – 75. Jahrestagung Paläontol. Ges., Graz, 27. 08 – 02. 09. 2005, S. 1–48 (als Auernig-Kalkbrekzie bezeichnet).

Allgemein

In der Vergangenheit befassten sich SELLI (1963a) und VENTURINI (1990a) mit diesem Gestein. Während SELLI es der Pizzul-Formation im Hangenden der Dimon- und Hochwipfel-Formation zuordnete, fasste es VENTURINI als ein Äquivalent des „Malinfier Horizon“ auf, der über dem „Pramollo Member“ folgt. Nach ihm bilden beide zusammen die „Bombaso Formation“. Auf Grund von Fusuliniden aus den im Hangenden folgenden Gesteinen vermutete er für den „Malinfier Horizon“ ein Alter in der unteren Gzhelium-Stufe.

Lithologie, Verbreitung

Die über eine Strecke von rund einem Kilometer zu verfolgende Auernigalm-Kalkbrekzie beginnt ca. 100 m westnordwestlich der Auernigalm. Dort ist sie an der Straßenbiegung und am Hang darüber gut aufgeschlossen und zieht von hier, eine markante Geländerippe und bis 30 m hohe Felsstufe im Wald bildend, über die Auernigalm in ostsüdöstlicher Richtung zum Oberlauf des Auernigbaches und weiter in Richtung des Rio Sorgente, die beide in den oberen Bombasograben entwässern (Abb. 9–11).

Nach eigenen Untersuchungen besteht das Brekzienvorkommen im unmittelbaren Bereich der Auernigalm aus grob- und feinblockigen Anteilen. Die Begrenzung der einzelnen Klasten ist infolge der intensiven Verwitterung im Feld schwer erkennbar, kann allerdings im Anschliff deutlich nachgezeichnet werden.

Am Wiesenhang ostsüdöstlich der Auernigalm erreicht die Kalkbrekzie eine Mächtigkeit von 12 m. Während der unterste Bereich aus gut gebankten grobkörnigen Kalken besteht, ist der Mittelteil als Feinbrekzie mit ca. 1 cm großen runden Extraklasten ausgebildet und wird von 1,2 m feinkörnigen, blassgelblichen, undeutlich gebankten Kalken überlagert.

Im ersten Graben südöstlich der Auernigalm ist die Kalkbrekzie in einer Mächtigkeit von etwa 30 m aufgeschlossen (Abb. 9). Die basalen 13,5 m sind als grobe Kalkbrekzie mit bis über 1 m großen eckigen Kalkblöcken ausgebildet, deren Zwickel mit feineren Klasten und Silt ausgefüllt werden. Darüber folgen rund 13 m gebankte Kalke mit Extraklasten, dann wieder 3 m grobe Kalkbrekzien.

Im zweiten Graben, ca. 250 m ostsüdöstlich, ist die Auernigalm-Kalkbrekzie auf rund 20 m Mächtigkeit reduziert. Bei diesem Vorkommen sind makroskopisch kaum Brekzienlagen erkennbar, erst polierte Anschliffe und Dünnschliffe weisen die grau-rötlichen, massigen bis undeutlich gebankten Kalke als Brekzie aus. Conodonten-Mischfaunen aus dem Oberdevon und Unterkarbon bestätigen die Zusammensetzung dieses Gesteins aus verschieden alten Komponenten.

Östlich des zweiten Grabens setzt sich die Kalkbrekzie noch etwa 150 m fort, erreicht aber nicht den dritten Graben. Hier liegen mit 20–30° flach nach NE einfallende glimmerreiche Siltschiefer mit dünnen Lagen von Anthracoporellen führenden Mergeln sowie tonreichen Kalken auf einer Höhe von rund 1500 m diskordant auf der mit 50–60° nach NE einfallenden Schiefer-Debrit-Folge der Hochwipfel-Formation. Die gleichen Beobachtungen gelten auch für die Aufschlüsse in den nach Osten folgenden Gräben.

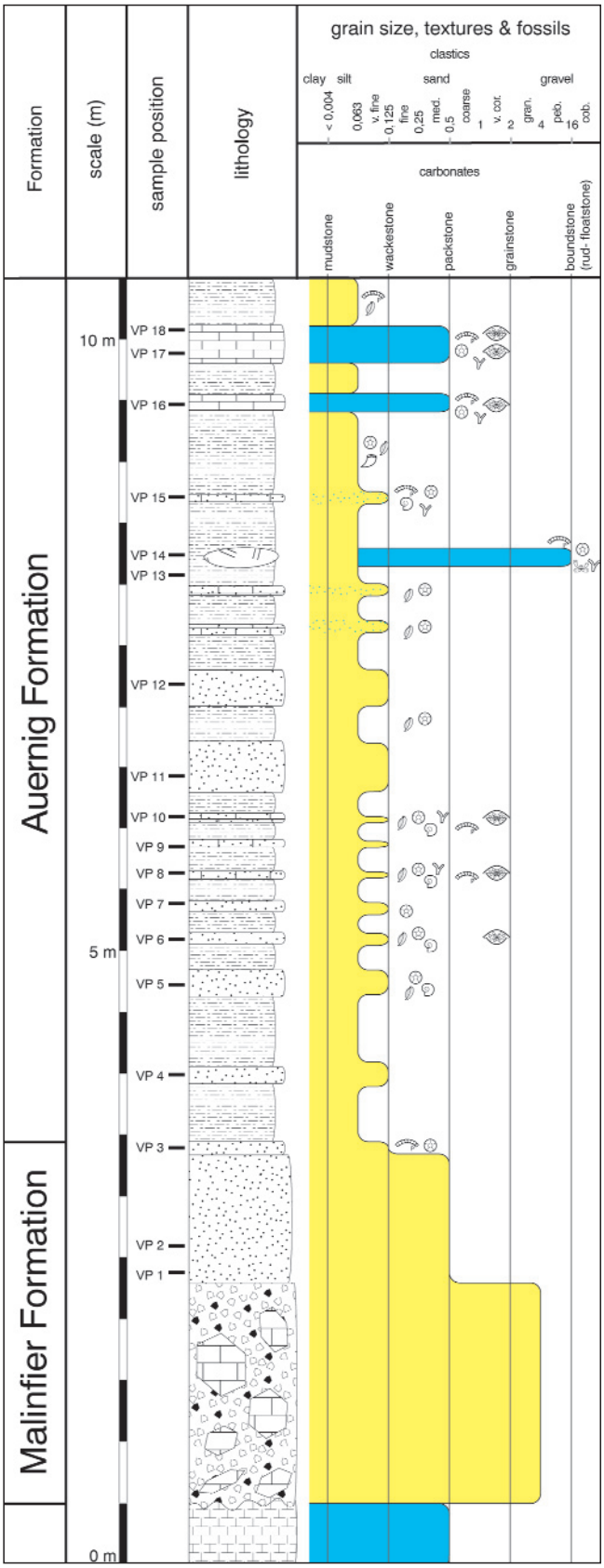


Abb. 8.
Das Profil Cima Val di Puartis (nach DAVIDOV & KRAINER, 1999).
The section Cima Val di Puartis (from DAVIDOV & KRAINER, 1999).

Der Kontakt zur unterlagernden Hochwipfel-Formation ist scharf und teilweise tektonisch überformt. Im unmittelbaren Kontaktbereich ist deren Lagerung flach, versteilt sich aber auf wenigen Metern grabenabwärts (Abb. 10).

Kennzeichnendes Merkmal der Hochwipfel-Formation an der Nordflanke des Bombasograbens sind die vielen komponentengestützten Debris flows und matrixgestützten Mud-flow-Lagen, die sich der aus plattigen und massigen, teils gradierten Sandsteinen und dunkelgrauen Schiefern zusammengesetzten Folge in wechselnder Dicke und Häufigkeit zwischenschalten (Abb. 12). Die bis zu 30 m mächtigen Lagen führen bis zu 50 cm große, gut gerundete, allerdings schlecht sortierte Gerölle von Sandsteinen, schwarzem Lydit, Quarz, Grüngestein und relativ häufig Kalkgerölle. Neben den aufgearbeiteten Devon- und Unterkarbonkalken finden sich auch Gerölle von „exotischen" Kalkoolithen, die im Sinne von FLÜGEL & SCHÖNLAUB (1990) auch für dieses Verbreitungsgebiet der Hochwipfel-Formation eine Herkunft von einer peritidalen Schelfplattform anzeigen. Auffallend in den Devon- und Unterkarbon-Geröllen ist ihre Fossilführung mit Goniatiten, Korallen, Foraminiferen, Algen, Crinoiden und häufig Conodonten wie z.B. *Lochriea nodosus, Gnathodus bilineatus bollandensis, Gn. girtyi, Cavusgnathus naviculus*. Daneben führen einzelne Sandsteinbänke Pflanzenreste, so *Archaeocalamites* und unbestimmbare Stamm- und Stängelreste.

Die rund 400 m mächtige siliziklastische Folge mit Fremdkomponenten geht auf verschiedene Typen von Turbiditströmen zurück, denen sich submarine Debris flows und Mud flows zwischenschalten. Letztere entstanden aus hochkonzentrierten Trübeströmen, welche in den Karnischen Alpen zeitweise und lokal von einem im Aufsteigen begriffenen metamorphen Hinterland über eine Schelfplattform in das unterkarbone Flyschbecken geschüttet wurden.

So bestehen große Ähnlichkeiten zu den Abfolgen der Hochwipfel-Formation auf der Südseite der Hohen Warte nördlich der Marinelli-Hütte, östlich der oberen Tschintemuntalm im Angerbachtal, zwischen Köderhöhe und Laucheck, südlich der Frondellalm, südlich und südwestlich des Gipfels des Hochwipfels und im obersten Seitengraben des Döbernitzengrabens auf rund 1600 m Höhe (SCHÖNLAUB, 1985b, 1987). Es ist naheliegend, sie wegen ihres begrenzten Auftretens, ihres Korngefüges und ihrer Gesteinsgesellschaft als submarine Rinnenfüllungen zu interpretieren, wobei offen bleibt, ob es sich um Ablagerungen von submarinen Tiefseefächern handelt oder um solche des Trograndes bzw. Abhanges.

Alter

Von allen oben beschriebenen Vorkommen wurden umfangreiche Conodontenproben entnommen, die in Übereinstimmung mit VENTURINI (1990a) überwiegend Mischfaunen aus dem jüngeren Oberdevon bis zur *Scaliognathus-anchoralis*- Zone der jüngsten Tournaisium-Stufe des älteren Unterkarbons lieferten. Ausnahmen bilden Proben von einzelnen Grobblöcken, die ins Oberdevon einzustufen sind bzw. sich in Dünnschliffen als Amphiporen führend erweisen und daher vielleicht jüngeres Mitteldevon oder älteres Oberdevon (Frasne) repräsentieren könnten.

Von besonderem Interesse sind die obersten Partien der Brekzie westnordwestlich der Auernigalm sowie im ersten Graben, die auf Grund von Conodonten und vereinzelten Fusuliniden eine klare Zuweisung zum Oberkarbon anzeigen. Hier fanden sich u.a. *Idiognathodus* cf. *expansus* und *Swadelina*? cf. *makhlinae* und *Fusulina (Quasifusulinoides)* sp., die auf unteres Kasimovium (*Swadelina*?-*makhlinae*-Zone) hinweisen (vgl. Abb. 11).

Dieses Datum lässt zumindest ein vergleichbares Alter der Bildung der Auernigalm-Kalkbrekzie mit den Bildungen der Malinfier-Formation im Bereich der Straniger Alm vermuten.

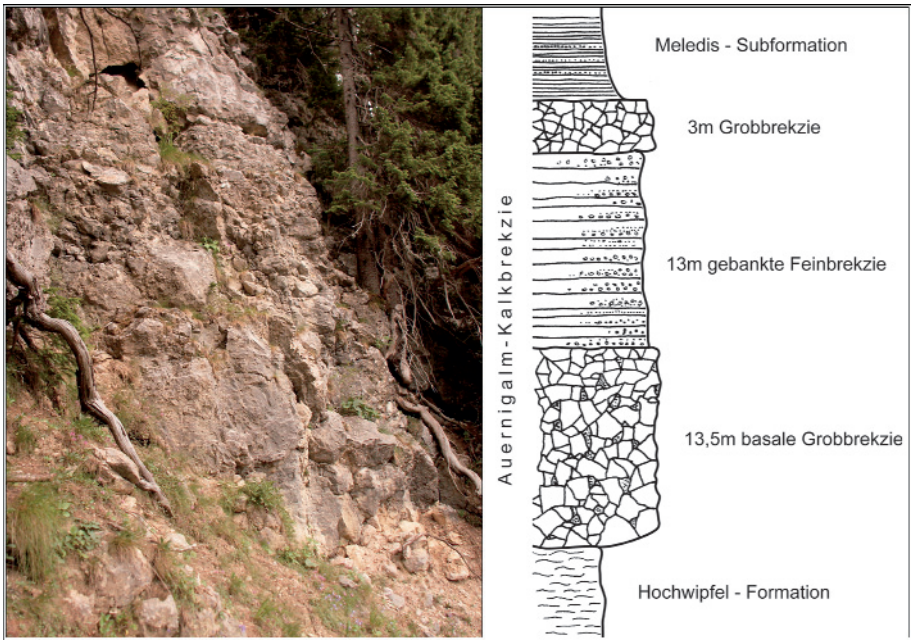


Abb. 9.
Der untere Teil der Auernigalm-Kalkbrekzie im ersten Graben südöstlich der Auernigalm.
The lower part of the Auernigalm Limestone Breccia southeast of Auernigalm.

Faziesinterpretation

Nach ihrer Geometrie ist die Auernigalm-Kalkbrekzie eine linsenförmige Einschaltung zwischen der Hochwipfel-Formation im Liegenden und der Auernig-Formation im Hangenden. Wir interpretieren sie im Gebiet südlich des Auernigs als Aufarbeitungsprodukt eines prä-variszischen Karbonatkörpers am Beginn der oberkarbonen Transgression über den variszischen Untergrund.

Die Herkunft der „Riesenblöcke" erfordert allerdings eine nähere Erklärung. Da es sich offenbar um einen proximalen deltaartigen Schuttstrom mit geringen Transportweiten handelt, kommt als Liefergebiet am ehesten das nahe gelegene Roßkogel-Malurch-Massiv in Frage, das aus einer devonisch-unterkarbonen Kalkfolge besteht. Besondere Bedeutung kommt dabei der inversen Schichtfolge zu, die von SPALLETTA (1981) am nordöstlichen Wandfuß in Form von unterkarbonen Kalkeinschaltungen erkannt wurde. Diese Lagerung ist, wie das transgressive, flach auf dem Devon auflagernde Oberkarbon am Gipfelplateau zeigt, das Ergebnis einer variszischen Tektonik.

Diese Verhältnisse führen zur Vorstellung, dass das grobe Blockwerk der Auernigalm-Kalkbrekzie den letzten Rest eines ausgedehnten Schuttfächers darstellt, der sich im Zuge der Kippung des Roßkofelblockes, Steinschlägen ähnlich, an dessen Flanken angesammelt hatte. In Folge der hohen Reliefenergie und fortgesetzter Hebung wurde ein Teil der Grobklastika weiter transportiert und in mehreren Schüben mit wechselnder Transportkraft in das sich verflachende Sedimentbecken der Hochwipfel-Formation verfrachtet.



Abb. 10.
Detail des Kontaktes zwischen Hochwipfel-Formation im Liegenden und transgressiver Auernigalm-Kalkbrekzie südöstlich der Auernigalm.
Detail of the unconformity between the basal Hochwipfel Formation and the transgressive Auernigalm Limestone Breccia southeast of Auernigalm.

Mit der neuerlichen Überflutung durch das sich ausweitende Tethysmeer wurden die Kalkblöcke zementiert, bis schließlich die Normalsedimentation in Form der Gesteinsgesellschaft der Auernig-Formation zum dominierenden Ablagerungsgeschehen wurde.

4.4. Auernig-Formation (36–38)

Ersterwähnung

FRECH, F. (1899): Lethaea palaeozoica, I, 2, S. 260, Stuttgart.

Allgemeines

Bereits von FRECH (1899) erstmals als „Auernigschichten" bezeichnet, wurden diese von HERITSCH et al. (1934) nach der Dominanz von Kalkeinschaltungen in 5 Schichtgruppen unterteilt (untere kalkarme, untere kalkreiche, mittlere kalkarme, obere kalkreiche, obere kalkarme Schichtgruppe; Abb. 13). Typlokalität der unteren zwei Schichtgruppen ist der Waschbühelkamm im Bereich der Waidegger Alm. Als Typlokalität für den oberen Teil der unteren kalkreichen Schichtgruppe wurden die Watschiger Schichten oberhalb der Watschiger Alm gewählt. Die oberen drei Schichtgruppen haben das Garnitzenprofil von der Gugga bis zum Garnitzenberg als Typusprofil (Abb. 15).

SELLI (1963a) führte später analog zu den fünf Schichtgruppen der „Auernigschichten" nach HERITSCH et al. (1934) die Begriffe Meledis-Formation, Pizzul-Formation, Corona-Formation, Auernig-Formation*) und Carnizza-Formation innerhalb seiner „Auernig Gruppe" ein.

Für das Typusprofil der beiden unteren Schichtgruppen am Waschbühelkamm wurde auf Grund der biostratigraphischen Daten eine inverse Lagerung angenommen, wobei die ältesten Schichten im Norden auftreten. Im Profil nicht aufgeschlossen ist der durch eine Winkeldiskordanz gekennzeichnete Übergang vom variszisch gefalteten Unterbau zu den oberkarbonen Schichten. Eine Neuuntersuchung erfuhr das Typusprofil am Waschbühel durch FENNINGER et al. (1971). Sie lehnten eine inverse Lagerung der Schichten auf Grund von Sedimentstrukturen und der

*) Um eine Verwirrung der Begriffe „Auernig Formation" sensu SELLI (1963a) und der hier verwendeten Auernig-Formation zu vermeiden, wird der Begriff „Gugga-Subformation" als analoger Ersatz zur „Oberen Kalkreichen Schichtgruppe" sensu HERITSCH et al. (1934) vorgeschlagen.

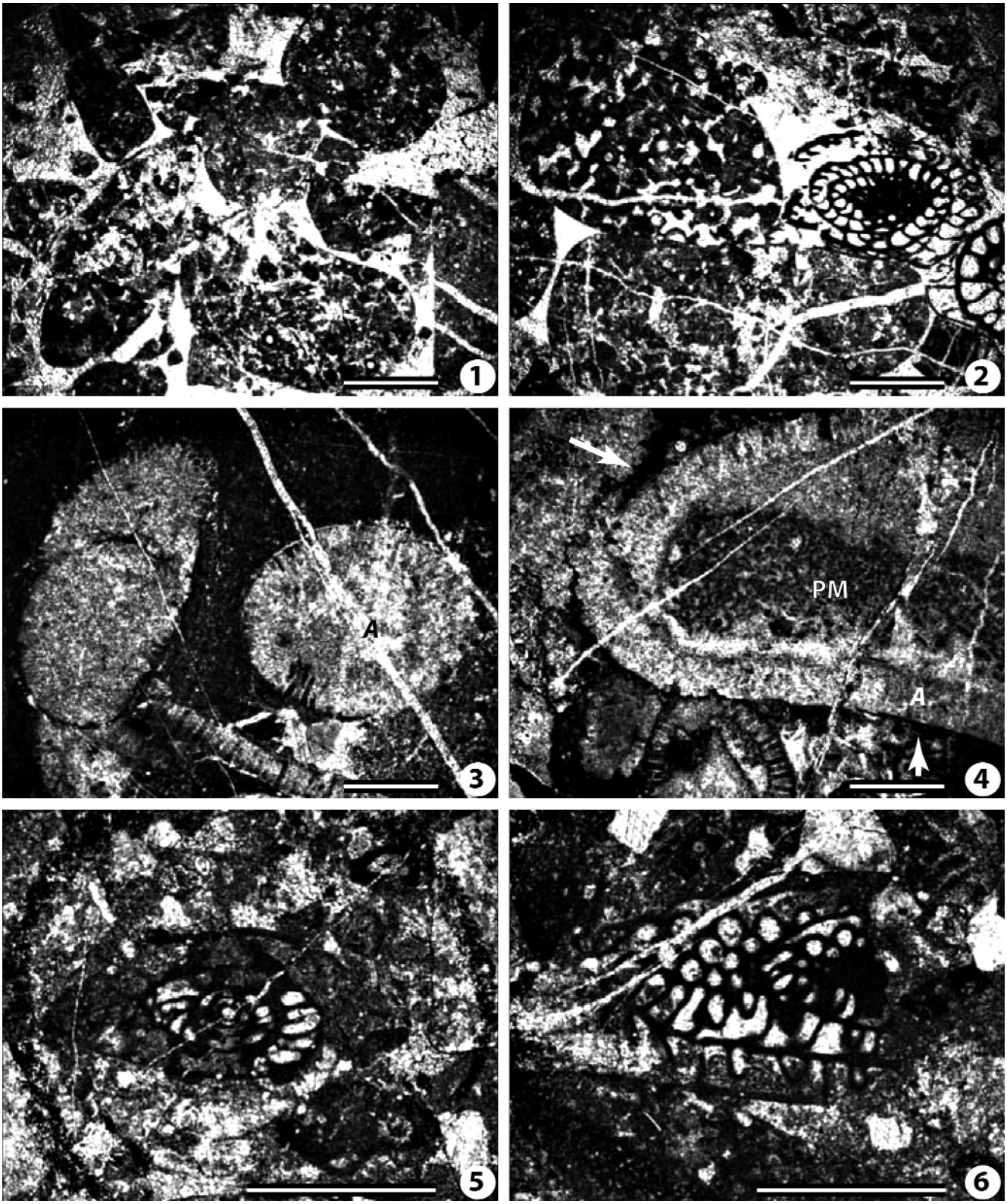
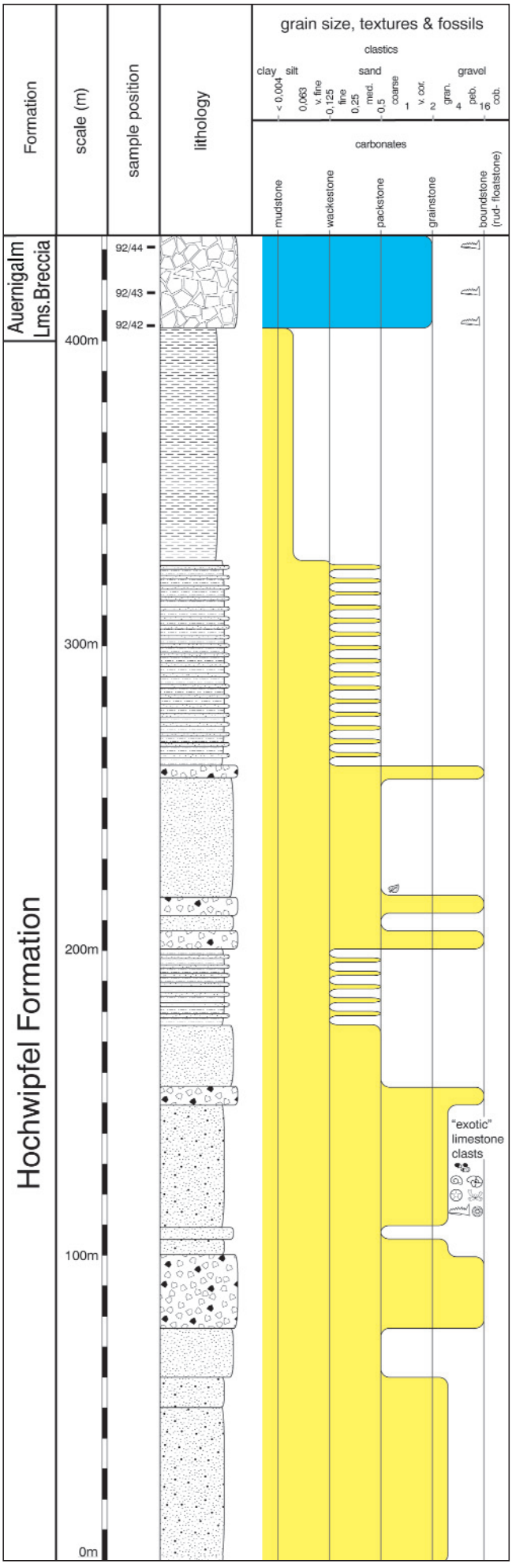


Abb. 11.
Dünnschliff-Fotos von Komponenten der Auernigalm-Kalkbrekzie. Lokalität Auernigalm Ost. Balkenlängen 0,5 mm (E. SAMANKASSOU, unveröffentlicht).
1–2: Gerundete mm-große Extraklasten mit aufgearbeiteten Fusuliniden.
3–4: Details aus Brekzienkomponenten, die aus Anthracoporellen führenden Kalken stammen. Solche Komponenten bestehen aus einem Boundstone-Gefüge mit großen *Anthracoporella*-Thalli (A), Inkrustierungen (Pfeile) sowie mit peloidalem Mikrit (PM) gefüllten Hohlräumen und entsprechen der *Anthracoporella*-Mound-Fazies der Auernig- und Schulterkofel-Formation.
5–6: Detail von aufgearbeiteten Fusuliniden aus der Matrix der Brekzien.
Photomicrographs of components of the Auernigalm Limestone Breccia. Locality Auernigalm Ost. Scale bar is 0.5 mm (E. SAMANKASSOU, unpublished).
1–2: Rounded mm-size extraclasts including reworked fusulinids.
3–4: Details from breccia components originating from *Anthracoporella*-bearing limestones. Such components consist of boundstone texture including large *Anthracoporella* thalli (A), encrustations (arrows) as well as peloidal micrite (PM) filling cavities and correspond to the *Anthracoporella* mound facies known from the Auernig and Schulterkofel Formation.
5–6: Detail of broken fusulinids in the breccia matrix.

Abb. 12.
Das Profil der Hochwipfel-Formation im Liegenden der Auernigalm-Kalkbrekzie.
Section of the Hochwipfel Formation below the Auernigalm Limestone Breccia in the first ravine southeast of Auernigalm.



aufrechten Lagerung von Fossilhorizonten ab. Gleichzeitig damit wurde auch die Überlagerung einer kalkarmen Schichtgruppe durch eine kalkreiche Schichtgruppe negiert.

In den Erläuterungen zur Geologischen Karte des Naßfeldgebietes (KAHLER & PREY, 1963) wurden erstmals die Basisbildungen der Auernig-Formation von der unteren kalkarmen Schichtgruppe abgetrennt, ohne hierfür einen neuen Namen einzuführen. FENNINGER et al. (1976) beschrieben weitere Lokalitäten, an denen der Kontakt von post-variszischen Schichten mit einer Winkeldiskordanz auf verfaltetem Untergrund aufgeschlossen ist.

Die Basisbildungen der Auernig-Formation wurden durch VENTURINI (1982, 1990a,b) als „Bombaso Formation" bezeichnet, neu definiert und von den „Auernigschichten" ausgeklammert.

SCHÖNLAUB & FORKE (2005) konnten jedoch zeigen, dass das von VENTURINI (1990a) angeführte Typusprofil des „Pramollo Member" der „Bombaso Formation" nicht die Basiseinheit der post-variszischen Auernigschichten darstellt, sondern einen Ausschnitt der prä-variszischen Hochwipfel-Formation repräsentiert (Abb. 12). Diese wurden fälschlicherweise mit den konglomeratischen Bildungen im Raum Straniger Alm – Zollnersee (Collendiaul-Formation), die tatsächlich die Basis der post-variszischen Sedimentfolge bilden, gleichgesetzt.

Der obere Teil der „Auernigschichten" erfuhr bereits durch FRECH (1894), SCHELLWIEN (1892) und GEYER (1896) detaillierte Profilaufnahmen. Auf diesen Arbeiten beruht die Einteilung des Auernigprofils nach lithologischen Aspekten, wobei die einzelnen Kalk-, Konglomerat- und Sandsteinbänke mit den Buchstaben a–t (bzw. den Nummern 1–31) versehen wurden. Später gab es immer wieder Neubearbeitungen hinsichtlich der Sedimentologie (FENNINGER, 1971; KRAINER, 1992), Zyklenausbildung (BOECKELMANN, 1985; KRAINER, 1991; MASSARI et al., 1991; SAMANKASSOU, 2002) und Fauna (PASINI, 1963; KODSI, 1967; FOHRER, 1991; LEPPIG et al., 2005; FORKE, 2007).

Infolge der intensiven alpidischen Tektonik ist es vor allem in den tieferen Anteilen der Auernig-Formation nicht möglich, längere zusammenhängende Profile zur Typisierung einzelner Abschnitte heranzuziehen. Dazu wäre es notwendig, die Basis und die Obergrenze jedes in Aussicht genommenen Teilbereiches mitsamt seinen lithologischen und faunistischen Inhalten zu definieren, von den benachbarten Einheiten abzugrenzen und ein Typusprofil auszuwählen. Solange diese, den „Empfehlungen (Richtlinien) zur Handhabung der stratigraphischen Nomenklatur" (STEININGER & PILLER, 1999) entsprechende Vorgangsweise nicht erfolgt ist, erscheint eine informelle Namensgebung weiterhin sinnvoll. Dazu kommt, dass die bereits von SELLI (1963a,b) vorgeschlagene und seither von vielen praktizierte Gliederung der „Auernig-Gruppe" in Formationen als kartierbare Einheiten nicht nachvollziehbar und auf geologischen Karten darstellbar ist.

Insbesondere für den kartierenden Geologen ist die lagerungsmäßige und räumliche Gliederung von Gesteinsabfolgen nach lithologischen Eigenschaften eine grundlegende Voraussetzung zur Korrelation und zum Vergleich unterscheidbarer Gesteinseinheiten über Gebietsgrenzen hinweg. Dazu ist eine Definition aller beobachtbaren lithologischen und paläontologischen Merkmale einer lithostra-

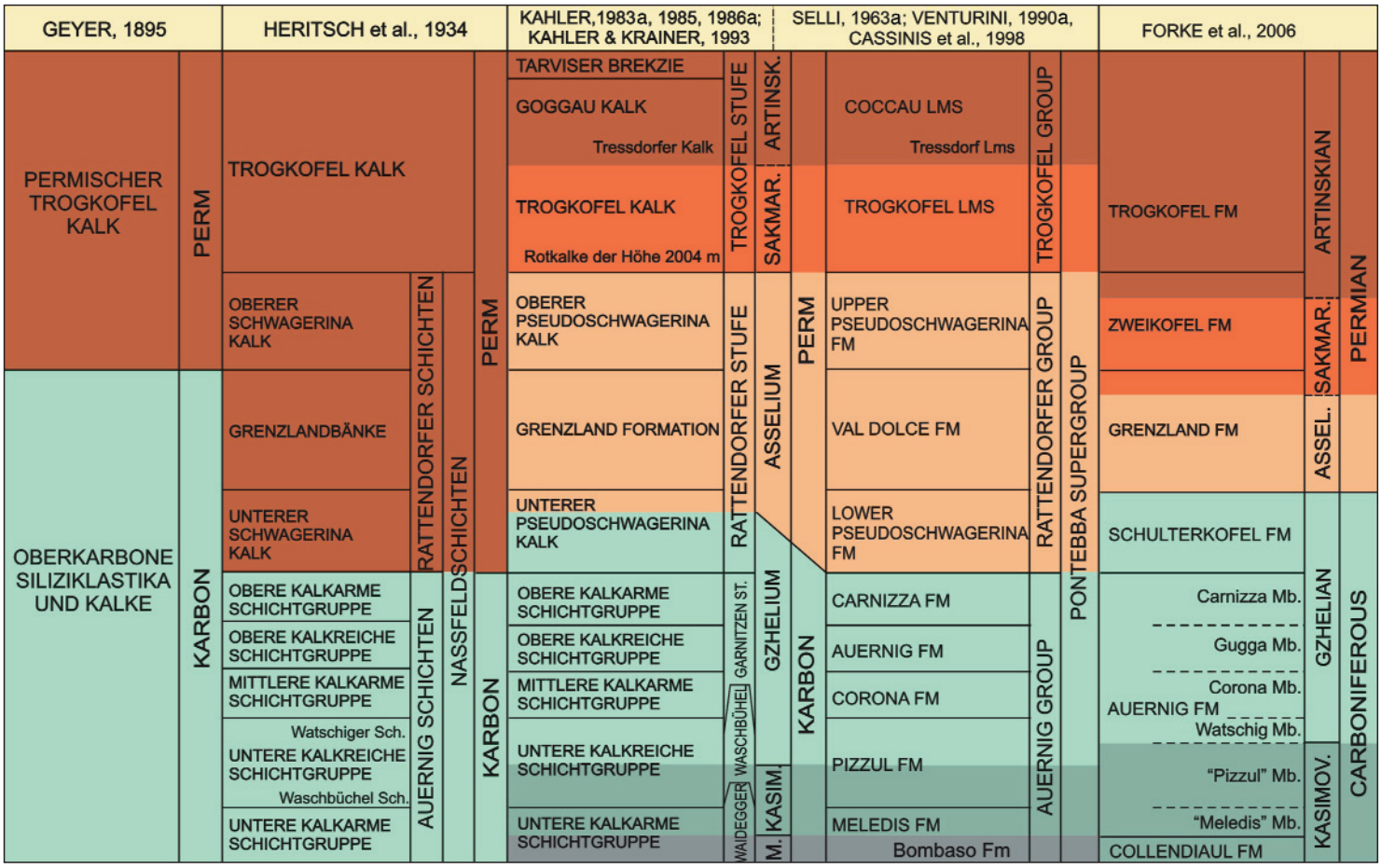


Abb. 13.
Historische Entwicklung der lithostratigraphischen Gliederung der oberkarbonen–unterpermischen Schichtfolge in den Karnischen Alpen.
Historic development of the lithostratigraphic subdivision of the Upper Carboniferous to Lower Permian succession of the Carnic Alps.

tigraphischen Einheit unerlässlich. Die Grenzen solcher Einheiten werden durch den deutlichen Wechsel in der Lithologie definiert.

Die Formation als lithologische Grundeinheit muss eine an der Oberfläche kartierbare und zumindest im Maßstab 1 : 10 000 darstellbare Gesteinseinheit sein, eine Subformation (engl. „Member"; STEININGER & PILLER, 1999) ist auf Grund spezifischer Eigenschaften innerhalb der Formation ein Teilausschnitt.

Nach Auffassung der Autoren ist die hierarchische Zuordnung der Auernig-Formation in den Rang einer „Gruppe" nicht gerechtfertigt, da dafür die Voraussetzungen, wie sie die „Richtlinien" empfehlen, nicht gegeben sind. Dazu kommt, dass es nach dem derzeitigen Kenntnisstand nicht möglich ist, die vielen disloziierten, in ein Schollenmosaik zerbrochenen oberkarbonen Ablagerungen zwischen der Krone im Osten und Zollnersee/Collendiaul im Westen mit Teilausschnitten in einem zusammengesetzten („Composite"-)Gesamtprofil zu korrelieren (vgl. Abb. 14, 15). Solange dies nicht möglich ist, ist die Zuweisung zu einer bestimmten Formation der „Auernig-Gruppe" mit großen Unsicherheiten behaftet bzw. umstritten.

Beispielsweise ist es noch immer nicht möglich, das westlich der Straniger Alm gelegene „Waschbühel-Profil" exakt mit der Schichtfolge am Naßfeld zu korrelieren. Auch reicht bei KRAINER & DAVYDOV (1998) die Meledis-Subformation auf Grund von Fusulinidenfunden bis ins untere Gzhelium, wohingegen im Typusprofil der eigentlich darüberliegenden unteren kalkreichen Schichtgruppe (Pizzul-Formation nach SELLI [1963a]) Fusuliniden und Conodonten oberes Kasimovium belegen. Die Untergrenze der unteren kalkreichen Schichten (Pizzul-Formation nach SELLI, 1963a) ist zudem im Typusprofil auf Grund der Neuinterpretation durch FENNINGER et al. (1971) nicht eindeutig definiert.

Die Untergrenze der Garnitzen-Subformation wurde von den verschiedenen Bearbeitern teilweise sehr unterschiedlich interpretiert. In KRAINER (1992, 1989) wurde die Untergrenze etwa 60 m über der von HERITSCH et al. (1934) definierten Grenze eingezeichnet. Auch VENTURINI (1989) und MASSARI et al. (1991) haben Teile der Garnitzen-Subformation zur Gugga-Subformation (= „Auernig Formation" sensu SELLI [1963a]) gerechnet. Das zeigt sich insbesondere daran, dass die „Schicht s" des Auernigs von einigen Bearbeitern als Gugga-Subformation kartiert wurde, obwohl diese von HERITSCH et al. (1934) mit der Schicht 148 der Garnitzen-Subformation im Garnitzenprofil korreliert wurde (FORKE, 2007).

Aus den oben genannten Gründen bevorzugen die Autoren, die bisherige Auernig-Gruppe in den Rang einer Formation zu versetzen und die bisherigen Formationen als Subformationen aufzufassen (Abb. 13). Diese Hierarchie wird den tatsächlichen im Gelände vorgefundenen Verhältnissen weit besser gerecht, als die bisherige Rangordnung. Sie enthebt aber die jeweiligen Protagonisten nicht der Aufgabe, die einzelnen Subformationen entsprechend den genannten Vorgaben zu definieren.

Lithologie

Die klastisch-karbonatischen Sedimente der Auernig-Formation umfassen mit maximalen Mächtigkeiten von rund 800 m quarzreiche Konglomerate, schräggeschichtete Sandsteine, bioturbate Siltsteine und gebankte, massige und knollige Kalke.

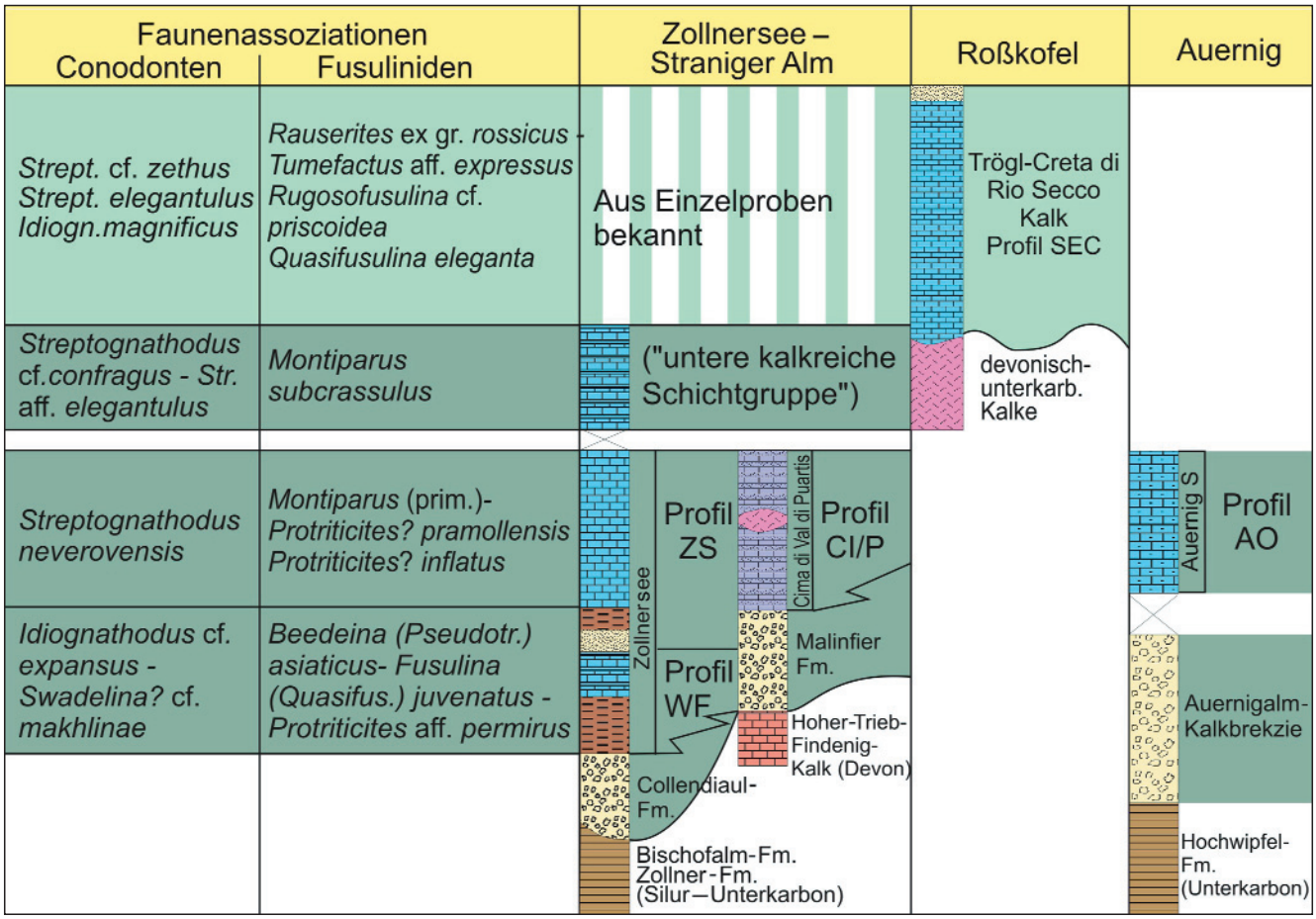


Abb. 14.
Litho- und biofazielle Gliederung des unteren Teils der Auernig-Formation im westlichen, zentralen und östlichen Verbreitungsgebiet (verändert nach FORKE & SAMANKASSOU, 2000).
Litho- and biostratigraphic framework of the lower part of the Auernig Formation in the western, central and eastern part of the area of distribution (modified from FORKE & SAMANKASSOU, 2000).

Konglomerate können bis zu 20 m mächtig werden. Die Komponenten sind korn- und matrixgestützt. Neben Quarzgeröllen kommen Lyditgerölle und Gerölle aus Glimmerschiefern vor. Die Matrix besteht aus Quarz und Glimmer. Vereinzelt sind grobkörnige Sandstein- und Siltlagen eingeschaltet, die stellenweise schräggeschichtet sind. Die eingeschalteten Sandsteinbänke erreichen eine Mächtigkeit von bis zu 3 m in der Krone-Subformation. Eine Fining-upward-Tendenz ist, meist schon innerhalb einer Lage, vorhanden.

Die gut gerundeten Quarzgerölle sind meist kleiner als 10 cm im Durchmesser. In den basalen Konglomeraten des Auernigprofils erreichen sie einen Durchmesser von 15 cm. Auf Grund ihres einheitlichen Charakters handelt es sich wahrscheinlich um Gangquarze.

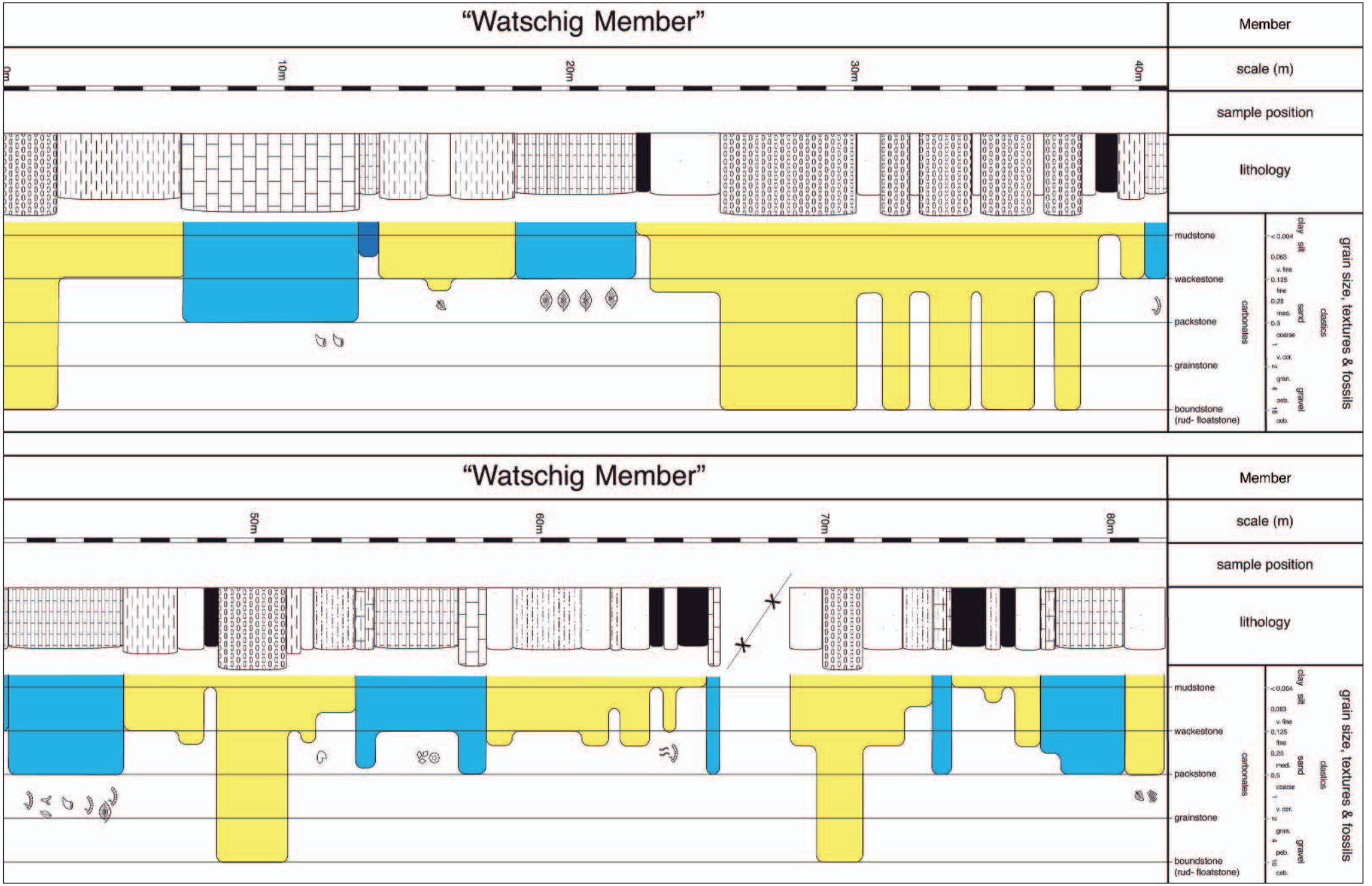
Die Mächtigkeiten der einzelnen Sandstein- und Siltsteinlagen variieren zwischen 6 und 50 m. Sie sind schiefrig oder kompakt, grob- oder dünnschichtig bis feinlagig und feinplattig, zeigen Schrägschichtungen und synsedimentäre Rutschungsstrukturen. Die mittel- bis grobkörnigen Sandsteine besitzen meist eine siliziklastische (Quarz und Glimmer), teilweise auch eine karbonatische Matrix. Kohlige Lagen sind eingeschaltet. Pflanzenreste, große Konkretionen und Spurenfossilien (Wühlspuren) sind häufig. Die Sandsteine weisen nach KRAINER (1992) einen hohen Gehalt an mono- und polykristallinen Quarzen metamorpher Herkunft auf. FENNINGER & STATTEGGER (1977) konnten folgende Minerale feststellen: Turmalin, Zirkon, Brookit/Leukoxen und Chloritoid. Die Autoren leiteten auf Grund dieser Vergesellschaftung ein plutonisches und niedriggradig metamorphes Gestein als Lieferant der Minerale ab (weitgehend von MADER & NEUBAUER [2004] bestätigt).

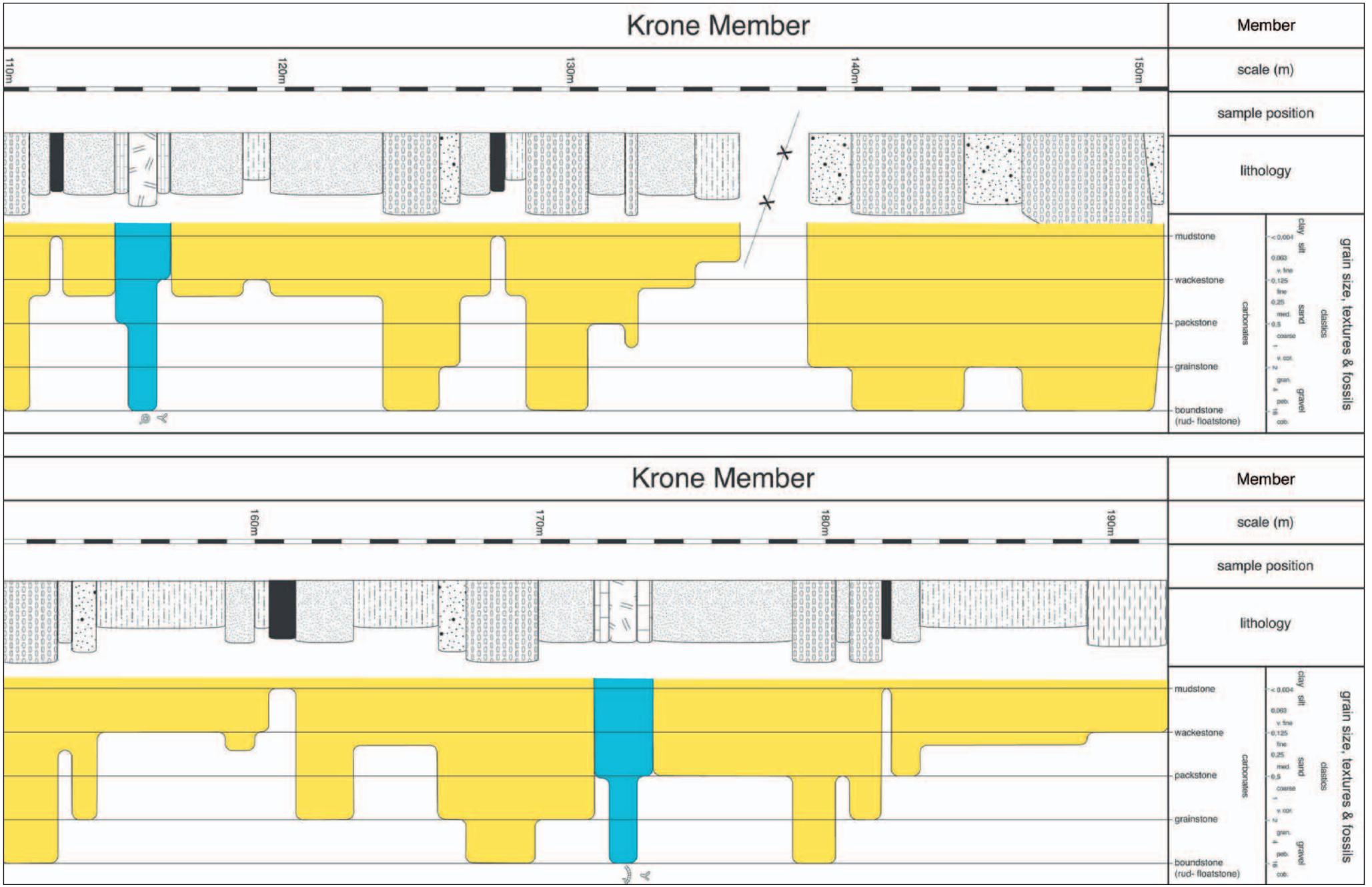
Verschiedene Schieferlagen treten auf: Tonschiefer, siltige und kohlige Schiefer. Die Mächtigkeit ist mit 2 m und weniger meist geringer als die der Konglomerate, Sandsteine und Siltsteine. Einige Ausnahmen (bis 3,2 m) werden in der Watschig-Subformation erreicht. Oft sind fossilreiche Kalklinsen eingeschaltet. Pflanzenreste, z.T. gut erhalten, Konkretionen und Bioturbation sind häufig. Manche Schiefer sind, wie bereits von HERITSCH (1934) beschrieben, fossilreich, wobei Brachiopoden (vor allem Productiden) angereichert sind.

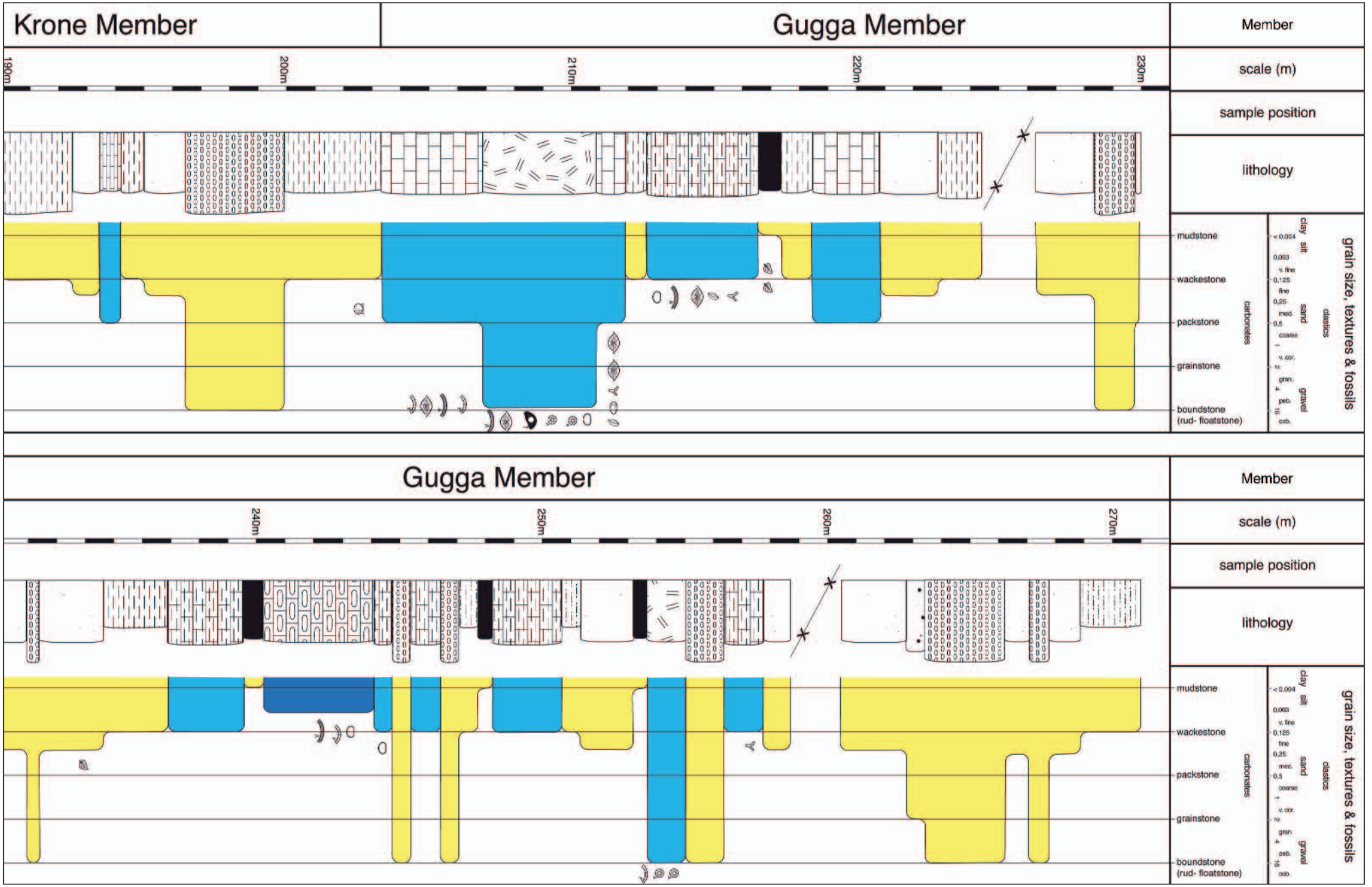
Die gebankten Kalke bestehen aus 40 bis 120 cm mächtigen Paketen, wobei die einzelnen Bänke eine Mächtigkeit bis zu 20 cm erreichen. Foraminiferen, Brachiopoden und Molluskenschalen sind die häufigsten Organismenreste. Schrägschichtungskörper kommen vor.

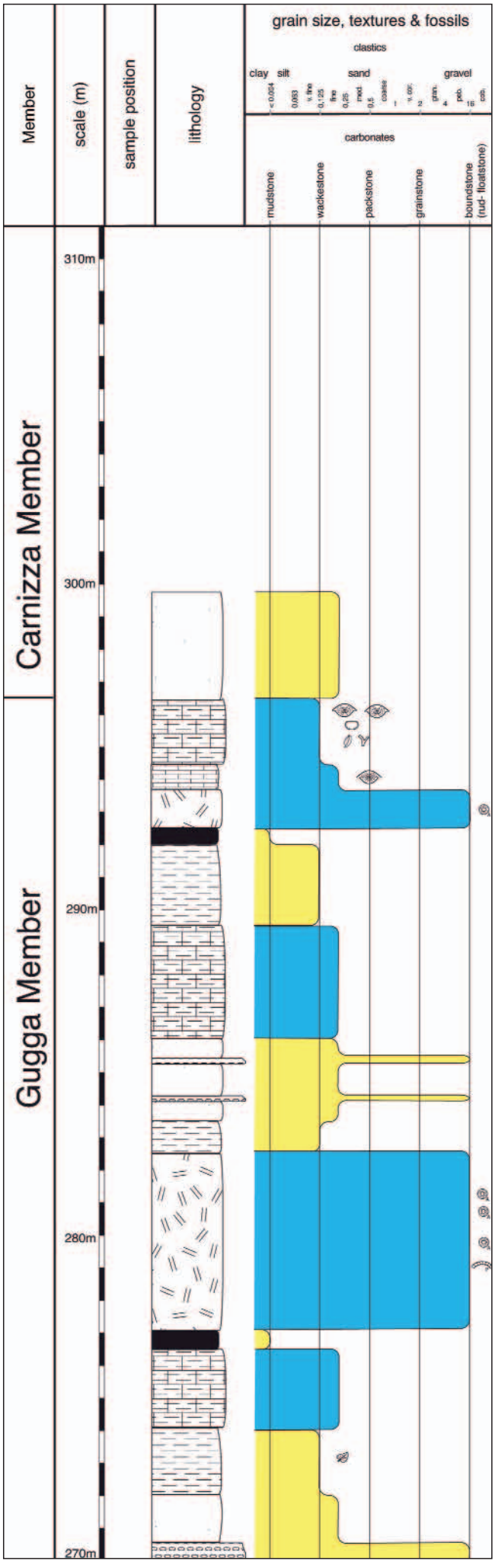
Undeutlich gebankte, massige Kalke kommen vor allem in der Krone- und Garnitzen-(Gugga?-)Subformation vor und bilden bis zu 22 m mächtige Mounds (KRAINER, 1995b; SAMANKASSOU, 1998, 2003). Die häufigsten Organismen

Abb. 15 (S. 23–26). ☛ ☞ ☛
Das Gesamtprofil des oberen Teils der Auernig-Formation im Naßfeldgebiet (Watschig-, Gugga-, Garnitzen-Subformation; nach E. SAMANKASSOU [1997a]).
The composite section of the upper part of the Auernig Formation in the Naßfeld area (Watschig, Gugga, Garnitzen Members; modified from E. SAMANKASSOU [1997a]).


"Watschig Member"
Member
0m
10m
20m
30m
40m
scale (m)
sample position
lithology
mudstone
wackestone
packstone
grainstone
boundstone
(rud- floatstone)
carbonates
clastics
clay
silt
sand
gravel
< 0,004
0,063
v. fine
0,125
fine
0,25
med.
0,5
coarse
1
v. cor.
2
gran.
4
peb.
16
cob.
grain size, textures & fossils
"Watschig Member"
Member
50m
60m
70m
80m
scale (m)
sample position
lithology
mudstone
wackestone
packstone
grainstone
boundstone
(rud- floatstone)
carbonates
clastics
clay
silt
sand
gravel
< 0,004
0,063
v. fine
0,125
fine
0,25
med.
0,5
coarse
1
v. cor.
2
gran.
4
peb.
16
cob.
grain size, textures & fossils


Krone Member
Member
110m
120m
130m
140m
150m
scale (m)
sample position
lithology
mudstone
wackestone
packstone
grainstone
boundstone
(rud- floatstone)
carbonates
clastics
clay
silt
sand
gravel
< 0.004
0.063
v. fine
0.125
fine
0.25
med.
0.5
coarse
1
v. cor.
2
gran.
4
peb.
16
cob.
grain size, textures & fossils
Krone Member
Member
160m
170m
180m
190m
scale (m)
sample position
lithology
mudstone
wackestone
packstone
grainstone
boundstone
(rud- floatstone)
carbonates
clastics
clay
silt
sand
gravel
< 0.004
0.063
v. fine
0.125
fine
0.25
med.
0.5
coarse
1
v. cor.
2
gran.
4
peb.
16
cob.
grain size, textures & fossils


Krone Member
Gugga Member
Member
190m
200m
210m
220m
230m
scale (m)
sample position
lithology
mudstone
wackestone
packstone
grainstone
boundstone
(rud- floatstone)
carbonates
clastics
clay
silt
sand
gravel
< 0.004
0.063
v. fine
0.125
fine
0.25
med.
0.5
coarse
1
v. coar.
2
gran.
4
peb.
16
cob.
grain size, textures & fossils
Gugga Member
Member
240m
250m
260m
270m
scale (m)
sample position
lithology
mudstone
wackestone
packstone
grainstone
boundstone
(rud- floatstone)
carbonates
clastics
clay
silt
sand
gravel
< 0.004
0.063
v. fine
0.125
fine
0.25
med.
0.5
coarse
1
v. coar.
2
gran.
4
peb.
16
cob.
grain size, textures & fossils



sind Kalkalgen: Phylloide Algen, *Archaeolithophyllum* und *Anthracoporella* fallen bereits im Handstück auf. Die lateralen Mächtigkeitsunterschiede zeigen die Existenz eines durch Biokonstruktionen gebildeten primären Reliefs am Meeresboden an. Kleine Variationen innerhalb einer „Bank" bzw. Lage sind auffällig: „Erhebungen" im cm- bis dm-Bereich werden durch Algen in Lebendstellung (vorrangig *Anthracoporella*) hervorgerufen (SAMANKASSOU, 1998). Vereinzelt kommt es auch zur Bildung von Auloporen-Mounds, vor allem im unteren Teil der Auernig-Formation (FLÜGEL & KRAINER, 1992; SAMANKASSOU, 2003).

Die knolligen Kalke erreichen Mächtigkeiten bis zu 5 m in den Watschig- und Gugga-Subformationen und geringere Mächtigkeiten in der Krone-Subformation. Sie können von den liegenden, undeutlich gebankten Kalken durch ihre schwarze Farbe, durch die dünnen Zwischenlagen aus Mergel und eine Anhäufung von Bryozoen, Brachiopoden sowie Verkieselungen unterschieden werden. Aus diesen Kalken stammen die von BECKER & FOHRER (1990), FOHRER (1991, 1997), SÁNCHEZ DE POSADA & FOHRER (2001) und FOHRER & SAMANKASSOU (2005) beschriebenen verkieselten Ostracoden, die von LEPPIG et al. (2005) beschriebenen Fusuliniden sowie die von KODSI (1967) beschriebenen Fenestelliden.

Pflanzenfundpunkt Krone

An der Westseite der Krone, auf ca. 1730 m liegt der berühmteste Pflanzenfundpunkt der Auernig-Formation. Die mehrere Meter mächtigen Pflanzen führenden Schichten im Mittelteil des Kroneprofils bestehen aus Feinsandsteinen und Siltsteinen. Leider ist der Fundpunkt durch rege Sammlertätigkeit im Laufe der letzten Jahrzehnte sehr stark ausgebeutet worden. Anfangs der 80er Jahre konnte sogar ein ca. 1 m langer und 90 cm dicker Stammrest eines Siegelbaumes (*Syringodendron* sp.) gefunden werden, der heute im Heimatmuseum Möderndorf ausgestellt ist. Die „normalen" Fundstücke bewegen sich allerdings im cm- bis maximal dm-Bereich und es handelt sich überwiegend um verschiedenartige Blattreste. Am weitesten verbreitet und in großer Vielfalt sind Wedelreste von echten Farnen (Filicophyta) und Samenfarnen (Pteridospermae) zu finden (Abb. 16). Ebenfalls häufig sind Blattwirteln (fast ausschließlich *Annularia stellata* [Abb. 17] und *Annularia sphenophylloides*) und Hohlraumausfüllungen der Stämme (*Calamites* sp.) von Schachtelhalmen (Equisetophyta) zu finden. Daneben sind noch Überreste von Bärlappgewächsen (Lycophyta) erhalten. Meist handelt es sich dabei um Fragmente der bienenwabenartig strukturierten Stammoberflächen (z.B. *Sigillaria* sp.), seltener um Blattreste (Abb. 17). An der Krone sehr selten und hauptsächlich in der Grenzland-Formation vorkommend, sind die mit einer feinen Paralleladerung versehenen Blattfragmente der Cordaitenbäume (Cordaitospermae; Abb. 17).

Die Makroflorenreste sind für ein feucht-warmes subtropisch bis tropisches Klima charakteristisch. Der doch sehr gute Erhaltungszustand deutet auf geringe Transportweiten hin. Man nimmt an, dass die Flora der Krone in einem baumbestandenen moorartigen Gebiet in unmittelbarer Küstennähe gewachsen ist.

Die meisten Makroflorenfundorte liegen im Bereich der Auernig-Formation, einige auch in der Grenzland-Formation. Die Letzteren sind in der Regel jedoch deutlich artenärmer und monotoner. Die abgebildeten Exemplare (Abb. 16, 17) stammen von der Krone (Auernig-Fm.), dem Fuß des Schulterkofels (Auernig-Fm.) und der östlichen Rattendorfer Schneid (Grenzland-Fm.).

Die Makrofloren des Jungpaläozoikums der Karnischen Alpen wurden von A. FRITZ und M. BOERSMA ausführlich bearbeitet und die Resultate in zahlreichen Publikationen veröffentlicht. Einen guten Überblick und eine umfassende

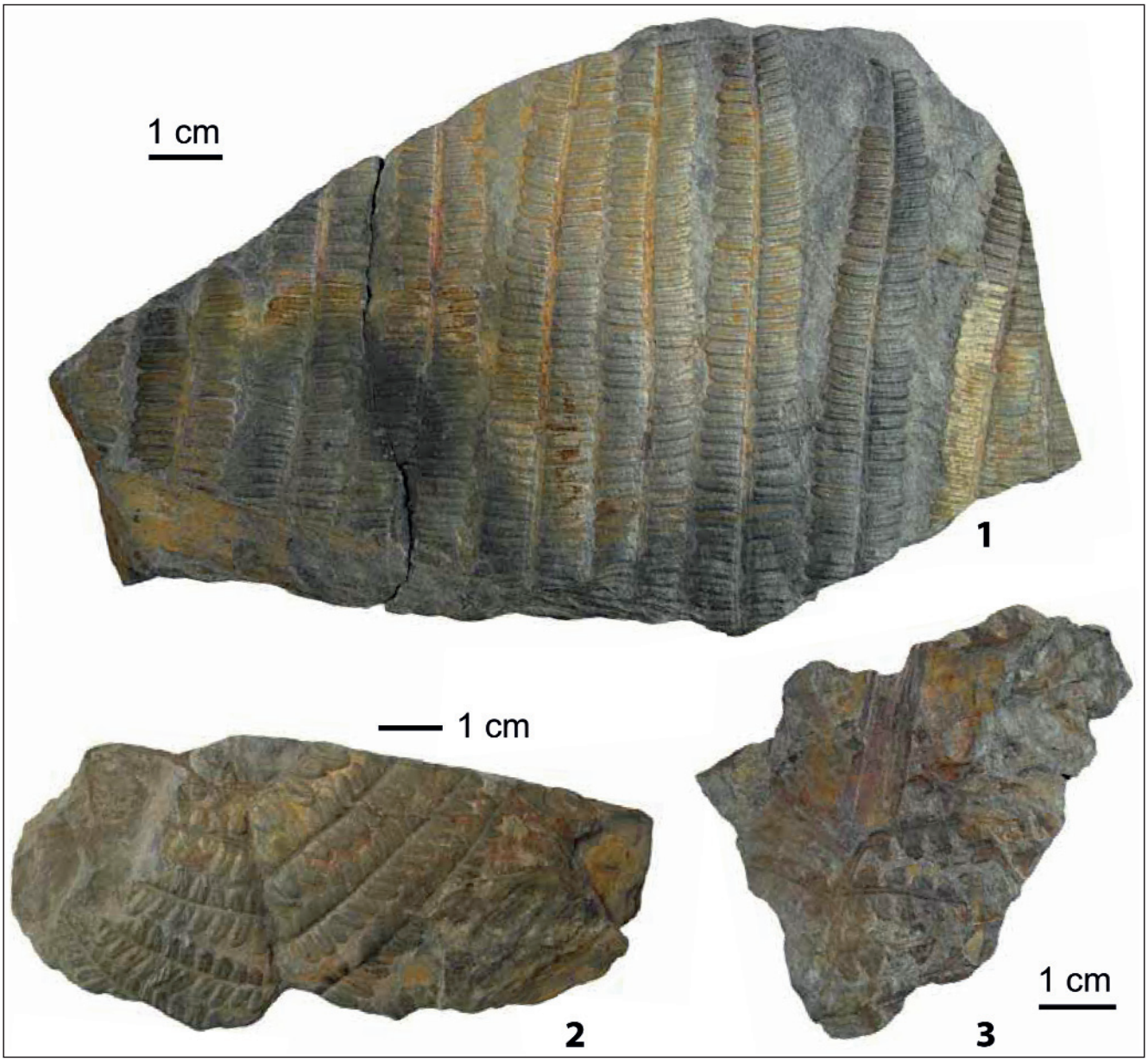


Abb. 16.
Farnlaubige Pflanzen (freundlich zur Verfügung gestellt von E. SAMANKASSOU und B. FOHRER) : 1 = *Pecopteris arborescens* STERNBERG, 1825; 2 = *Callipteridium* sp.; 3 = *Dicksonites* sp.
Ferns (courtesy of E. SAMANKASSOU and B. FOHRER): 1 = *Pecopteris arborescens* STERNBERG, 1825; 2 = *Callipteridium* sp.; 3 = *Dicksonites* sp.

Literaturauflistung geben FRITZ et al. (1990) und FRITZ & KRAINER (2006, 2007).

Verbreitung

Sedimente der Auernig-Formation treten vor allem in zwei Bereichen innerhalb des Naßfeldgebietes auf. Während im Bereich Zollnersee bis zur Straniger Alm die unteren Anteile der Auernig-Formation dominieren, sind im Bereich des Naßfelds um den Auernig herum die höheren Anteile der Auernig-Formation bestimmend. Weitere Vorkommen der unteren Anteile der Auernig-Formation sind entlang des Valle di Aip im Bereich S des Trogkofels entwickelt und ziehen von dort über den Rudnigsattel und den Madritschen bis an die Basis des Auernigs.

Am Tomritsch NE der Tröpolacher Alm ist nochmals die Basis der Auernig-Formation einschließlich der Transgressionsbildungen auf die Hochwipfel-Formation aufgeschlossen. Während bei diesen Aufschlüssen die Zugehörigkeit zum unteren Teil der Auernig-Formation durch Pflanzenfunde (BERGER, 1960; FRITZ & BOERSMA, 1986a,b; FRITZ & KRAINER, 1995) als gesichert anzusehen ist, könnte es sich bei den Vorkommen in der Umgebung der Tröpolacher Alm zumindest teilweise um Ablagerungen der Grenzland-Formation handeln (Anm. FORKE). Da die zwischen den Siliziklastika auftretenden Kalkvorkommen bisher noch nicht biostratigraphisch untersucht wurden, steht eine abschließende Beurteilung aus.

Höhere Anteile der Auernig-Formation sind auch als allochthone Einheit auf der Gröden-Formation im Gebiet der Kordinalm aufgeschlossen und reichen dort bis an die Basis des Schulterkofels.

Alter

Die Auernig-Formation ist durch ihren Reichtum an fossilen Überresten biostratigraphisch gut datiert. Bei der Einstufung spielen Fusuliniden und im unteren Teil Conodonten eine herausragende Rolle. Makropflanzenreste gestatten eine gleichzeitige Korrelation mit den weitgehend kon-

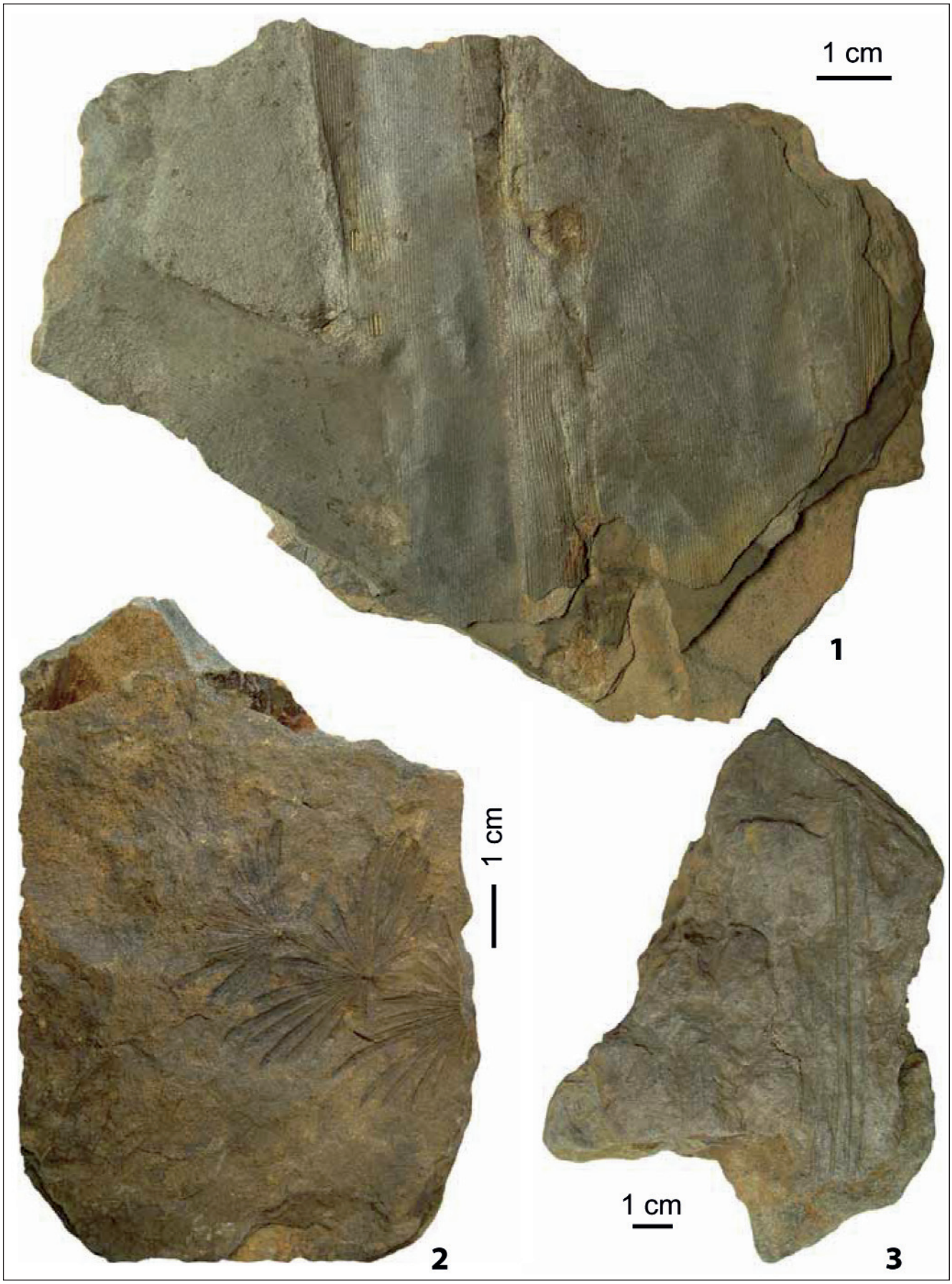


Abb. 17.
1 = *Cordaites* sp. (Cordaitospermae); 2 = *Annularia stellata* (SCHLOTHEIM, 1804) WOOD, 1860 (Equisetophyta); 3 = *Cyperites bicarinatus* LINDLEY & HUTTON, 1832 (Lycophyta).
Freundlich zur Verfügung gestellt von (courtesy of) E. SAMAKASSOU und (and) B. FOHRER.

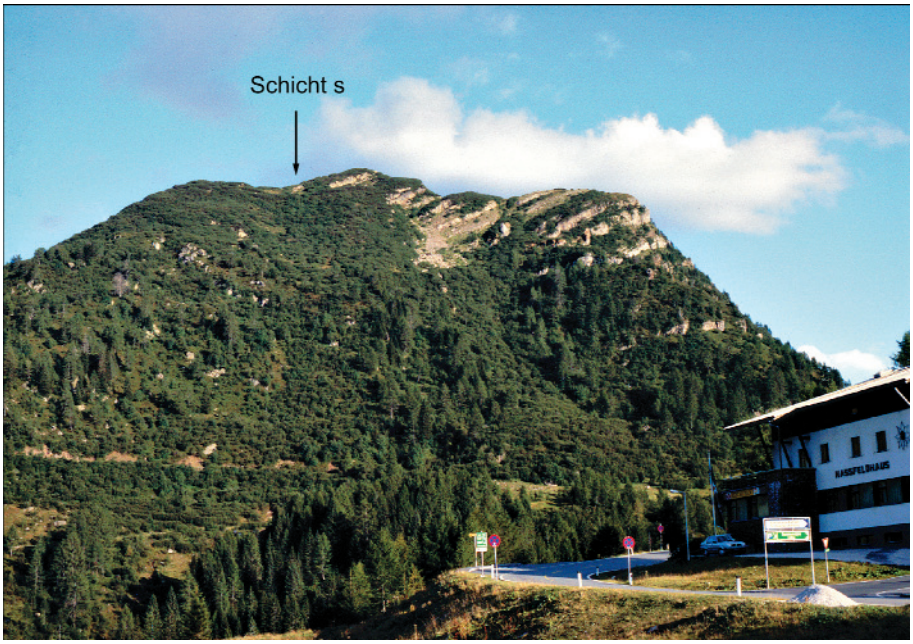


Abb. 18.
Blick vom Naßfeldhaus auf den Auernig. Die Schutthalde der Schicht s befindet sich nordöstlich des Auernig-Hauptgipfels.
Auernig mountain as seen from Naßfeldhaus. The debris slope of bed s is on the left of the summit of Auernig mountain.

tinentalen zentral- und westeuropäischen oberkarbonen Abfolgen (FRITZ & BOERSMA, 1986a,b; FRITZ et al., 1990).

Die Basis der Auernig-Formation ist sehr wahrscheinlich diachron (FORKE & SAMANKASSOU, 2000). Während die ältesten Faunen (Profil am Wasserfall des Zollnersee-Ausflusses) auf unteres Kasimovium*) (Krevyakinium) verweisen, sind die basalen Ablagerungen im Bereich Cima Val di Puartis und Rio Malinfier bereits mittleres Kasimovium (Khamovnikium).

Die Transgression am Creta-di-Rio-Secco/Roßkofel-Massiv (Abb. 14) beginnt sogar erst im oberen Kasimovium (Dorogomilovium). Über die Faunen des untersten Gzhelium ist aus dem Naßfeldgebiet bisher kaum etwas bekannt, so dass eine Regression, verbunden mit einer Sedimentationsunterbrechung angenommen werden muss. Es fehlen aber bisher eindeutige Belege, die diese Annahme untermauern.

Das höhere Gzhelium ist durch eine sehr mächtige Abfolge („Watschiger Kalke", Garnitzenprofil und die darüber liegende Schulterkofel-Formation) durchgehend dokumentiert. Auch wenn eine moderne Bearbeitung der Fusuliniden im höheren Teil der Auernig-Formation noch aussteht, erlauben die vorhandenen Daten eine biostratigraphische Unterteilung in mehrere Biozonen. Die „Watschiger-Kalke" beginnen vermutlich in der *Jigulites-jigulensis*-Zone (Pavlovoposadium), die obersten Anteile der Auernig-Formation reichen bis in den oberen Teil der *Daixina-sokensis*-Zone (Noginskium). Leitformen, insbesondere der zentralasiatischen Abfolgen sind nachgewiesen und erlauben eine zuverlässige Korrelation (FORKE, 2007).

Die verkieselten Fossilien der Schicht s

Ca. 50 m nordöstlich des Auernig-Hauptgipfels (Abb. 18) befindet sich die Schutthalde der Schicht s (Haltepunkt 9 des Geologischen Lehrpfades; Abb. 19), der obersten Kalkbank des Auernigprofils (Auernig-Formation, Gzhelium). Die Schicht s ist für ihre selektiv verkieselten Fossilien bekannt. Da die Verkieselung nur die Fossilien, nicht aber die Matrix des Gesteins betrifft, können die Fossilien mit Hilfe von Ameisen- oder Essigsäure leicht gewonnen werden. Schon vor Ort sind die herauswitternden Bryozoen (Bearbeitung der Gattung *Fenestella* durch KODSI [1967]), Fusuliniden, Brachiopoden und Gastropoden leicht zu erkennen, daneben gibt es aber auch verkieselte Mikrofossilien wie z.B. Ostracoden, Kleinforaminiferen und Schwammnadeln (Abb. 20). Sogar Kalkalgen können von den Verkieselungserscheinungen betroffen sein, wegen ihrer Fragilität überstehen sie den Karbonat-Lösungsprozess aber nur äußerst selten.

Die gängige Untersuchungsmethode für Karbonate ist die Mikrofaziesanalyse an Dünnschliffen. Sie vermittelt allerdings nur einen zweidimensionalen Eindruck und damit willkürliche Schnittlagen durch die Fossilien. Die Verkieselungen ermöglichen es, die herausgelösten Fossilien auch dreidimensional in voller körperlicher Erhaltung zu betrachten (Abb. 21, 23).

Ähnlich gilt dies auch für die verkieselten Fusuliniden (Abb. 121). Die Verkieselung erlaubt den direkten Vergleich von zweidimensionalen Dünnschliffen mit REM-Aufnahmen in dreidimensionaler Erhaltung (LEPPIG et al., 2005). Dies ist besonders für die Beurteilung der Lage der Öffnungen (Foramina) und ihrer räumlichen Beziehung zueinander im Gehäuse wichtig. Es ermöglicht Aussagen über den Protoplasmafluss und damit über die Lebensweise und Mobilität der Organismen.

Die Kalke der Schicht s bestehen hauptsächlich aus bioklastischem wacke-/packstone, untergeordnet auch Algenwackestone (Abb. 22). Letzterer zeigt nur selten Verkieselungsphänomene. Im Algen-wackestone kommen die Kalkalgen *Anthracoporella* und/oder *Archaeolithophyllum* in gesteins-



Abb. 19.
Die Schicht s des Auernigprofils ist weitestgehend als Schutthalde erhalten. Links oben ist die Tafel der Station 9 des Naßfeldpaß-Geotrails zu erkennen.
"Schicht s" of the Auernig section is recorded as a debris slope. Upper left shows stop 9 of the Naßfeld pass Geotrail.

*) Die Basis der oberkarbonen Stufen Moskovium, Kasimovium und Gzhelium ist bisher noch nicht international festgelegt und ratifiziert. Im Moment wird darüber diskutiert, die Grenzen zwischen M/K (FAD *S. sagittalis*) und K/G (FAD *I. simulator*) auf Grund der Entwicklung der Conodonten etwas höher zu setzen, als dies traditionell in der russischen Gliederung der Fall war. Die Angaben zur Korrelation beziehen sich deshalb auf die bisherige, traditionelle Grenzziehung und müssen gegebenenfalls korrigiert werden.

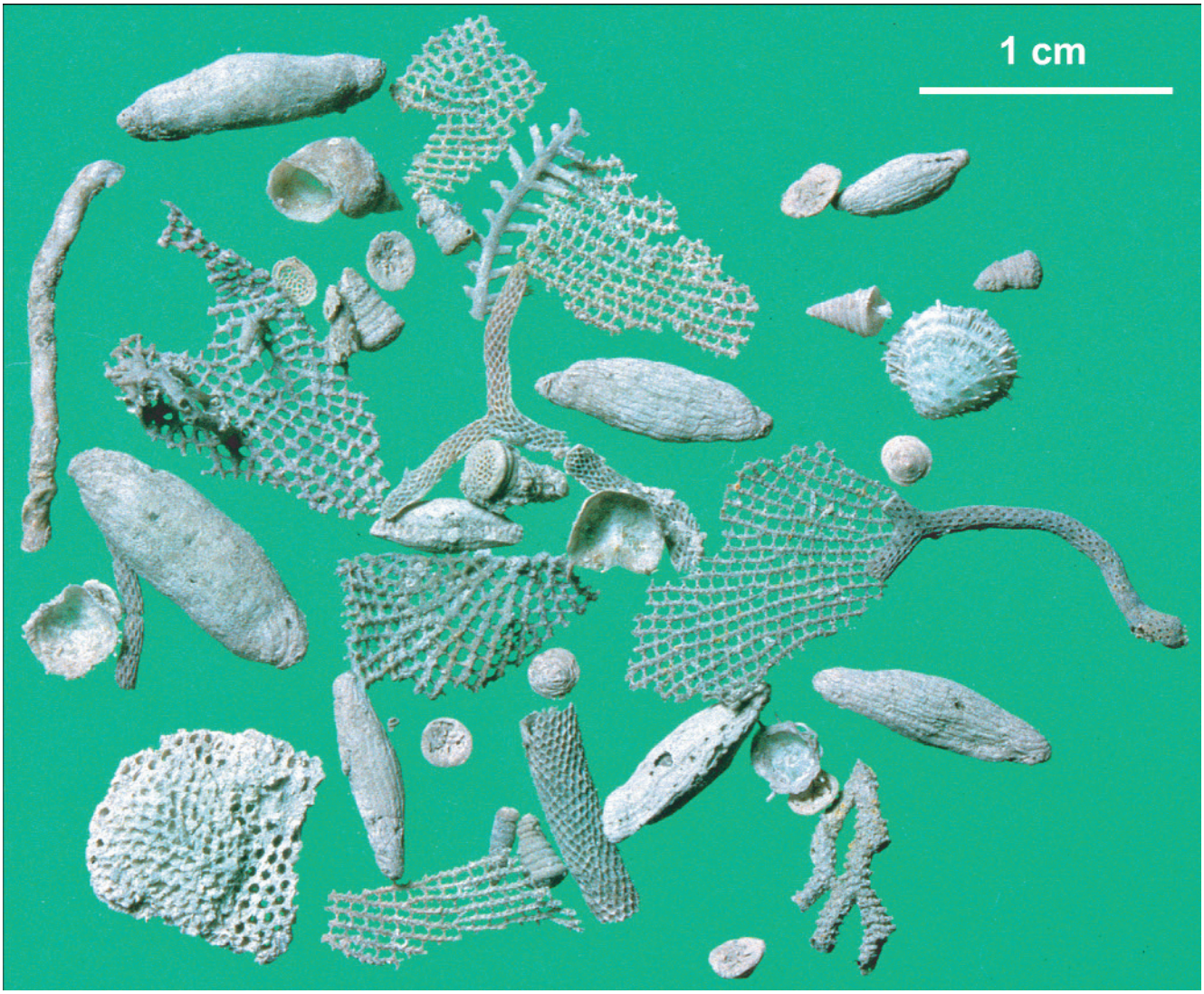


Abb. 20.
Verkieselte Organismen aus dem Lösungsrückstand der Schicht s. Die verschiedenartigen Bryozoen, Fusuliniden, Brachiopoden, Gastropoden und Kleinforaminiferen sind sehr gut erhalten (Foto zur Verfügung gestellt von B. FOHRER, Erlangen).
Silicified organisms from "Schicht s" originating from insoluble residue. Several species of bryozoans, fusulinids, brachiopods, gastropods, and smaller foraminifers are well preserved (courtesy of B. FOHRER, Erlangen).

bildender Häufigkeit, oft sogar in situ, vor. In der mikritischen Matrix kommen als Begleitfauna nur einige wenige Foraminiferen und, teilweise inkrustierende, Bryozoen vor. Der meist verkieselte bioklastische wacke-/packstone ist dagegen durch eine hohe Organismendiversität und Artenvielfalt gekennzeichnet. Foraminiferen, Brachiopoden, Bryozoen, Gastropoden, Echinodermen, Ostracoden und Kalkalgen sind weit verbreitet. Ausführliche Beschreibungen der in der Schicht s vorkommenden MF-Typen sind in FOHRER (1991) enthalten.

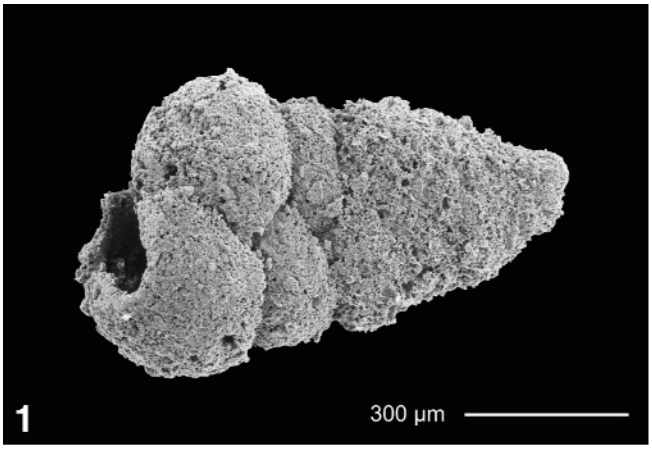
Einige weitere Kalkvorkommen in der Auernig-, Schulterkofel- und Grenzland-Formation zeigen ähnliche Verkieselungserscheinungen wie die Schicht s, allerdings weit weniger intensiv ausgeprägt (FOHRER, 1997). Die Verkieselung im Verhältnis 1 : 1 ($CaCO_3$ —> SiO_2) führte zu einer außerordentlich guten Erhaltung der Organismen und ermöglichte erstmals eine umfassende Bearbeitung der in den Karbonaten eingeschlossenen Ostracoden des Oberkarbons und Unterperms der Karnischen Alpen (FOHRER, 1991, 1997; BECKER & FOHRER, 1990; SÁNCHEZ DE POSADA & FOHRER, 2001; FOHRER & SAMANKASSOU, 2005). Die isolierte Beschreibung jeweils einer in der Schicht s vorkommenden Ostracodenart erfolgte durch RUGGIERI (1966) und RUGGIERI & SIVETER (1975).

Die Ostracodenfaunen sind durch eine außerordentlich große Vielfalt gekennzeichnet (Abb. 24). Der gute Erhaltungszustand hat sogar die Überlieferung so fragiler Merkmale wie Schließmuskeleindrücke oder auch die Überlieferung zahlreicher Larvenstadien ermöglicht.

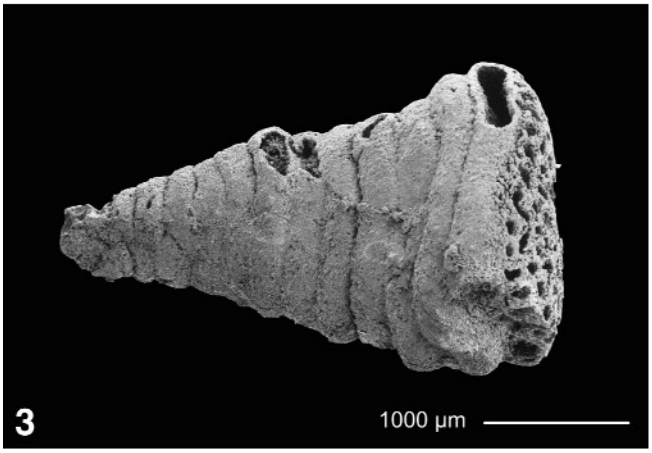
Faziesinterpretation, Zyklische Sedimentation

Jungpaläozoische Sedimente sind in vielen Regionen der Welt durch ein charakteristisches, zyklisches Muster gekennzeichnet. Diese so genannten Zyklotheme sind dabei häufig durch subaerische Expositionsflächen begrenzt. Die möglicherweise weltweit ablaufende Synchronität die-

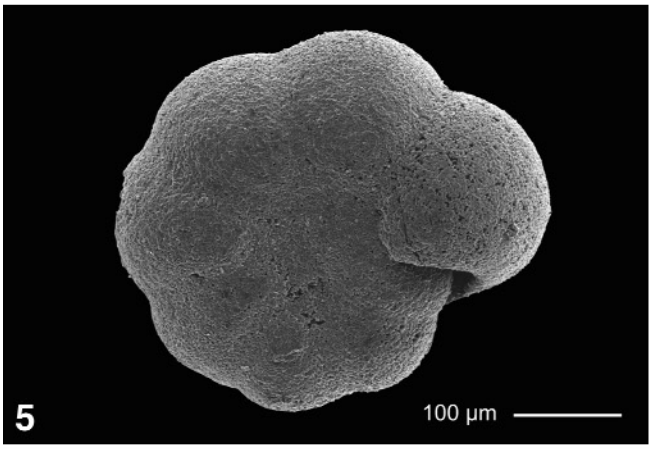
Abb. 21. ☛ ☞ ☛
Verkieselte Kleinforaminiferen der Schicht s.
1,2 = *Palaeotextularia* sp. mit agglutinierter äußerer Wand; 3,4 = *Cribrogenerina* sp. mit Übergang von biserialem zu uniserialem Gehäusebau; 5,6 = *Endothyra* sp., die Windungsachse dreht sich im Laufe des Wachstums um 90°; 7,8 = *Biseriella* sp., durch biserialen, lose aufgerollten Gehäusebau gekennzeichnet.
Silicified smaller foraminifers of "Schicht s".
1,2 = *Palaeotextularia* sp. with agglutinated outer wall; 3,4 = *Cribrogenerina* sp. with transition from uniserial to biserial test; 5,6 = *Endothyra* sp., there is a 90° dip of the coiling axes during growth; 7,8 = *Biseriella* sp., characterized by a loosely coiled biserial test.

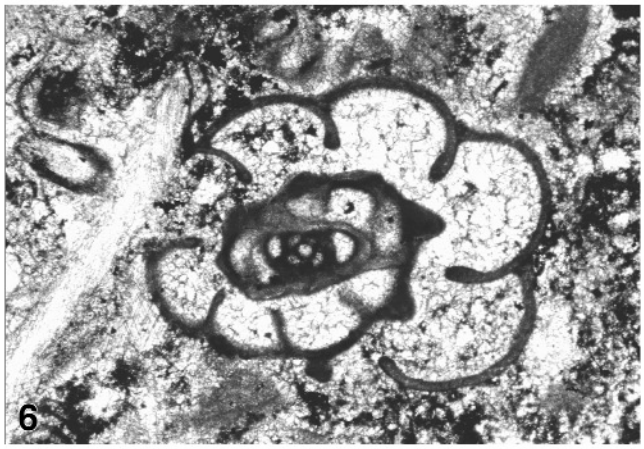

1
300 µm

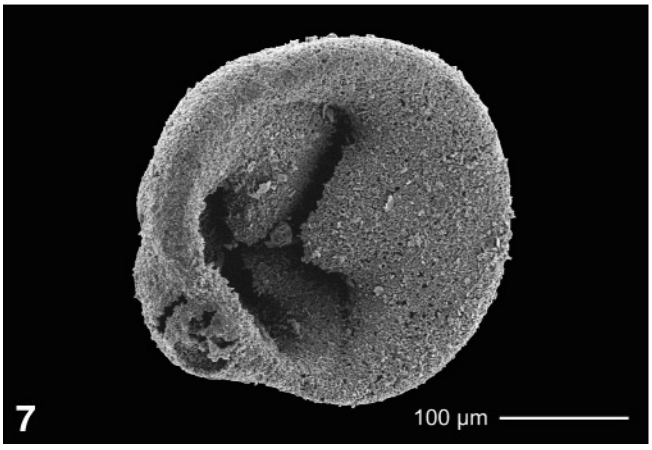

2

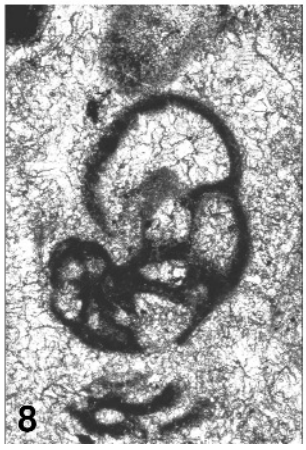

3
1000 µm

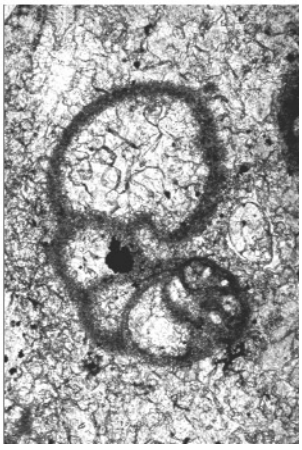

4


5
100 µm


6


7
100 µm


8



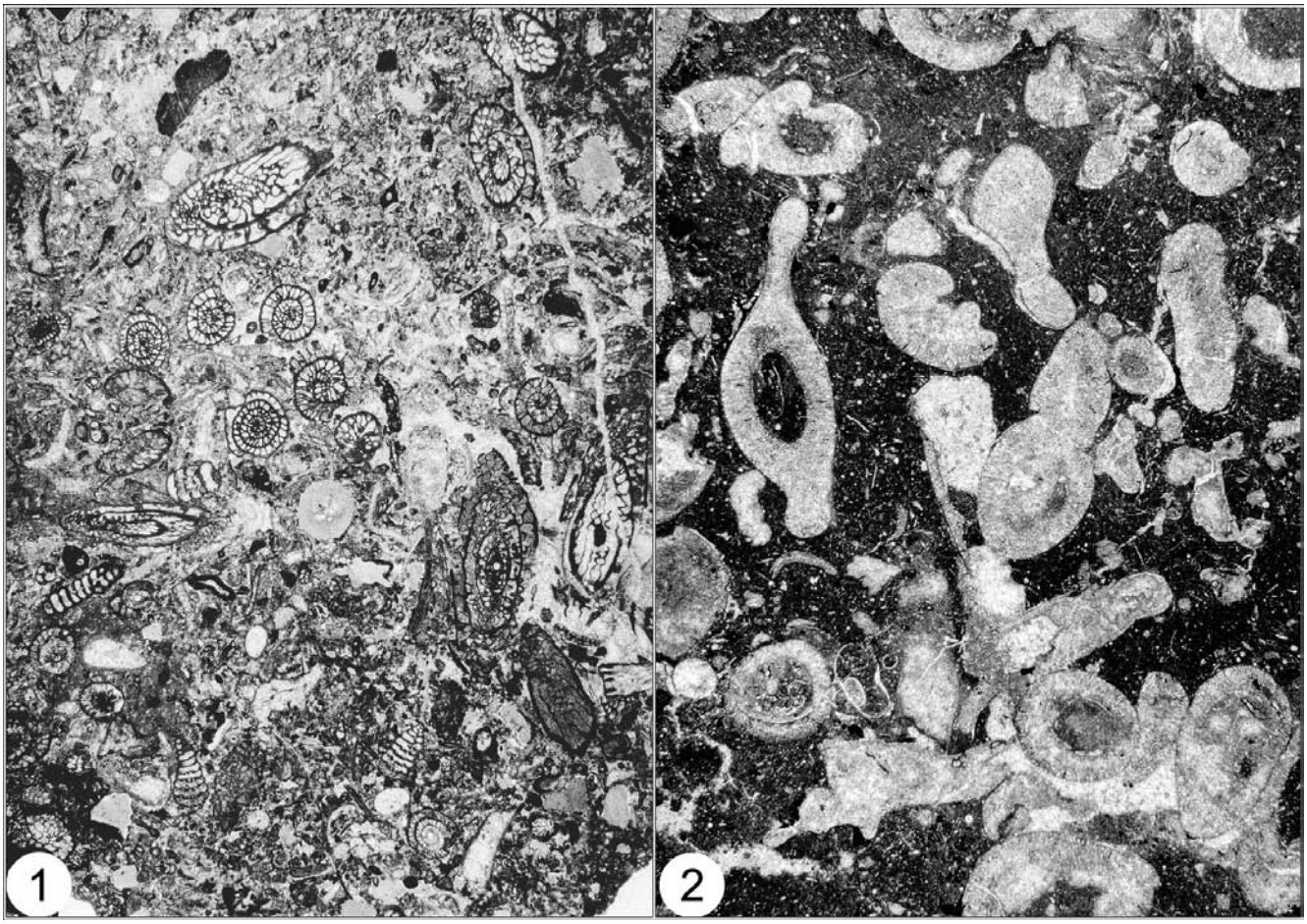


Abb. 22.
Mikrofazies-Typen der Schicht s (nach FOHRER [1991]).
1) Bioklastischer wacke-/packstone; die häufigsten Komponenten sind Foraminiferen, Echinodermenreste und Algenfragmente. Ca. 3,5×.
2) Algen-wackestone; die Kalkalge *Anthracoporella* kommt in gesteinsbildender Häufigkeit vor. Ca. 3×.

Microfacies types of bed s (from FOHRER [1991]).
1) Bioclastic wacke-/packstone; foraminifers, echinoderms, and algal fragments are the most common components. Appr. 3,5×.
2) Algal wackestone; the calcareous algae *Anthracoporella* is the predominant component in this microfacies type. Appr. 3,5×.

ser Zyklotheme wird auf Meeresspiegelschwankungen in Verbindung mit dem wiederholten Abschmelzen und Anwachsen der Gondwana-Inlandvereisung zurückgeführt, die im Unterkarbon (?) einsetzte und im Oberkarbon und Unterperm ihre größte Ausdehnung erreichte (vgl. u.a. HECKEL, 1994).

Die Zyklizität der Sedimente mit dem Wechsel von marinen Karbonaten, Siliziklastika und kohligen Horizonten mit Landpflanzenresten wurde auch in den Karnischen Alpen bereits von FRECH (1894) und GEYER (1896) erkannt. Dieses Muster von transgressiven und regressiven Phasen wurde von KAHLER (1955) als „Auernig-Rhythmus" bezeichnet. Besonders gut ausgeprägt sind die Zyklotheme im oberen Teil der Auernig-Formation und in der Schulterkofel-Formation (Abb. 25). Im unteren Teil der Auernig-Formation überprägt vermutlich der synsedimentäre tektonische Einfluss die regelmäßige Ausbildung der Zyklen. Hinweise auf subaerische Exposition fehlen in der gesamten oberkarbonen Abfolge.

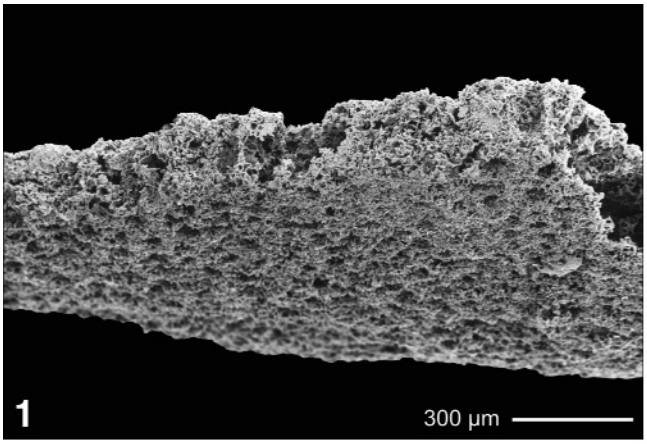
„Es gibt kein Profil [in den Auernig Schichten], in welchem, ohne daß größere Störungen durchgreifen, die ganze Schichtfolge der Auernig Schichten vorhanden ist – das war ja auch die große Schwierigkeit für die Feststellung der Detailstratigraphie!"

(Heritsch, 1936: 81)

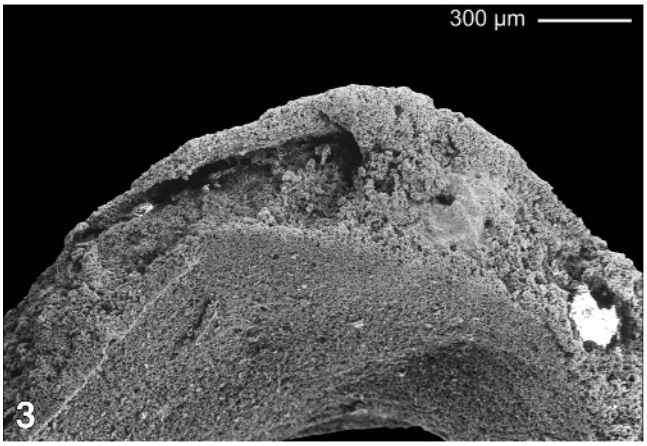
Der sedimentäre Aufbau der Auernig-Formation ist ausgeprägt zyklisch. Der Fazieswechsel innerhalb der einzelnen Zyklotheme ist zum Teil abrupt. Siliziklastisch dominierte Sequenzen, meist als eine Fining-upward-Sequenz ausgebildet, werden ohne Übergänge von karbonatischen Schichten überlagert. Einige dieser Karbonate sind von Algen-Mounds dominiert. Diese meist undeutlich gebanktmassigen Kalke werden in der Regel von knolligen Kalken überlagert. Diese Abfolge wird durch siliziklastische Sedimente mit stellenweise sehr häufigen Pflanzenresten abgeschlossen.

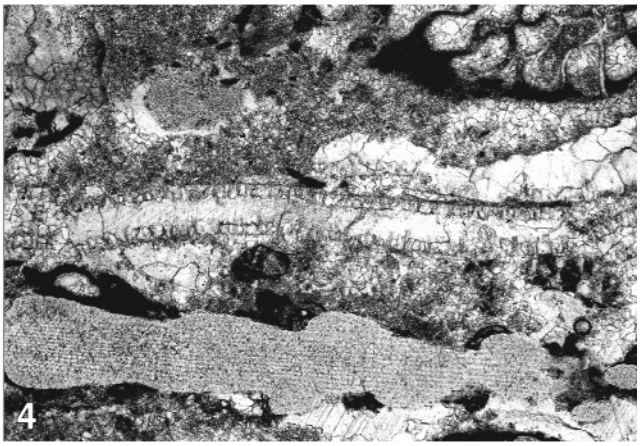
a) Die basalen Konglomerate und die groben Sandsteine zeigen eine Fining-upward-Tendenz, haben eine weite Ausdehnung und sind horizontbeständig. Die Ablagerungen dieses Abschnitts entsprechen vermutlich pri-

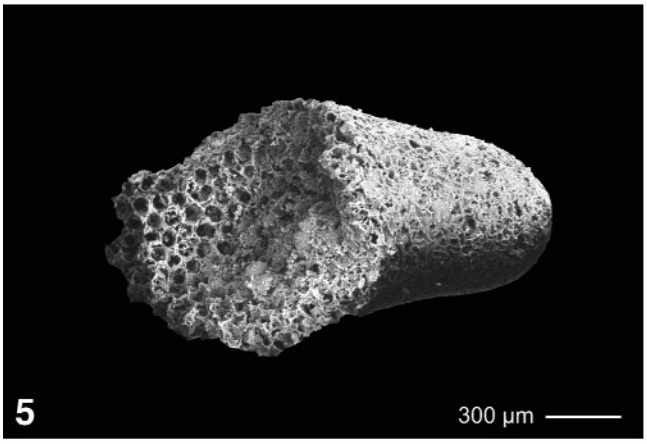
Abb. 23. ☛ ☞ ☛
Verkieselte Kalkalgen und Bryozoen der Schicht s (FORKE et al., 2006).
1,2 = *Epimastopora* sp.; 3,4 = *Eugonophyllum* sp.; 5,6 = *Anthracoporella spectabilis* PIA, 1920; 7,8 = *Fenestella* sp.
Silicified calcareous algae and bryozoans of "Schicht s" (FORKE et al., 2006).
1,2 = *Epimastopora* sp.; 3,4 = *Eugonophyllum* sp.; 5,6 = *Anthracoporella spectabilis* PIA, 1920; 7,8. *Fenestella* sp.

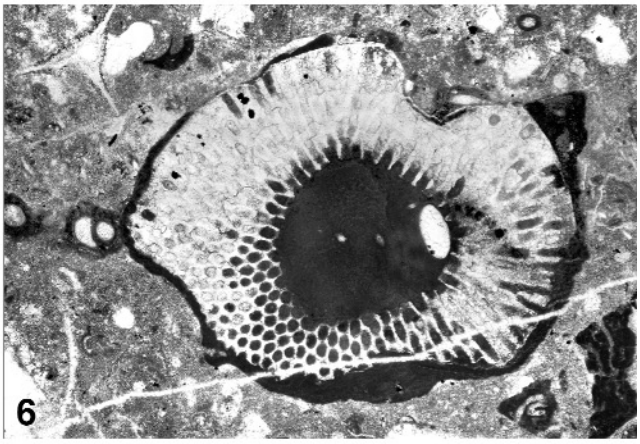

1
300 µm

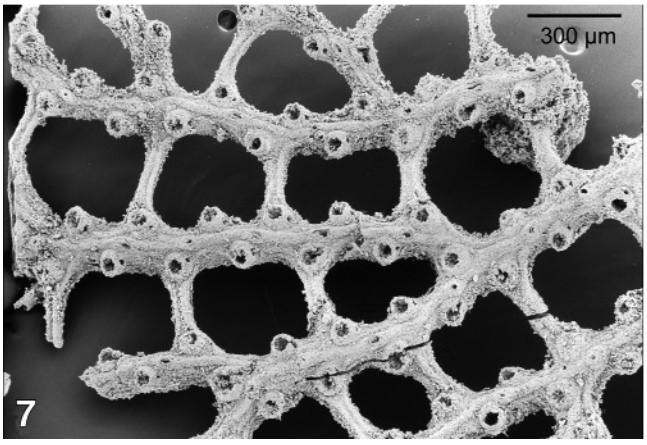

2

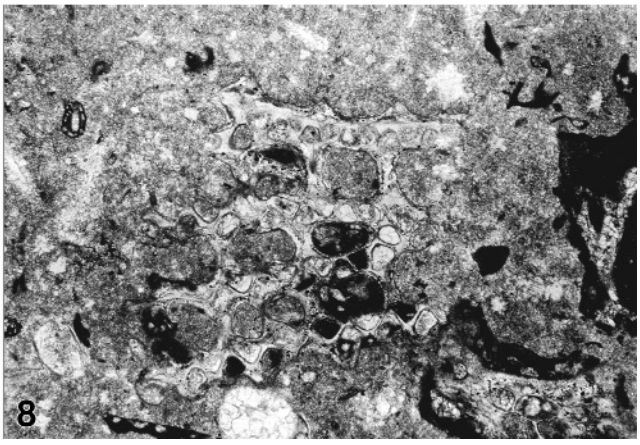

300 µm
3


4


5
300 µm


6


300 µm
7


8

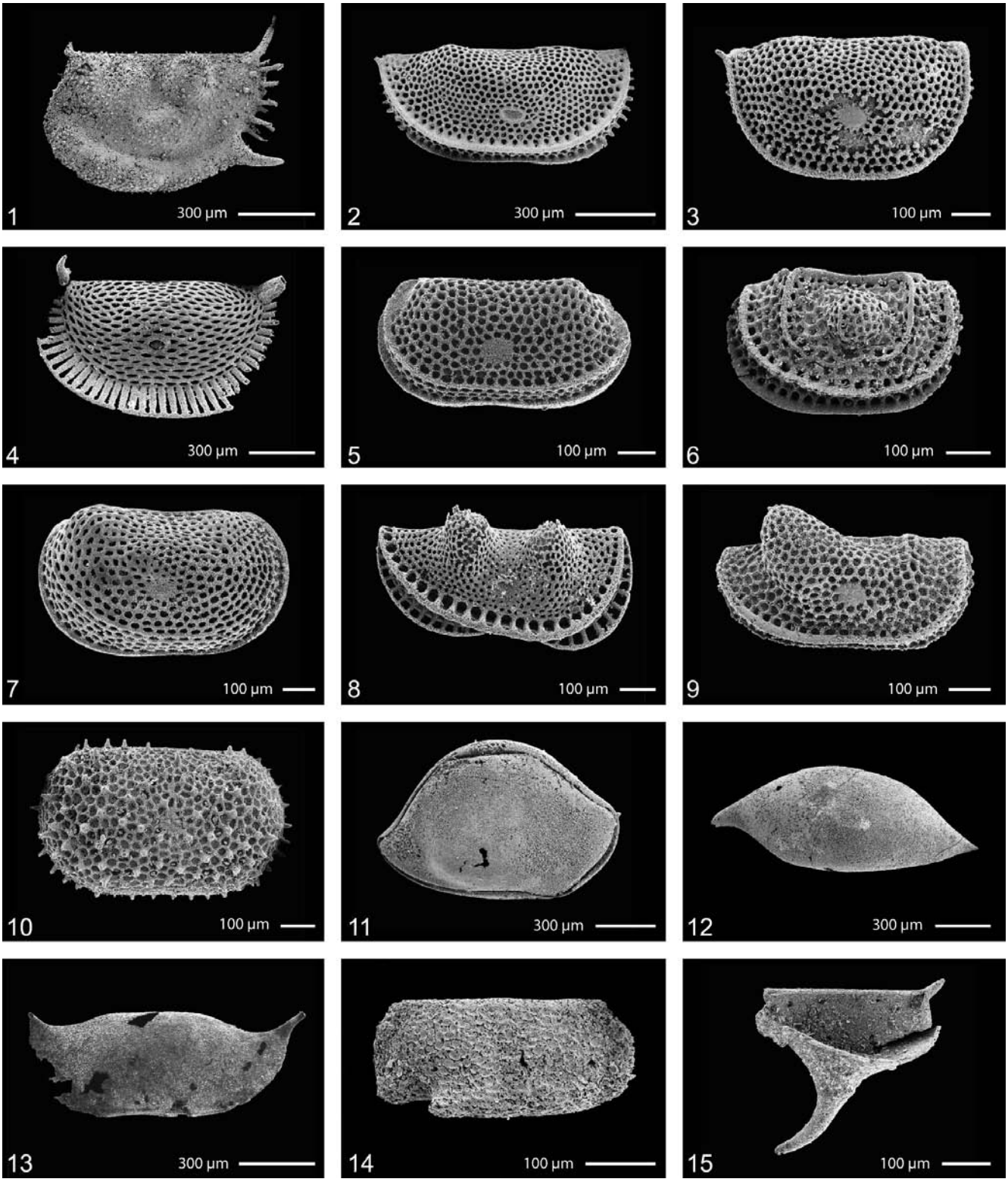


Abb. 24.
Verkieselte Ostracoden der Schicht s (verändert nach FOHRER [1991]).
1 = *Hollinella (Hollinella) ulrichi* (KNIGHT, 1928); 2 = *Aurikirkbya hispanica* BECKER, BLESS & SÁNCHEZ DE POSADA, 1977; 3 = *Aurikirkbya carinthica* SÁNCHEZ DE POSADA & FOHRER, 2001; 4 = *Coronakirkbya pramolla* SÁNCHEZ DE POSADA & FOHRER, 2001; 5 = *Knightina* aff. *bassleri* KELLETT, 1933; 6 = *Amphissites (Amphissites) centronotus* (ULRICH & BASSLER, 1906); 7 = *Shleesha* cf. *pinguis* (ULRICH & BASSLER, 1906); 8 = *Kellettina carnica* RUGGIERI & SIVETER, 1975; 9 = *Semipetasus unicornus* FOHRER, 1991; 10 = *Roundyella simplicissima* (KNIGHT, 1928); 11 = *Bairdia* sp.; 12 = *Acratia* sp.; 13 = *Acanthoscapha* sp.; 14 = *Monoceratina* sp.; 15 = *Tricornina* sp.
Silicified ostracodes of "Schicht s" (modified from FOHRER [1991]).
1 = *Hollinella (Hollinella) ulrichi* (KNIGHT, 1928); 2 = *Aurikirkbya hispanica* BECKER, BLESS & SÁNCHEZ DE POSADA, 1977; 3 = *Aurikirkbya carinthica* SÁNCHEZ DE POSADA & FOHRER, 2001; 4 = *Coronakirkbya pramolla* SÁNCHEZ DE POSADA & FOHRER, 2001; 5 = *Knightina* aff. *bassleri* KELLETT, 1933; 6 = *Amphissites (Amphissites) centronotus* (ULRICH & BASSLER, 1906); 7 = *Shleesha* cf. *pinguis* (ULRICH & BASSLER, 1906); = *Kellettina carnica* RUGGIERI & SIVETER, 1975; 9 = *Semipetasus unicornus* FOHRER, 1991; 10 = *Roundyella simplicissima* (KNIGHT, 1928); 11 = *Bairdia* sp.; 12 = *Acratia* sp.; 13 = *Acanthoscapha* sp.; 14 = *Monoceratina* sp. 15 = *Tricornina* sp.

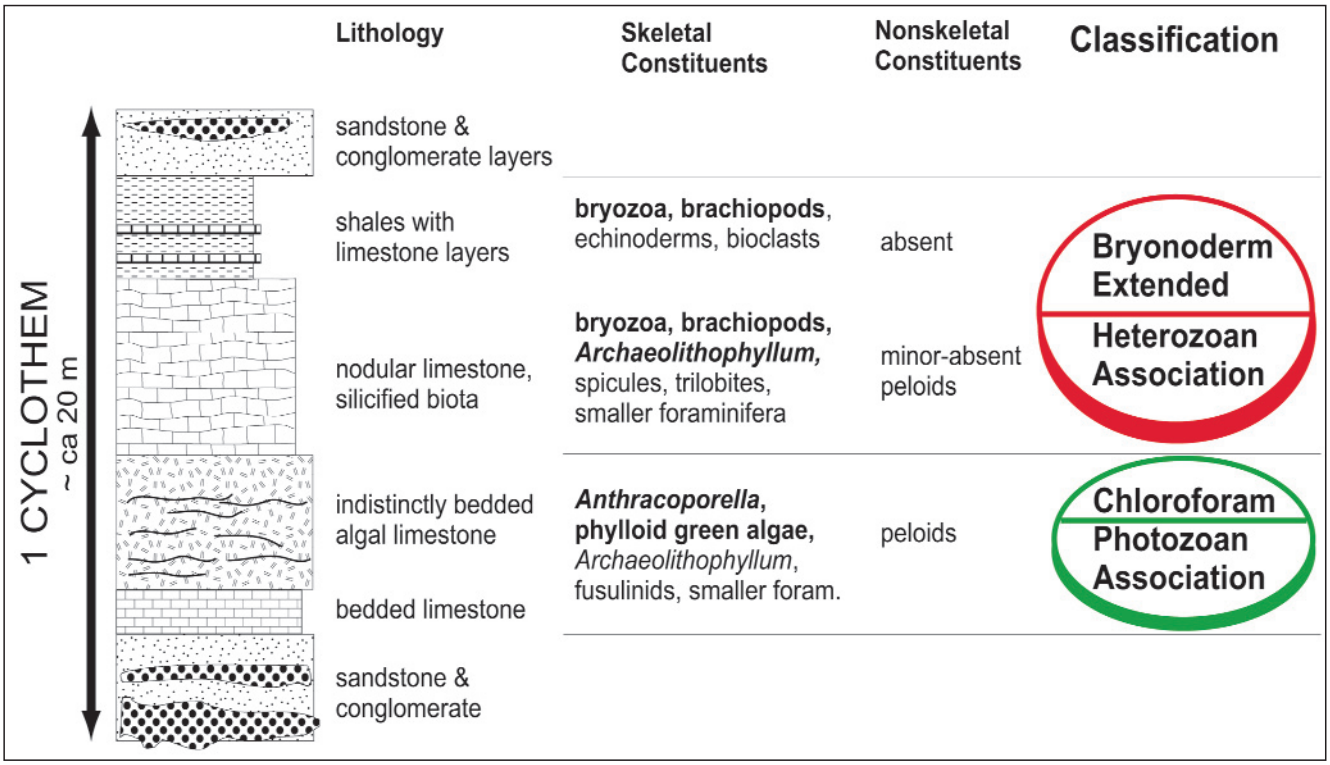


Abb. 25.
Beispiel eines der mannigfaltigen Auernig-Zyklotheme, wie im oberen Teil der Gugga-Subformation zu beobachten.
Die vertikale Profilsäule ist nicht maßstabsgetreu. Verändert nach SAMANKASSOU (2002).
Example of one of the varying Auernig cyclothems as observed in the upper part of the Gugga Member.
Vertical section is not to scale. Modified from SAMANKASSOU (2002).

mär deltaischen Ablagerungen (MASSARI & VENTURINI, 1990). Sie wurden, wahrscheinlich während der Transgression, aufgearbeitet (surf-zone erosion von JAMES [1977]), da die im oberen Teil auftretenden Spurenfossilien (*Skolithos*) für offshore Bedingungen sprechen (WALKER & PLINT, 1992). Gegen eine Progradation oder Aggradation – eine mögliche alternative Erklärung der Genese (ENOS & PERKINS, 1977; ENOS, 1983) – sprechen das Fehlen von Expositionshorizonten, von Barren und einer lagunären Fazies sowie die Überlagerungen durch marine Sedimente (READING, 1986; TUCKER, 1991). Die Karbonatproduktion ist in diesem Intervall gering. Der Abschnitt

a) entspricht somit dem als „lag deposit“ oder dem als „basal transgressive lag“ bezeichneten Bereich (JAMES, 1979; WRIGHT, 1984), der häufig an der Basis von Transgressionen auftritt. Wassertiefen von 5 bis 15 m werden angenommen (TUCKER, 1991).
b) Die gebankten Kalke und die massigen Algenkalke wurden hingegen unterhalb der Sturmwellenbasis abgelagert (Tiefe deutlich >15 m, SAMANKASSOU, 1997a,b). Sedimentstrukturen wie Hummocky Schrägschichtung fehlen und die Matrix ist weitgehend mikritisch-peloidal. Die „Algenblüte“ in den Kalken mit *Anthracoporella*-Mounds deutet auf eine Position innerhalb der photischen Zone hin (KRAINER, 1992; SAMANKASSOU, 1998).
c) Die schwarzen, knolligen Kalke mit verkieselten Organismen bestehen vorwiegend aus einer heterotrophen Biota mit Ausnahme der Rotalgen. Sie weichen in der Fazies und im Fossilinhalt von den liegenden Kalken ab. Die Seltenheit von *Anthracoporella* ist markant, und die relativ hohe Biodiversität ist auffällig. FOHRER (1997) konnte in diesem Abschnitt eine für offenmarine Bedingungen charakteristische Ostracoden-Assoziation feststellen. Diese Kalke zeigen eine Zusammensetzung aus einer Heterozoen-Assoziation, die Hinweise auf kalte Wassertemperaturen und/oder nährstoffreiche Bedingungen anzeigen (SAMANKASSOU, 2002). SAMANKASSOU (2002) erklärt dies mit Upwelling-Vorgängen am NW-Schelfrand der Paläotethys.
d) Die bioklastischen Kalke sind unter höherenergetischen Bedingungen entstanden. Sie sind entweder durch einen Meeresspiegelabfall und/oder eine geringe Karbonatproduktion mit entsprechender Aufarbeitung des Untergrundes zu erklären.
e) Die Siliziklastika, die je nach Zyklen-Typ auf c) oder d) folgen, weisen eine Coarsening-upward-Sequenz auf und haben einen marinen Charakter. Diese zunehmende Energie kann durch ein Absinken des Meeresspiegels oder/und durch Regression gedeutet werden. Die Häufigkeit von Pflanzenresten deutet auf Küstennähe hin und belegt den regressiven Trend.

Ein Transgression-Regressions-Szenario, überwiegend durch Meeresspiegelschwankungen verursacht, ist somit für die meisten (vermutlich alle) vorliegenden Zyklenmuster wahrscheinlich. Zwischen den basalen lag deposits (5–15 m Tiefe, siehe oben) und den knolligen Kalken, die vermutlich in der lichtarmen oder sogar aphotischen Zone abgelagert wurden (60–80 m, vermutlich mehr), liegen Meeresspiegelschwankungen mit einer Amplitude von mindestens 55–75 m. Wenn die Küstenverlagerung, die durch die aufgearbeiteten Konglomerate, Sandsteine und das Auftreten von Pflanzenresten angezeigt ist, sowie die Subsidenz berücksichtigt werden, können Amplituden von mehr als 100 m angenommen werden.

Die Dauer einzelner Zyklen ist auf Grund der tektonischen Zerlegung und der zu niedrig auflösenden Biostratigraphie in der Auernig-Formation problematisch. MASSARI & VENTURINI (1990) nehmen eine Zyklendauer von rund 40 000 Jahren an. KRAINER (1992) errechnete für die Gugga- und den unteren Teil der Garnitzen-Subformation eine Zyklothemdauer von 100 000 Jahren. Die Existenz von zahlreichen Zyklothemen im oberen Teil der Auernig

Formation in einem kurzen Zeitabschnitt (Teile des Gzhelium, Dauer ca. 2 Ma) deutet, bei aller Unsicherheit und Vorsicht, auf eine kurze Zyklothemdauer hin, die den für amerikanische Zyklotheme postulierten Zeitumfang von 235 000–400 000 Jahren (HECKEL, 1986) nicht überschreiten dürfte.

Die Amplitude der Meeresspiegelschwankungen, ihre (problematischen) Perioden und die Frequenz der Transgression-Regression in diesen wiederkehrenden Abfolgen sprechen eindeutig für glazio-eustatisch gesteuerte Zyklotheme. Tektonische Ereignisse erreichen nur sehr selten derartige Amplituden und niedrige Perioden, zudem sind vergleichbare „rhythmische" tektonische Bewegungen unbekannt. Die hohen Raten der Meeresspiegelschwankungen übersteigen bei weitem die Subsidenz. Eine Progradation, ebenso wie eine Variation der Faziesstruktur durch Sedimenteintrag (WRIGHT, 1984) kann ausgeschlossen werden. Autozyklische Prozesse alleine erreichen weder diese hohen Amplituden, noch diesen Umfang. Sie können allerdings nicht ganz außer Betracht gelassen werden, da sie die Sedimentation in flachmarinen Ablagerungsräumen mit beeinflussen.

Auf Grund der verschiedenen Zyklothem-Typen innerhalb der Auernig-Formation ist eine Charakterisierung der gesamten Auernig-Formation durch nur einen Modellzyklothem (KRAINER, 1992) problematisch. Da die Auernig-Formation nur in einem engen Gebiet auftritt und tektonisch zerlegt wurde, lassen sich die räumlichen Auswirkungen der Transgression-Regressions-Trends nicht abschätzen. Das Auftreten von für tropische Flachwasser-Bereiche untypischen Organismenassoziationen aus Bryozoen, Brachiopoden (beide heterotroph), Schwammnadeln und Rotalgen in den knolligen Kalken einiger Zyklen-Typen (vor allem in der Watschig- und Gugga-Subformation) einerseits und das vollständige Fehlen von Ooiden und typischen Onkoiden andererseits, könnten klimatisch und ozeanographisch bedingte Variationen der Zyklenmuster erklären (SAMANKASSOU, 2002).

4.5. Trögl-Kalk
Calcare di Creta di Rio Secco (39)

Ersterwähnung

FORKE, H.C., SCHÖNLAUB, H.P. & SAMANKASSOU, E. (2006): Late Paleozoic of the Carnic Alps (Austria/Italy). – Berichte Geol. B. A., **70**, S. 12, 57 S., Wien.

Allgemeines

Den transgressiven Charakter von flachliegenden, oberkarbonen Ablagerungen auf verfalteten, devonischen Riffkalken am Gipfelplateau des Roßkofels hatte bereits GEYER (1896) erkannt und er wurde später von SELLI (1963a), KAHLER & PREY (1963) und FELSER (1974) bestätigt. Eine ausführliche Beschreibung über die geologischen Verhältnisse gaben FENNINGER et al. (1976) für den Kalk zu Kalk Kontakt im südwestlichen Kessel unmittelbar unter dem Gipfel des Roßkofels (Abb. 26) und ARGNANI & CAVAZZA (1984) für die Vorkommen im Creta-di-Rio-Secco-Massiv.

Die (bis zu 50 m) mächtigen Trögl-Kalke (Calcare Creta di Rio Secco) weichen lithologisch (im Gegensatz zu den anderen Subformationen der gemischt siliziklastisch-karbonatischen Auernig-Formation) deutlich ab und wurden deshalb in der Karte als separate Einheit ausgeschieden.

Lithologie

In der Umgebung unmittelbar SE des Roßkofelgipfels ist die Grenze zwischen mitteldevonischen Korallen- und Amphiporenkalken und oberkarbonen Kalken meist nur als Farbumschlag oder in Form einer dünnen stylolithischen Tonhaut zwischen grauen und rötlich gefärbten Kalken markiert (Abb. 26–28). Die 4–5 m mächtigen, massig ausgebildeten basalen Kalke gehen nach oben in graue, grob gebankte Kalke mit vereinzelter Hornsteinführung über. Im Gipfelbereich werden sie von Quarzkonglomeraten überlagert.

Identische Verhältnisse finden sich auch am westlich anschließenden Trögl-(Creta-di-Rio-Secco-)Massiv wieder (FORKE, 2001, Abb. 29, 133 oben). Der Übergang ist auch hier durch einen Farbumschlag von massigen, dunkelgrauen, fossilarmen Kalken (vereinzelt Anschnitte von Amphiporen) des Devons in eine gelbliche, monomikte Kalkbrekzie gekennzeichnet und im Gelände oft schwer zu erkennen. Die Kalkklasten bestehen aus stark rekristallisiertem wacke- bis packstone mit häufigen Resten von Phylloiden Algen, Kleinforaminiferen und vereinzelt Fusuliniden. Auf Grund des teilweise guten Aneinanderpassens („fitting") der Klasten kann auf eine Brekziierung in situ geschlossen werden. Die Klasten sind durch einen gelblichen, spätigen Zement miteinander verkittet.

Darüber folgen etwa 7–8 m massige Kalke (wackestone), bei denen im Dünnschliff verschiedene Mikrofossilien (Crinoidenstielglieder, Fusuliniden, Algen) erkennbar sind. Es folgt eine Einheit von 7 m dünngebankten Kalken (wacke- bis packstone) aus Bryozoen- und Crinoidenresten. Darüber sind wieder etwa 25 m massige Kalke (wackestone) entwickelt, die eine hochdiverse Fossilgesellschaft enthalten. In Dünnschliffen sind Crinoiden, Bryozoen, Fusuliniden und seltener Algen, Brachiopoden und Ostracoden zu erkennen. An einigen Stellen wurden im Gelände

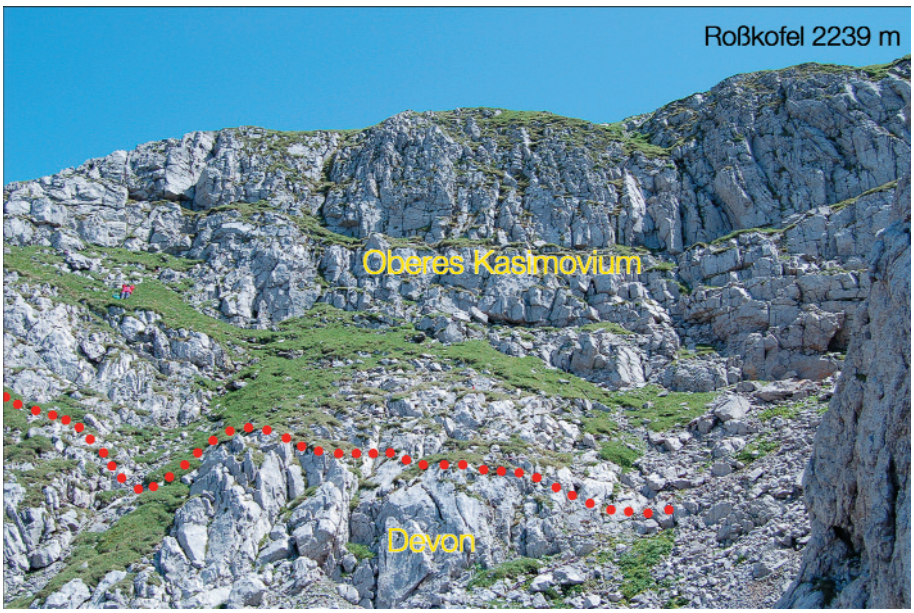


Abb. 26.
Kalk-zu-Kalk-Kontakt zwischen organodetritischen Kalken des Mitteldevons und oberkarbonem Trögl-Kalk in der Wandnische südwestlich des Gipfels des Roßkofels.
Limestone to limestone contact (Devonian/Upper Carboniferous) at the southwestern side of Monte Cavallo (Roßkofel) near the summit.



Abb. 27.
Kalk-zu-Kalk-Kontakt in der Wandnische ca. 80 m südlich des Gipfels des Roßkofels.
Limestone to limestone contact (Devonian/ Upper Carboniferous) south of the summit of Roßkofel (Monte Cavallo di Pontebba).

auch kleinere biohermale Strukturen mit corallinen Schwämmen, tabulaten Korallen, und Anthracoporellen beobachtet.

Dunkelrote Flecken und Adern mit Siltquarzen und Tonen durchziehen die massigen Kalke in unregelmäßiger Verteilung.

Die Mächtigkeit der oberkarbonen Kalke im Creta-di-Rio-Secco-Massiv wurde häufig unterschätzt (vgl. Abb. 139 in VENTURINI, 1990) und bezieht sich vermutlich auf die auffälligeren Bildungen in Verbindung mit klastischen Sedimenten im oberen Bereich der Ablagerungen.

Verbreitung

Der Trögl-Kalk konnte bisher im Kartengebiet ausschließlich im Gebiet vom Maldatscher Berg (Monte di Val Dolce) bis zum Creta di Rio Secco (Trögl) und zum Roßkofel-Massiv (Monte Cavallo di Pontebba) identifiziert werden. Neben den Vorkommen, die transgressiv auf den devonischen Kalken in der Gipfelregion auftreten, finden sich die Kalke auch als Scholle eingeklemmt zwischen siliziklastisch-karbonatischen Schichten der Auernig-Formation und den devonischen Kalken am Fuße des Roßkofels (FORKE, 1994; Abb. 101). Das Vorkommen ist vermutlich in Zusammenhang mit tektonischen Prozessen an der Rudnigstörung zu sehen. Da der Trögl-Kalk schwer von den devonischen Kalken zu unterscheiden ist, ist es nicht ausgeschlossen, dass in Zukunft noch weitere Vorkommen in diesem Gebiet bekannt werden.



Abb. 28.
Kalk-zu-Kalk-Kontakt zwischen organodetritischen Kalken des Mitteldevons (unten) und rötlichem Trögl-Kalk (oben) südwestlich des Gipfels des Roßkofels.
Limestone to limestone contact between Middle Devonian organodetritic limestone and reddish Upper Carboniferous Trögl Limestone south of the summit of Monte Cavallo (Roßkofel).

Transgressionsbildungen, die sich von denen des Trögl-Kalkes unterscheiden, finden sich im Bereich des Normalaufstiegs zum Gipfel des Roßkofels in Höhen zwischen 2050 m und 2070 m. Hier treten über 1 m tiefe Spaltenfüllungen aus Quarzsand und Quarzkonglomeraten auf, daneben können auch verschiedene Kalkbrekzienhorizonte beobachtet werden. Vom Trögl-Kalk abweichende Kalkbänke (meist dunkle Algenkalke) finden sich auf der Hochebene knapp unterhalb des Gipfels. In Einzelproben konnten Fusuliniden (*Schagonella* ? sp.) in Kalkbrekzien (Schlotfüllungen in verkarsteten Devonkalken) gefunden werden, die möglicherweise auf ein jüngeres Alter (Gzhelium D?) dieser Bildungen hinweisen.

Ein mehrfaches Transgredieren und Erodieren von oberkarbonen Sedimenten im Bereich des Roßkofel-Massivs, wie es mehrfach von KAHLER (1983a, 1985) postuliert wurde, ist deshalb nicht ausgeschlossen.

Alter

Fusuliniden wurden erstmals von SELLI (1952) bekannt gemacht, der ein oberkarbones Alter vermutete. Diese Annahme konnte von KAHLER (1985) präzisiert werden, der ein Alter im unteren Teil der Gzhelium-Stufe annahm. LUPPOLD (1994) bestätigte diese Meinung mit ersten Funden von Conodonten aus dem Zeitraum jüngeres Kasimovium bis Gzhelium.

Auf Grund von eigenen Untersuchungen (FORKE, 2001; FORKE & LUPPOLD, in Bearbeitung) konnten aus dem unteren Teil (brekziöse Kalke) des Profils an der Höhe 2083 m (nördlicher Vorgipfel des Creta di Rio Secco) seltene Fusuliniden (*Montiparus* ? sp.) bestimmt werden. Aus beiden Gebieten (Profile am Roßkofel und Creta di Rio Secco) sind im mittleren Teil *Rauserites variabilis, Tumefactus* cf. *expressus, Rugosofusulina* sp. und *Quasifusulina eleganta* vertreten, im oberen Abschnitt tritt *Rauserites* ex gr. *rossicus* hinzu (Abb. 109). Conodonten (*Idiognathodus bachmuticus, Strept. elegantulus*) wurden nur im mittleren und oberen Teil gefunden. Eine sehr conodontenreiche Probe am Top des Trögl-(Creta-di-Rio-Secco-)Kalkes lieferte zusätzlich *Streptognathodus* cf. *zethus* und *Idiognathodus magnificus*. Im Vergleich mit den Ablagerun-

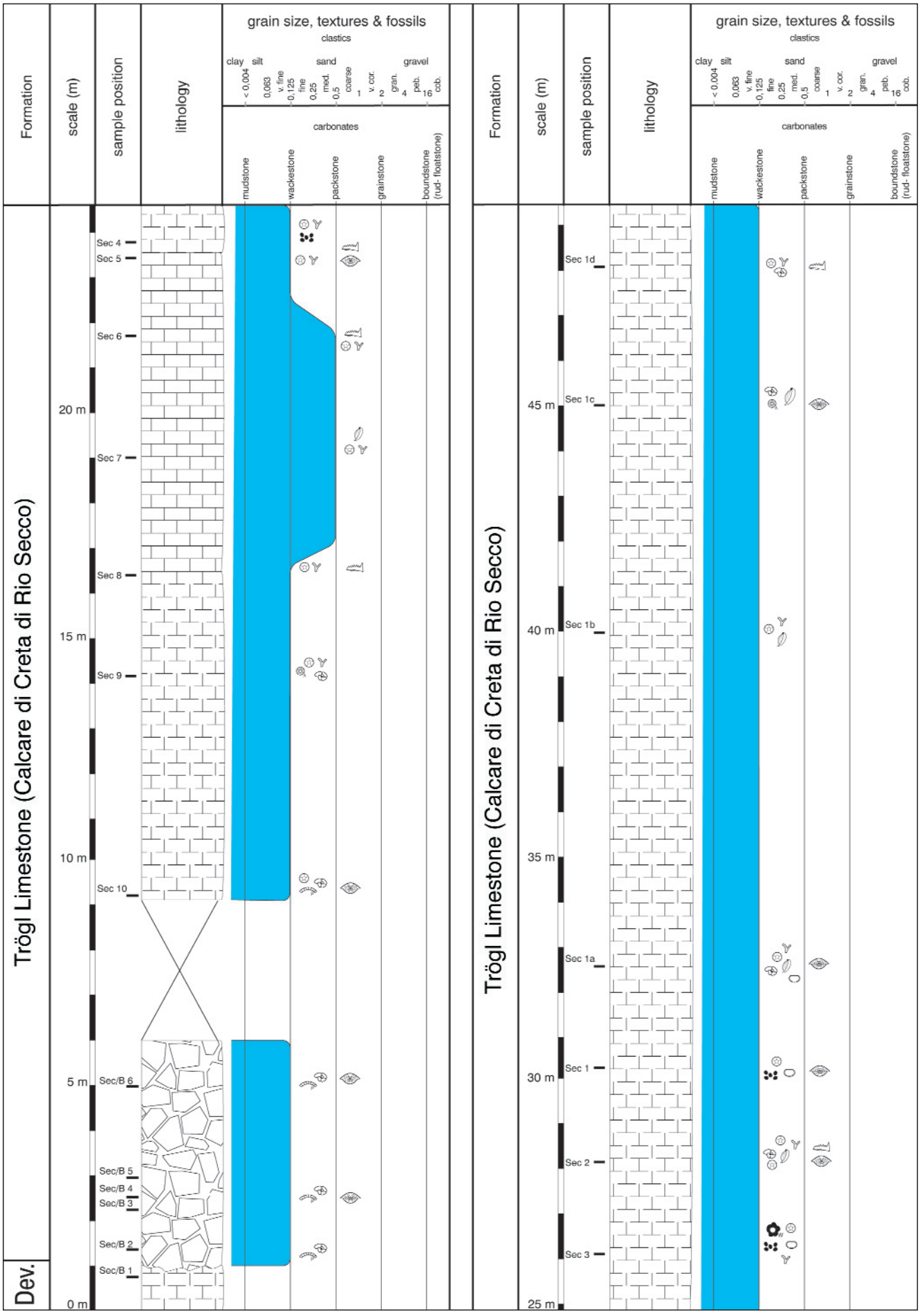

Formation
scale (m)
sample position
lithology
grain size, textures & fossils
clastics
clay
silt
sand
gravel
< 0.004
0.063
v. fine
0.125
fine
0.25
med.
0.5
coarse
1
v. cor.
2
gran.
4
peb.
16
cob.
carbonates
mudstone
wackestone
packstone
grainstone
boundstone (rud- floatstone)
Dev.
Trögl Limestone (Calcare di Creta di Rio Secco)
0 m
5 m
10 m
15 m
20 m
Sec 4
Sec 5
Sec 6
Sec 7
Sec 8
Sec 9
Sec 10
Sec/B 6
Sec/B 5
Sec/B 4
Sec/B 3
Sec/B 2
Soc/B 1
25 m
30 m
35 m
40 m
45 m
Sec 1d
Sec 1c
Sec 1b
Sec 1a
Sec 1
Sec 2
Sec 3

Abb. 29 (vorhergehende S. 38).
Das Profil im Trögl-Kalk auf Seehöhe 2083 am Creta di Rio Secco nach FORKE (2001).
The Trögl Limestone (Calcare di Creta di Rio Secco) section at altitude 2038 m at Creta di Rio Secco (after FORKE, 2001).

gen im Typusgebiet der Russischen Plattform entspricht die Fauna dem oberen Kasimovium (Dorogomilovium-Substufe).

Von einigen Autoren wurde auf Grund der lithologischen Entwicklung für diese Kalke ein unterpermisches Alter angenommen (FELSER, 1974; FENNINGER et al., 1976; ARGNANI & CAVAZZA, 1984; VENTURINI, 1990a), was durch die auftretenden Faunen eindeutig widerlegt werden kann.

Faziesinterpretation

Im Profil am Creta di Rio Secco (Abb. 29) ist im unteren Teil ein Vertiefungstrend von algendominiertem wacke- bis packstone zu echinodermen- und bryozoenreichem wackestone zu erkennen. Im obersten Anteil (Profil am Gipfel des Roßkofels) treten stark kondensierte, regressive Kalke mit aufgearbeiteten und resedimentierten Bioklasten der darunterliegenden Abfolge auf, die von einer siliziklastischen Abfolge überlagert werden.

Das starke Zurücktreten klastischer Sedimentation innerhalb des Trögl-Kalkes lässt auf ein mögliches paläotopographisches Hochgebiet im Gebiet vom Maldatscher Berg bis zum Roßkofel-Massiv schließen, wie es bereits von VENTURINI (1990a) postuliert wurde. Einschränkend kann das jedoch nur für den Zeitbereich des Oberkarbons gelten, da bisher keine Hinweise auf jüngere (unterpermische) Sedimente bekannt sind. Die unregelmäßig eingestreuten dunkelroten Silt- und Toneinlagerungen könnten von einer späteren Verkarstung der Kalke herrühren.

4.6. Schulterkofel-(Creta-di-Lanza-) Formation (34, 35)

Ersterwähnung

KRAINER, K. (1995a): Kurzer Bericht über sedimentologisch-stratigraphische Untersuchungen im Jungpaläozoikum (Auernig- und Rattendorfer Schichtgruppe) der Karnischen Alpen. – Jb. Geol. B.-A., **138**/4, S. 689, 687–690, Wien.

Allgemeines

Die Aufklärung der stratigraphischen Stellung der Schulterkofel-Formation zwischen den Siliziklastika der Auernig- und Grenzland-Formation gelang erst durch die Kartierungsarbeiten von HERITSCH, KAHLER & METZ (1934). Die davor generell als Schwagerinenkalke bezeichneten Einheiten (GEYER, 1896) konnten in einen Unteren und einen Oberen Schwagerinenkalk geteilt werden, getrennt durch die vorwiegend siliziklastischen Grenzlandbänke.

Bedingt durch Änderungen in der Fusulinidensystematik wurden die Schwagerinenkalke später in Pseudoschwagerinenkalke umbenannt (KAHLER, 1947). In der Folge weiterer biostratigraphischer Untersuchungen (KAHLER & KRAINER, 1993; FORKE et al., 1998; DAVYDOV & KRAINER, 1998) ergab sich jedoch, dass im Unteren Pseudoschwagerinenkalk die Gattung *Pseudoschwagerina* überhaupt fehlt. Daher war es nötig, im Sinne der „Empfehlungen (Richtlinien) zur Handhabung der stratigraphischen Nomenklatur“ (STEININGER & PILLER, 1999), die lithostratigraphischen Einheiten umzubenennen (KRAINER, 1995a).

Lithologie

Die Schulterkofel-Formation ist kalkreich (gebankte und massige Kalke sind charakteristisch) mit, untergeordnet, Feinsandsteinen und Siltsteinen. Die Mächtigkeit im Typusprofil beträgt 136 m (Abb. 30).

Marine Feinsandsteine und Siltsteine bestehen meist aus einem etwa 60 cm dicken, hellbraunen und oft fossilreichen Horizont. In den meisten Profilen besteht die liegende Hälfte aus einem kalkigen, Fossil führenden Sandstein, die hangende Hälfte besteht aus einem sandigen Kalk mit Schilllagen (Tempestiten), Kleinforaminiferen, Echinodermenresten, Algenfragmenten, Brachiopoden und Gastropoden. Hummocky Schrägschichtung (HCS) tritt auf. Die hellgrau bis hellbraunen Siltsteine (verwittert dunkler erscheinend) sind meist fossilreicher als die Sandsteine. Darin finden sich rötlich verwitternde, eisenhaltige Konkretionen sowie Pflanzenreste.

Die gebankten Kalke sind mittel- bis dickbankig (einzelne Bänke erreichen Mächtigkeiten von 10–30 cm), hell- bis dunkelgrau und die Schichtflächen sind stellenweise wellig ausgebildet. Die Bankung wird nach oben hin, v.a. an der Basis der massigen Kalke, undeutlicher. Es treten Ooidlagen auf. In den Oolithen sind auffällig viele Fusuliniden und Rindenkörner enthalten.

Im Profil an der Treßdorfer Höhe wechseln die Kalkbänke mit sandig-siltigen Kalken ab. Diese kommen z.T. als Linsen in Rinnen bzw. Untiefen der hier beschriebenen wellig gebankten Kalke vor.

Bei den massigen Kalken können eine Mound- und eine Intermound-Fazies unterschieden werden.

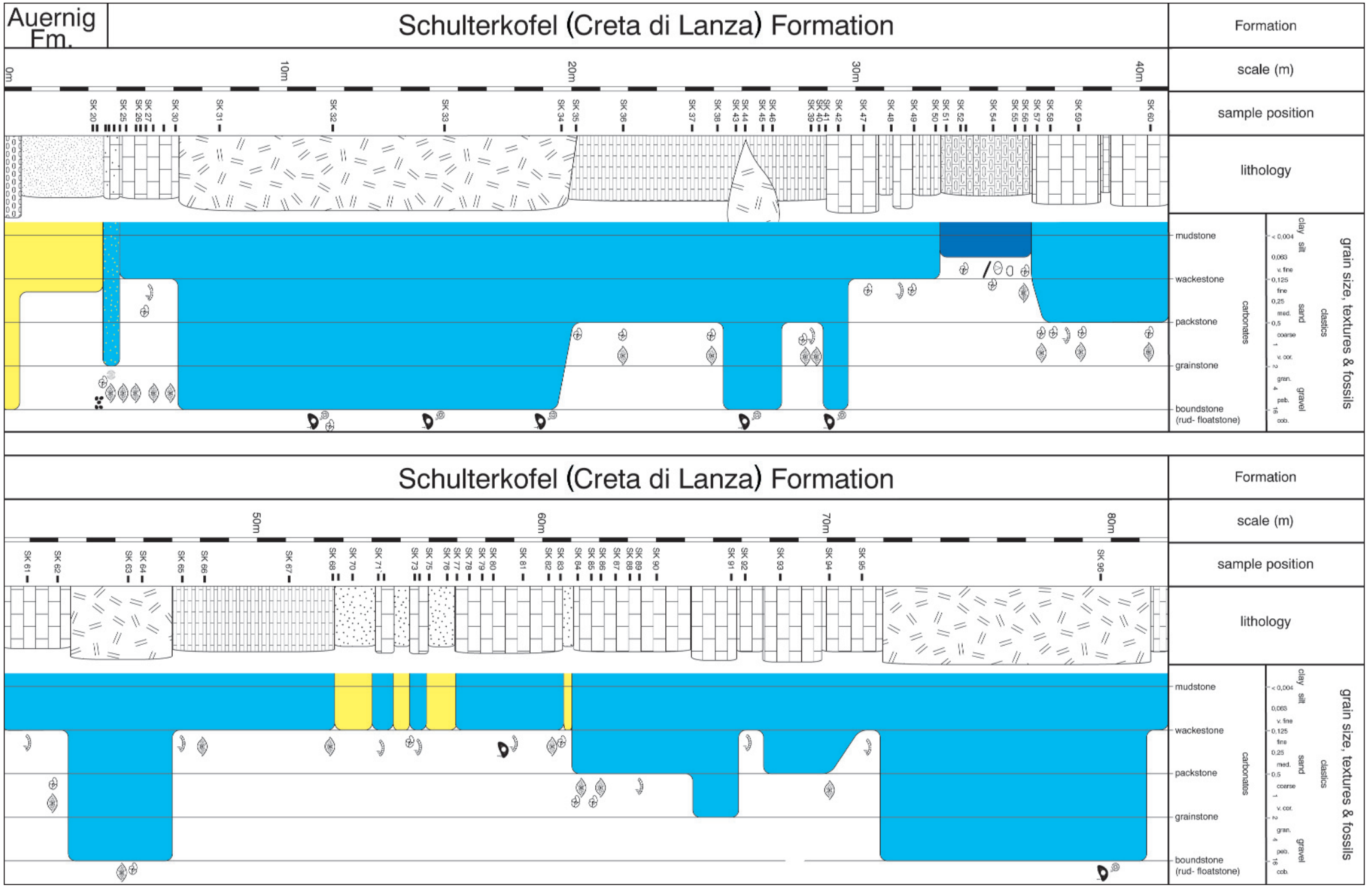
Die massigen Mounds variieren in ihrer Mächtigkeit. Kleinere erreichen Mächtigkeiten von 2–3 m, größere bis 20 m. Die Mounds sind kulissenartig angeordnet und bilden steile Felswände. Die Kalke sind hell- bis dunkelgrau. Meist werden die Mounds durch bis zu drei Grenzflächen unterteilt (SAMANKASSOU, 1998), die Bereiche mit wechselnder Mikrofazies markieren. Einige Moundbereiche sind dolomitisiert.

Die Umkristallisation ist intensiver als in der Auernig-Formation, so dass die ursprünglichen Fossilstrukturen vielfach nur in einigen Bereichen zu erkennen sind. Den größten Anteil am Aufbau der Mounds hat *Anthracoporella spectabilis*. Die Begleitfauna ist spärlich: Kleinforaminiferen, Ostracoden, Gastropoden und Schalenreste. Die Matrix ist uneinheitlich und manche Areale zeigen ein peloidales Gefüge. Die peloidalen Bereiche scheinen sehr früh lithifiziert worden zu sein, da sie stellenweise scharfe Grenzen zum Zement aufweisen. Räume zwischen solchen Arealen werden mit Zement ausgefüllt. Die Zemente werden, ohne Kollapsstrukturen, von weiteren peloidalen Arealen oder Algenthalli überlagert. Auch dies spricht für eine frühe Lithifizierung. In den meisten Hohlräumen tritt eine Generation von allseitigem Zement auf, gefolgt von einer zweiten Generation aus granularem Zement.

Die Intermound-Fazies stellt die Ablagerungen in den Depressionen zwischen den Mounds, die beträchtlich vorauswachsen, dar. Diese Sedimente erreichen etwa ein Drittel der Mächtigkeit der Mounds und bestehen aus hell- bis dunkelgrauen dickgebankten Kalken. Die Bankung wird in Richtung Mounds immer undeutlicher. Die Textur ist von packstone dominiert. Die Biodiversität ist höher als die der Mound-Fazies, wobei Foraminiferen dominieren. Algen in Lebendstellung fehlen weitgehend.

Die deutlich gebankten, dunkelgrauen bis schwarzen Kalke enthalten Hornsteinknollen bis zu 20 cm Durchmesser. Onlap-Strukturen liegen vor (SAMANKASSOU, 1999). Stellenweise (z.B. in der Umgebung des Schulterkofels) sind schwarze Schiefer zwischengeschaltet. In einigen Lagen wittern Organismen heraus, dadurch werden dickschalige Productiden, Cephalopoden und Einzelkorallen im Gelände gut erkennbar. Sturmlagen sind sehr häufig.

Gebankte, an Bioklasten und Lithoklasten reiche Kalke kommen in einigen Profilen vor. Es handelt sich um eine Brekzie, die aus aufgearbeiteten Lithoklasten, hauptsäch-


Auernig Fm.
Schulterkofel (Creta di Lanza) Formation
Formation
scale (m)
0m
10m
20m
30m
40m
sample position
SK 20
SK 25
SK 26
SK 27
SK 30
SK 31
SK 32
SK 33
SK 34
SK 35
SK 36
SK 37
SK 38
SK 43
SK 44
SK 45
SK 46
SK 39
SK 40
SK 41
SK 42
SK 47
SK 48
SK 49
SK 50
SK 51
SK 52
SK 54
SK 55
SK 56
SK 57
SK 58
SK 59
SK 60
lithology
mudstone
wackestone
packstone
grainstone
boundstone
(rud- floatstone)
carbonates
grain size, textures & fossils
clastics
clay
silt
sand
gravel
< 0,004
0,063
v. fine
0,125
fine
0,25
med.
0,5
coarse
1
v. cor.
2
gran.
4
peb.
16
cob.
Schulterkofel (Creta di Lanza) Formation
Formation
scale (m)
50m
60m
70m
80m
sample position
SK 61
SK 62
SK 63
SK 64
SK 65
SK 66
SK 67
SK 68
SK 70
SK 71
SK 73
SK 75
SK 76
SK 77
SK 78
SK 79
SK 80
SK 81
SK 82
SK 83
SK 84
SK 85
SK 86
SK 87
SK 88
SK 89
SK 90
SK 91
SK 92
SK 93
SK 94
SK 95
SK 96
lithology
mudstone
wackestone
packstone
grainstone
boundstone
(rud- floatstone)
carbonates
grain size, textures & fossils
clastics
clay
silt
sand
gravel
< 0,004
0,063
v. fine
0,125
fine
0,25
med.
0,5
coarse
1
v. cor.
2
gran.
4
peb.
16
cob.

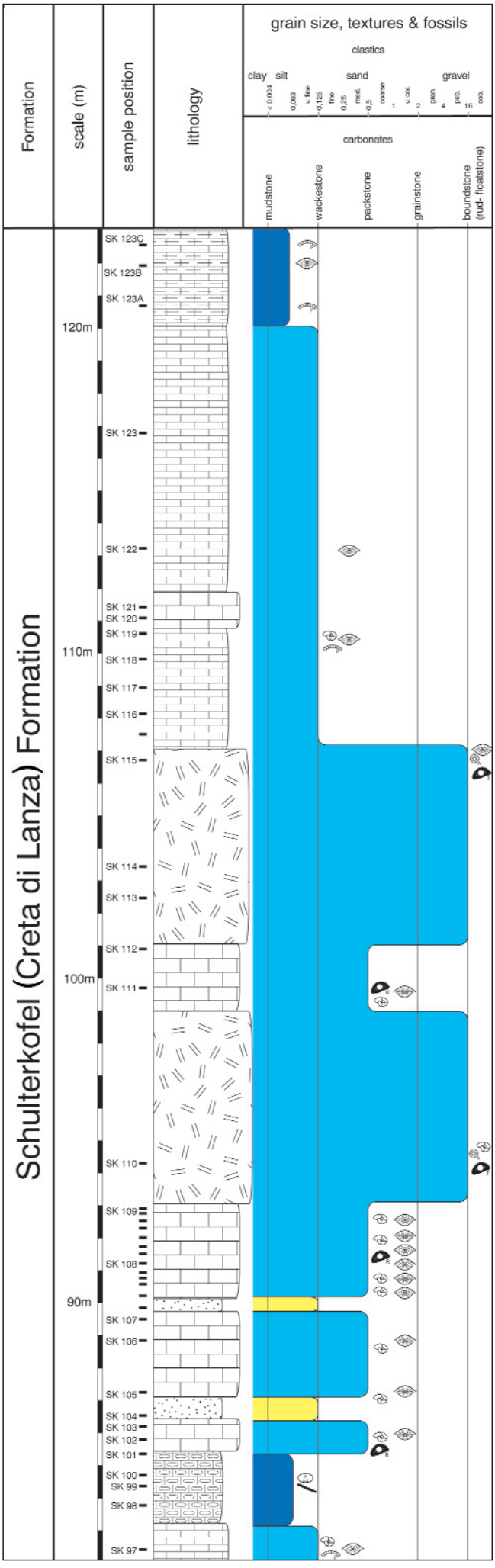


Abb. 30.
Typusprofil der Schulterkofel-Formation am Schulterkofel (verändert nach FORKE et al. [1998]).
Type section of the Schulterkofel Formation at Schulterkofel (modified after FORKE et al. [1998]).

lich aus den liegenden schwarzen, Kieselknollen führenden Kalken besteht. Das in den Organismen (Nautiloiden, Bellerophontiden) auftretende schwarze Sediment weicht deutlich von der bräunlichen tonigen Matrix der Brekzie ab.

Das isolierte Vorkommen der Schulterkofel-Formation südlich des Garnitzenberges ist durch abweichende mikrofazielle Merkmale gekennzeichnet. Der dominierende MF-Typ ist ein Algen-Gastropoden-wackestone (Abb. 31) mit intensiven Krustenbildungen. Das zwischen den Krusten befindliche Sediment enthält viele sehr gut erhaltene Gastropoden (beweideten möglicherweise die Krusten) unterschiedlichster Art. Die mehrere cm mächtigen laminierten Krusten werden durch verschiedenste Organismen aufgebaut, unter anderem von porostromaten Algen, *Tubiphytes*, inkrustierenden Foraminiferen und wohl auch Cyanobakterien. Als Substrat bzw. Kern der Krusten dienen hauptsächlich phylloide Algen und auch rugose Korallen. Da die Krusten zum Teil intensiv verkieselt sind, wittern sie heraus und bilden im Gelände deutliche horizontbeständige Lagen. Vergleichbare mikrofazielle Merkmale sind von den Vorkommen der Schulterkofel-Formation westlich des Naßfelds nicht bekannt. Neben dem oben erwähnten MF-Typ gibt es noch einen Rindenkörner-wacke-/grainstone (Abb. 31). Die Rindenkörner bestehen aus Algenfragmenten, deren Ränder alle mehr oder weniger intensiv mikritisiert sind. Die Rindenkörner sind des Öfteren mit *Tubiphytes* bewachsen. Auch hier kommen viele Gastropoden vor. Alle diese Merkmale charakterisieren ein sehr spezielles Milieu, das durch geringe Sedimentationsraten geprägt ist. Das Milieu scheint frei von terrestrischem Eintrag geblieben zu sein.

Im Vergleich zur Auernig-Formation sind für die Schulterkofel-Formation folgende Unterschiede festzustellen:

- Es kommen keine Konglomerate vor (die basalen Konglomerate sind vermutlich der Auernig-Formation zuzurechnen).
- Die Algenmounds der Schulterkofel-Formation sind im Allgemeinen mächtiger als die der Auernig-Formation. Sie sind ebenfalls geringer divers.
- Während in der Auernig-Formation nur verkieselte Organismen zu finden sind, kommen in der Schulterkofel-Formation Kieselknollen und Hornsteinlagen vor.
- Bryozoen, Rotalgen und in geringerem Maße Brachiopoden, die in der Auernig-Formation häufig sind, treten in der Schulterkofel-Formation zurück.
- Vereinzelte Ooidlagen und Onkoide? an der Basis der Zyklotheme der Schulterkofel-Formation, die in der Auernig-Formation fehlen.

Verbreitung

Die Schulterkofel-Formation findet ihre größte Ausdehnung im Gebiet Schulterkofel – Ringmauer – Lanzenboden – Hüttenkofel W und S der Rattendorfer Alm.

Kleinere Vorkommen befinden sich an der Südostseite des Trogkofels, unterhalb der Rudnigalm, und als teilweise große disloziierte Schollen im Bereich der Treßdorfer Höhe und der Reppwandgleitung. Ein kleinerer Erosionsrest befindet sich E vom Garnitzenberg.

Alter

Da sich die Schulterkofel-Formation im Karbon/Perm-Grenzbereich befindet, war sie Anziehungspunkt eingehender biostratigraphischer Untersuchungen (KAHLER &

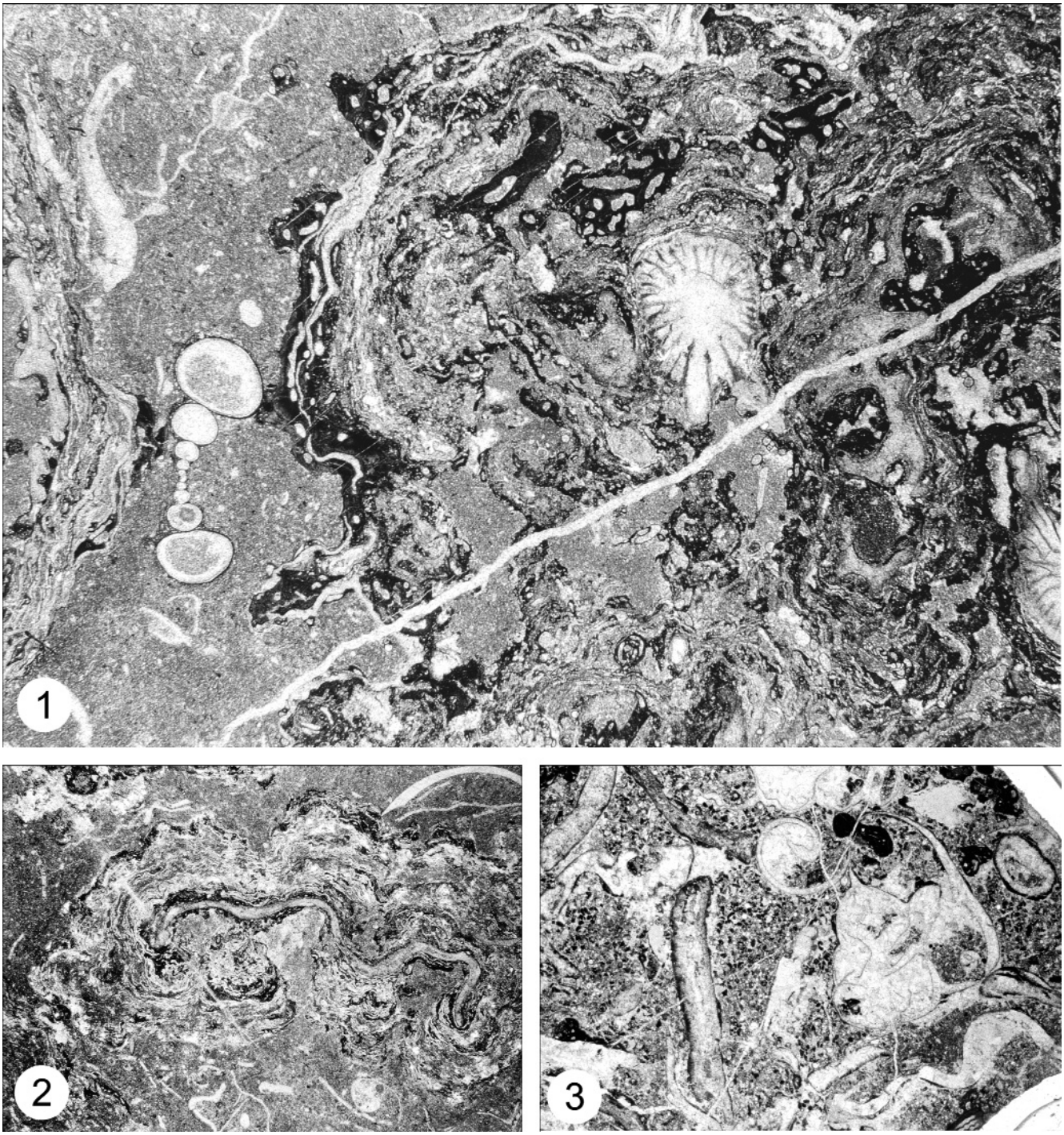


Abb. 31.
Mikrofazies-Typen der Schulterkofel-Formation südöstlich des Garnitzenberges (E. SAMANKASSOU, unveröffentlicht).
1 = Algen-Gastropoden-wackestone, intensive Krustenbildungen unterschiedlichster Art auf rugosen Korallen, ×7,5; 2 = Krustenbildungen auf phylloider Alge, ×2,5; 3 = Rindenkörner-wacke-/grainstone, mikritisierte Algenfragmente und Gastropoden, ×7.
Microfacies types of the Schulterkofel Formation exposed southeast of Garnitzenberg (E. SAMANKASSOU, unpublished).
1 = Algal gastropode wackestone, various encrustations of rugose coralls, magnification ×7,5; 2 = encrustations of phylloid algae, magnification ×2,5; 3 = Coated grains wacke-/grainstone including mikritized fragments of algal thalli and gastropodes, magnification ×7.

KAHLER, 1937; KAHLER, 1983a,b; KAHLER & KRAINER, 1993; FORKE, 1995a; FORKE et al., 1998; KRAINER & DAVYDOV, 1998).

Die Schulterkofel-Formation ist in erster Linie durch das Auftreten von *Daixina (Bosbytauella) postgallowayi* (= ex *Occidentoschwagerina alpina* KAHLER & KAHLER, 1941, megalosphärische Form) charakterisiert, die eine der Leitformen der *Daixina-(Bosbytauella)-bosbytauensis*-Zone (oberstes Gzhelium) darstellt. Sie ist bereits im Gelände auf Grund ihrer Größe und Form leicht kenntlich, fehlt jedoch noch im untersten Anteil der Schulterkofel-Formation. In den basalen Kalken (Abb. 33) treten *Ruzhenzevites parasolidus, Schwageriniformis perstabilis, Dutkevitchia expansa* und *Quasifusulina paracompacta* auf, die möglicherweise noch der darunterliegenden *Daixina-sokensis*-Zone angehören. Vertreter von *Daixina (Bosbytauella)* finden sich im Typusprofil vereinzelt etwa ab Probennummer SK 66 und treten häufig ab SK 97 auf. Hier werden sie von *Rugosofusulina, Daixina* ? und seltener von *Rugosochusenella* begleitet. Im obersten Anteil der Schulterkofel-Formation (etwa ab SK 122) verschwindet *Daixina (Bosbytauella)* und

wird von Vertretern der Gattungen *Schwagerina* und seltener *Dutkevitchites* abgelöst.

Pflanzen aus den direkt darunter liegenden Schichten der oberen Auernig-Formation enthalten gut erhaltene Makropflanzenreste, die ein Ober-Stefan-Alter belegen (BOERSMA & FRITZ, 1986).

Faziesinterpretation, Zyklische Sedimentation

Die Ablagerung der siliziklastischen Abfolge (vorwiegend aus Sandsteinen) erfolgte im Vorstrandbereich. Im Übergang von Siliziklastika zu Karbonaten treten gelegentlich Oolithe und peloidaler grainstone auf, die ein hochenergetisches Milieu anzeigen. Sie werden gefolgt von dickbankigen Kalken (wacke-packstone), die reich an phylloiden Algen, Bryozoen, Brachiopoden, Echinodermen und Fusuliniden sind. Darin eingeschaltet sind bis 20 m mächtige Algenmounds, die innerhalb der photischen Zone, aber in einem sehr niedrigenergetischen Milieu unterhalb der Sturmwellenbasis gebildet wurden. Die dunklen, dünnbankigen Kalke mit Hornsteinknollen wurden unterhalb der photischen Zone gebildet. Sie wurden deshalb als die sogenannte „Leichentuch-Fazies" von SAMANKASSOU (1999) bezeichnet, weil sie das Wachstum der Algenmounds terminieren. Die darauf folgenden gebankten, lithoklastenreichen Kalke zeigen einen Meeresspiegelabfall an. In Folge dieses Meeresspiegelabfalls kam es zur Aufarbeitung.

Die Aufarbeitung scheint auf die schwarzen Kalke beschränkt gewesen zu sein. Die Mounds wurden offensichtlich sehr früh verfestigt, da Lithoklasten aus Moundkalken fehlen.

Wie in der Auernig-Formation ist auch in der Schulterkofel-Formation ein zyklischer Aufbau ausgeprägt und charakteristisch. HOMANN (1969) hat aus der Schulterkofel-Formation vier Ablagerungszyklen beschrieben, die auch von SAMANKASSOU (1997a) bestätigt werden konnten.

Ein Transgression-Regressions-Trend ist in den Zyklothemen eindeutig. Der Ablagerungsraum lag tiefer als der der Auernig-Formation. Es handelt sich um ausschließlich subtidale Zyklotheme. Die Lage der Sturmwellenbasis, angezeigt durch Sedimentstrukturen und die Lage der photischen Zone, belegt durch das Verschwinden der Alge *Anthracoporella*, sind wichtige Kriterien für eustatische Meeresspiegelschwankungen (SAMANKASSOU, 1997a, 1999). Eine Verlagerung der Küstenlinie ist durch den wechselnden terrigenen Einfluss dokumentiert.

Die untere Grenze der photischen Zone wird für niedrige Breiten mit 50–120 m angenommen (BOSSCHER & SCHLAGER, 1992; SCHLAGER, 1992). Die HCS und die Organismen zeigen einen Bereich an, der durch Wellenaktivität beeinflusst wurde und der zwischen 10 und 20 m Wassertiefe liegt – abhängig von der Lage, dem Relief und Klima des Ablagerungsraumes. Die Ooidbarren bestätigen die durch Sedimentstrukturen angezeigte Wassertiefe (Zusammenfassung in FLÜGEL [1982, 2004]). HOMANN (1972) nahm eine Wassertiefe von 10 m für diesen Bereich an. Die Differenz, welche der Amplitude der Meeresspiegeländerung entspricht, liegt somit zwischen 30 und 110 m.

Der Ablagerungsraum lag nach dem Ertrinken der Algen-Mounds vermutlich viel tiefer als die oben genannte Grenze der photischen Zone, weil *Anthracoporella* in situ vollständig fehlt. Wenn zusätzlich die Kompaktion berücksichtigt wird, können Meeresspiegelschwankungen von mehr als 120 m angenommen werden. Diese Amplituden sind deutlich höher als die bei der Ablagerung der Auernig-Formation.

Für die Schulterkofel-Formation wird eine Dauer von vermutlich etwas mehr als einer Fusulinidenzone [*Daixina (Bosbytauella) bosbytauensis*] angenommen. Die Dauer einer Fusulinidenzone wird mit etwa 1–1,5 Ma veranschlagt (ROSS & ROSS, 1995). Dies ergibt, bei vier Zyklothemen in der Schulterkofel-Formation, eine Dauer von 300–400 ka für einen Zyklothem, etwas länger als die für die Auernig-Formation postulierte Zyklothemdauer. Die Unsicherheiten über den zeitlichen Umfang der Schulterkofel-Formation sowie über die Dauer einer Fusulinidenzone relativieren allerdings diese Zahlenangaben. So liegen verschiedene Zahlen über die Dauer von Foraminiferenzonen in anderen Zeiträumen vor, die zwischen 4 Ma in der Kreide und 1 Ma (MOORE & ROMINE, 1981) bzw. 0,4–2,0 Ma im Neogen (SRINIASAN & KENNETT, 1981) schwanken. Es handelt sich hierbei allerdings um pelagische Organismen, die meist andere Evolutionsgeschichten als Benthos haben.

Die Amplitude der Meeresspielschwankungen von vermutlich mehr als 120 m, die Dauer eines Zyklothems (trotz aller Unsicherheiten <400 ka), die Frequenz der Zyklotheme (4 Zyklotheme innerhalb einer Fusulinidenzone) und die Synchronität zur Gondwana-Vereisung sprechen sehr deutlich für glazio-eustatische Meeresspiegelschwankungen.

Tektono-eustatische Ereignisse besitzen viel niedrigere Raten (10^{-3} bis 10^{-1} m/ka) und ihre Frequenzen liegen zwischen 10^6 und 10^8 ka (SOREGHAN, 1994). Autogenetische Prozesse, die höhere Raten haben (10^{-1} bis >10 m/ka), weisen dagegen viel niedrigere Frequenzen von 1–100 ka auf (SOREGHAN, 1994). Außerdem sind die bisher als autozyklisch gedeuteten Abfolgen stets Verflachungssequenzen. Die Subsidenzraten von passiven Kontinentalrändern sind zu niedrig, um derartige Zyklotheme zu steuern. Tektonische Ereignisse, die vergleichbar hohe Frequenzen aufweisen (CATHLES & HALLAM, 1991), sind nicht zyklisch und können daher ebenfalls ausgeschlossen werden.

Glazio-eustatische Vorgänge sind nach ihren Raten und Frequenzen die einzigen, die die Entstehung solcher Zyklen erklären können.

4.7. Die Karbon/Perm-Grenze

Definition

Die Karbon/Perm-Grenze wurde im Jahre 1996 von der IUGS ratifiziert. Die Untergrenze des Asseliums und damit der Periode des Perms wurde im südlichen Ural (Kasachstan) im Profil Aidaralash in der Region Aktöbe (Aktjubinsk) mit dem Einsetzen der Conodontenart *Streptognathodus isolatus* innerhalb der *Streptognathodus-wabaunsensis*-Morphokline festgelegt (DAVYDOV et al., 1998). Diese Grenze liegt wenige Meter unterhalb des erstmaligen Auftretens der Fusulinidengattung *Sphaeroschwagerina*. Durch radiometrische Messungen an vulkanischen Aschelagen im Referenzprofil Usolka wurde ein Alter von 299±1Ma (RAMEZANI et al., 2007) für die Karbon/Perm-Grenze bestimmt.

Die Karbon/Perm-Grenze in den Karnischen Alpen

In den Karnischen Alpen konnten aus Sedimenten des Karbon/Perm-Grenzbereichs bisher weder Conodonten gewonnen werden, noch wurden bisher radiometrische Altersbestimmungen durchgeführt, sodass die Korrelation auf den Fusulinidenfaunen basiert. Es sei einschränkend bemerkt, dass das Auftreten von Arten und Gattungen bei den Fusuliniden stark von der Fazies abhängig ist und nicht unbedingt ein Erstauftreten im chronostratigraphischen Sinne darstellt. Die Gattung *Sphaeroschwagerina* erscheint in den Karnischen Alpen in den untersten Kalken der Grenzland-Formation (Abb. 33). Allerdings ist die auftretende Art (*Sphaeroschwagerina carniolica*) bereits höherentwickelt als die Arten aus dem direkten Grenzbereich der Karbon/Perm-Grenze im südlichen Ural. Zudem deutet die Vergesellschaftung mit *„Pseudoschwagerina" extensa* und *„Ps." turbida* darauf hin, dass es sich bereits um etwas jüngere Ablagerungen handelt. Leider ist der unterste Bereich der Grenzland-Formation rein siliziklastisch entwickelt, sodass

keine Möglichkeit besteht, die Entwicklung der Gattung *Sphaeroschwagerina* im Detail nachzuvollziehen. Aus den obersten Kalkbänken der Schulterkofel-Formation ist eine diverse Foraminiferenvergesellschaftung nachgewiesen (Abb. 33), in der unter anderem die Arten *Rugosofusulina arianica, Schwagerina versabilis* (= *Schellwienia bornemani* in KRAINER & DAVYDOV, 1998) und *Dutkevitchites* n.sp.? beschrieben wurden (FORKE et al., 1998; KRAINER & DAVYDOV, 1998). Von besonderer Bedeutung ist dabei das Auftreten von *Dutkevitches* n.sp. ex gr. *D. alpinus* (ex *Occidentoschwagerina alpina* KAHLER & KAHLER, 1941, mikrosphärische Generation), da diese Gruppe von einigen Forschern als möglicher Vorfahre der Gattung *Sphaeroschwagerina* angesehen wird.

Obwohl die genannten Arten sowohl in den Profilen der Typusregion als auch in Zentralasien bereits unterhalb der K/P-Grenze vorkommen, wurde von DAVYDOV die Grenze an der Basis dieser Kalke gezogen. Als weiteres Indiz für diese Hypothese wird von DAVYDOV et al. (2003) darauf hingewiesen, dass die K/P-Grenze im Stratotypus (Südural) aus sequenzstratigraphischer Sicht in einer Highstand-Phase liegt und die Grenze daher in den Karnischen Alpen im Bereich der oberen Schulterkofel-Formation (= Highstand des Ablagerungszyklus 3 nach KRAINER) liegen muss. Es muss dabei allerdings einschränkend hinzugefügt werden, dass im Stratotypus (Südural) über mehrere Hundert Meter keine sichere Sequenzgrenze beobachtet werden kann (DAVYDOV et al., 1998) und es überhaupt sehr fraglich ist, inwieweit diese Sequenzen „globaler" Natur sind oder durch die regionale Tektonik überlagert werden. In den nordamerikanischen Profilen des Midcontinent liegt die K/P-Grenze zudem in der transgressiven Phase einer Sequenz dritter Ordnung (WARDLAW et al., 2004). Eine exaktere Korrelation der vermutlich durch glazio-eustatische Meeresspiegelschwankungen gesteuerten Zyklen vierter Ordnung (~250–400 ka) ist auf Grund der ungenügenden biostratigraphischen Auflösung bisher nicht möglich. Zudem ist in den Karnischen Alpen nicht eindeutig geklärt, wieviele Zyklen tatsächlich in der Schulterkofel-Formation vorhanden sind. Während von KRAINER (in FORKE et al., 1998) aus dem Typusprofil 3 Ablagerungszyklen beschrieben werden, sind es bei HOMANN (1969) 4 Zyklen (Ablagerungszyklus 3 von KRAINER entspricht Zyklus 3 und 4 bei HOMANN). SAMANKASSOU (1997a) kommt bei der Untersuchung an den Profilen südlich des Trogkofels ebenfalls auf 4 Zyklen.

Abschließend kann zusammengefasst werden, dass derzeit weder aus bio-, noch aus sequenzstratigraphischer Sicht eine exakte Grenzziehung möglich ist. Mit hoher Wahrscheinlichkeit befindet sich die Grenze in einem Bereich von den obersten Kalkbänken der Schulterkofel-Formation (letztes Auftreten von *D. (Bosbytauella)* in SK 122) bis zu den ersten Kalkbänken der Grenzland-Formation (erstes Auftreten von *Sphaeroschwagerina*). Aus eher pragmatischen Gründen wird hier die Grenze an die Basis der Grenzland-Formation gelegt.

4.8. Grenzland-(Val-Dolce-)Formation (31–33)

Ersterwähnung

HERITSCH, F., KAHLER, F. & METZ, K., 1934: Die Schichtfolge von Oberkarbon und Unterperm. – Mitt. geol. Ges. Wien, **26** (1933), S. 178, 163–180, Wien.

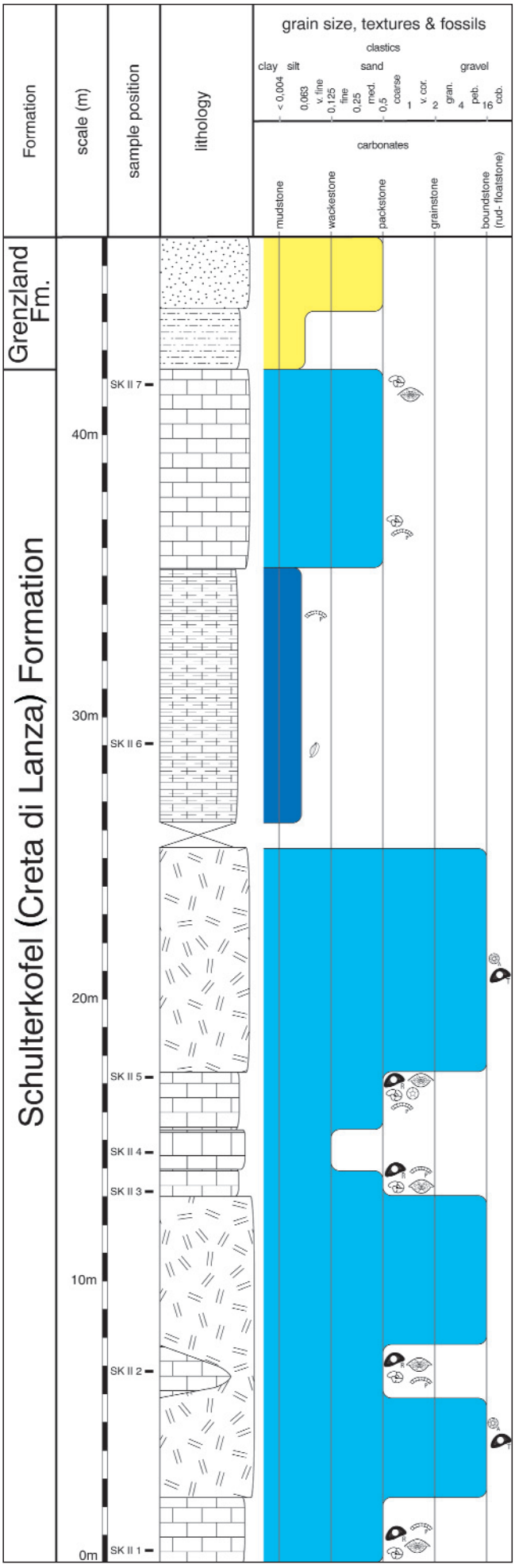


Abb. 32.
Schulterkofel-Formation mit Übergang in die Grenzland-Formation auf Höhe 1997 m südlich des Schulterkofels (verändert nach FORKE et al. [1998]).
Transition between Schulterkofel Formation and Grenzland Formation at altitude 1997 m south of Schulterkofel (modified from FORKE et al. [1998]).

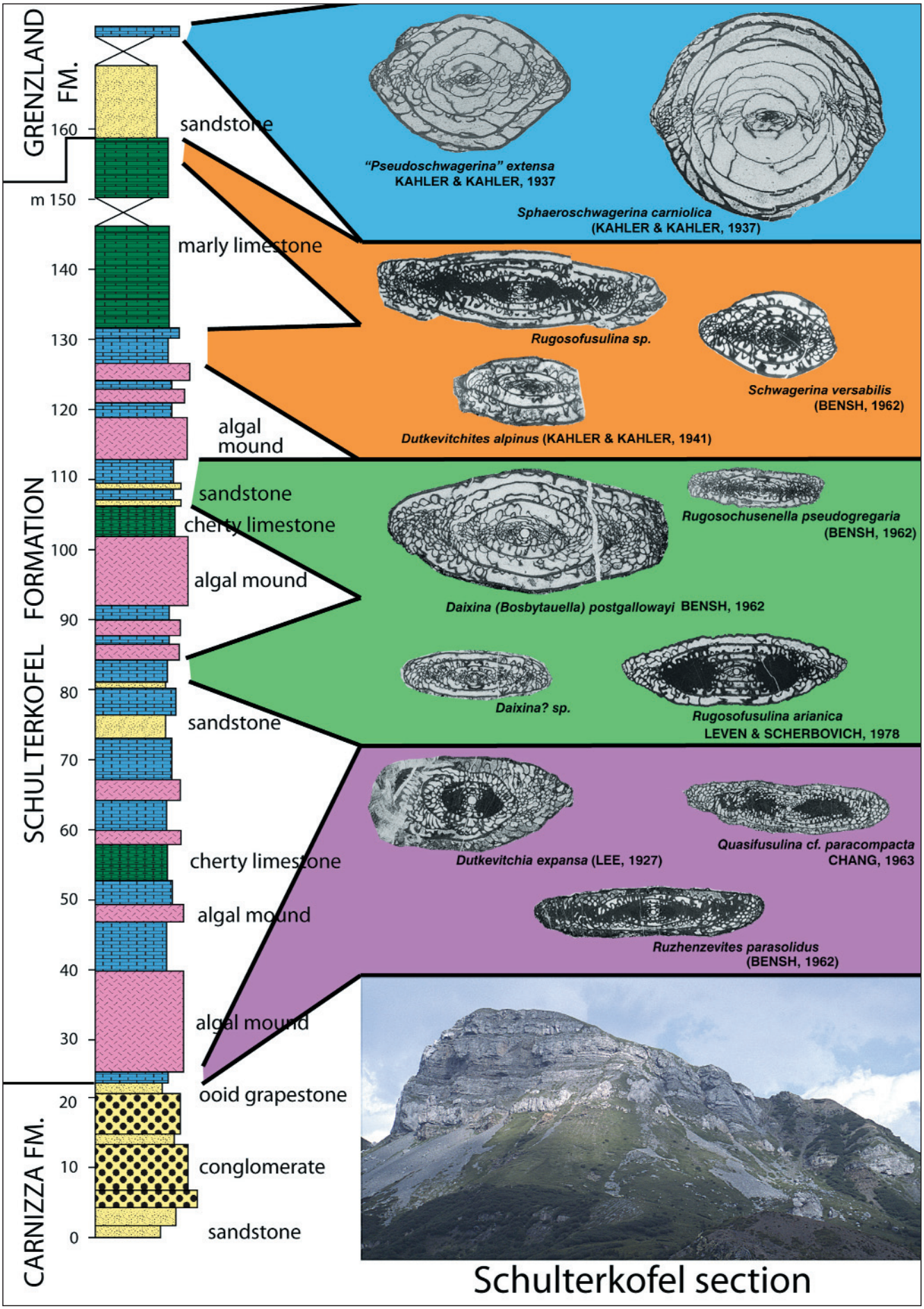


Abb. 33.
Lithologie und Fusulinidenfauna in der Schulterkofel- und unteren Grenzland -Formation auf der Schulterhöhe (nach FORKE [2000]).
Lithology and fusulinoidean fauna of the Schulterkofel Formation and basal Grenzland Formation at the Schulterkofel peak (from FORKE [2000]).

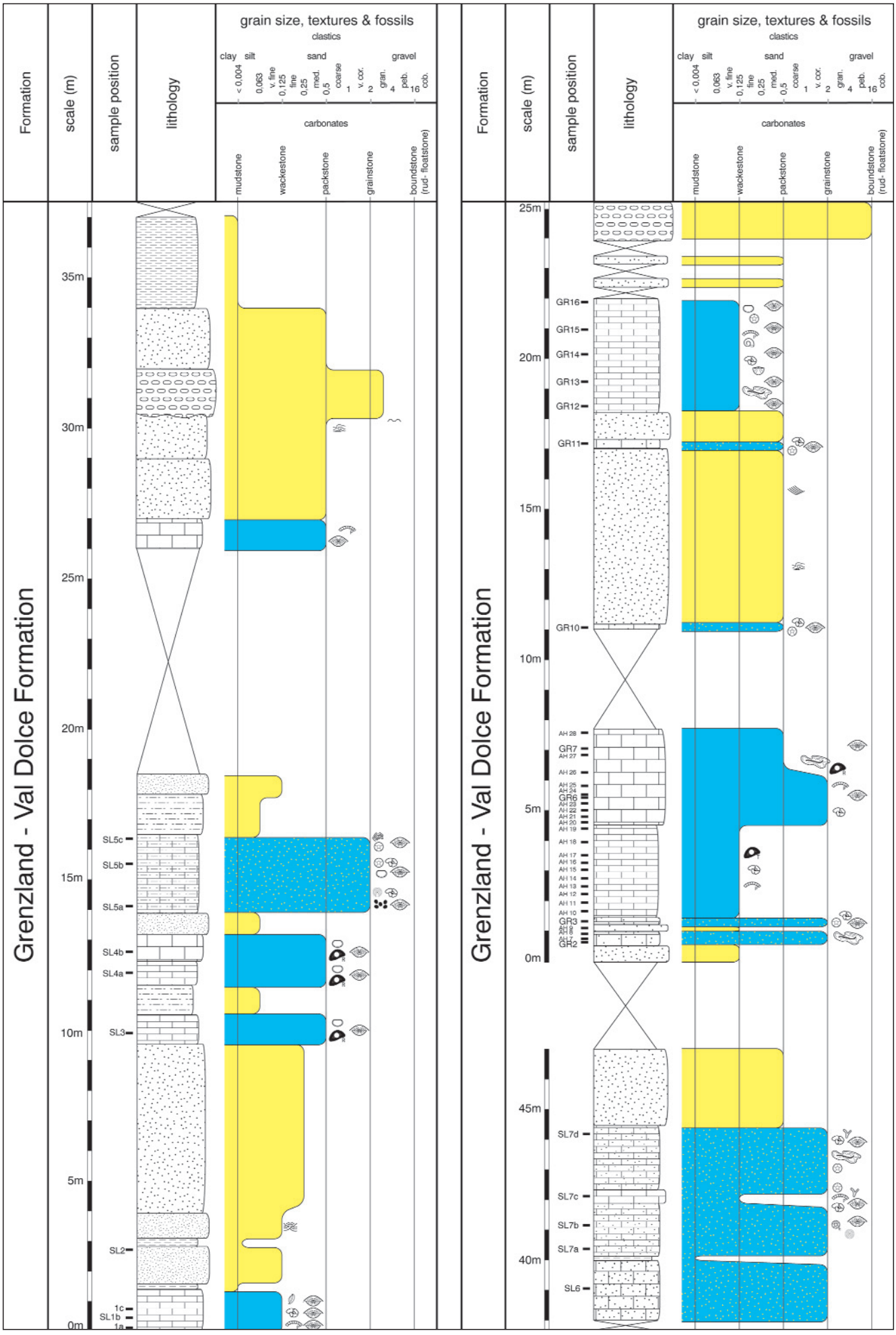


Abb. 34.
Oberer Teil der Grenzland-Formation oberhalb der Rudnigalm und im Trogkar (nach FORKE [2002]).
Upper part of Grenzland Formation above Rudnigalm and in Trogkar (from FORKE [2002]).

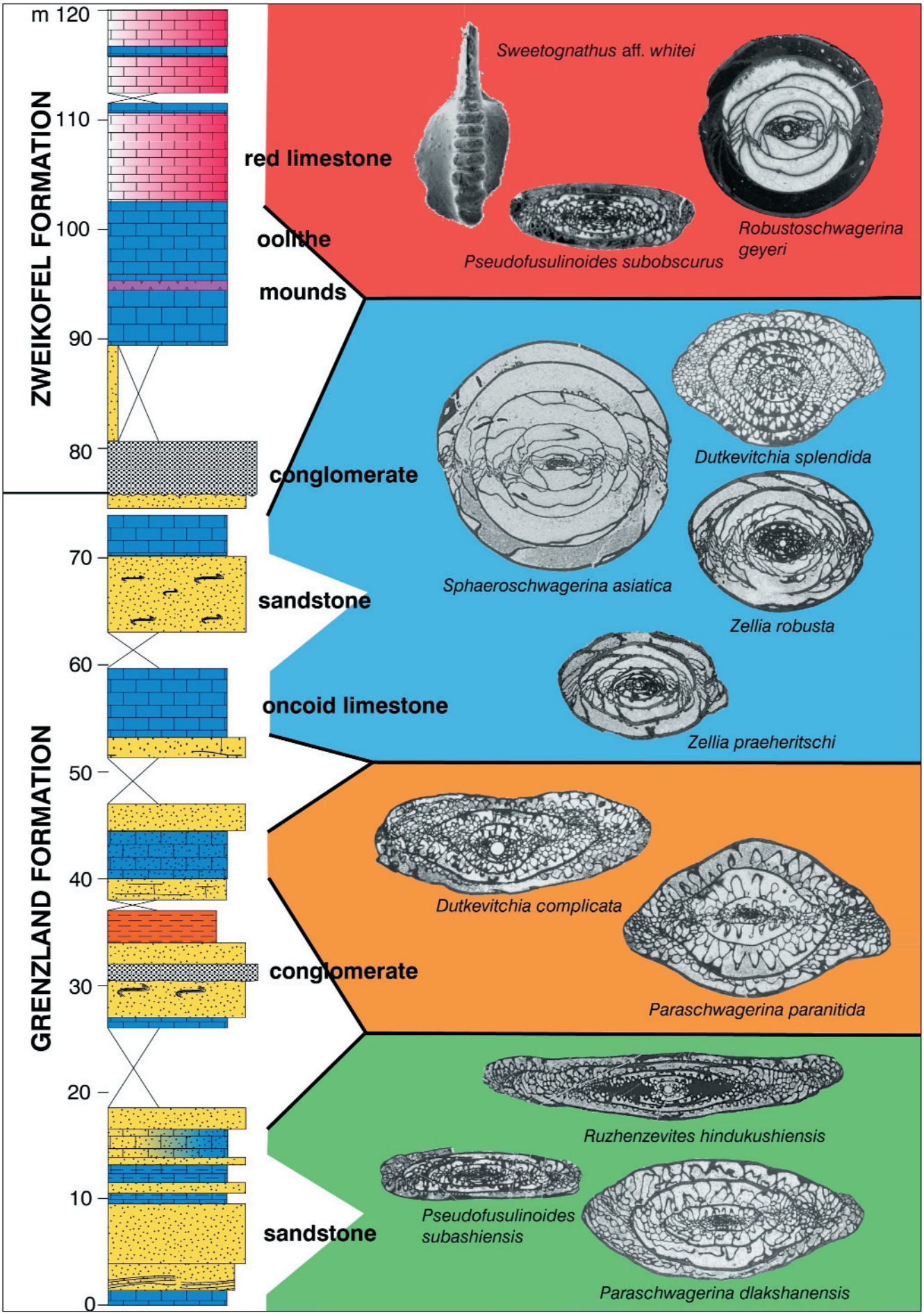
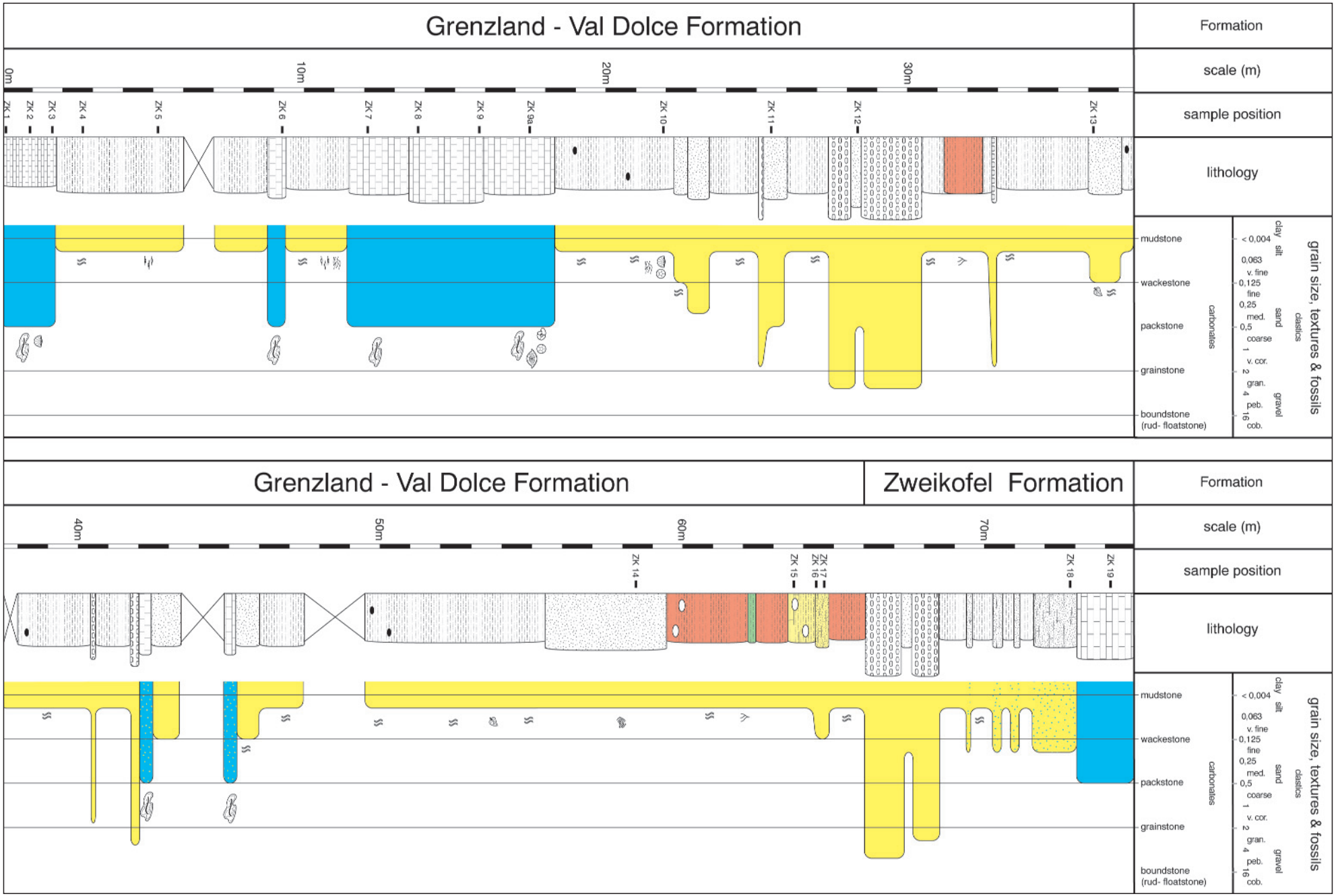


Abb. 35.
Lithologie und Fusulinidenfauna des oberen Teils der Grenzland- und der unteren Zweikofel-Formation zwischen Rudnigalm und Trogkar.
Lithology and fusulinoidean fauna of the upper part of the Grenzland Formation and basal Zweikofel Formation between Rudnigalm and Trogkar.


Grenzland - Val Dolce Formation
Formation
scale (m)
0m
10m
20m
30m
sample position
ZK 1
ZK 2
ZK 3
ZK 4
ZK 5
ZK 6
ZK 7
ZK 8
ZK 9
ZK 9a
ZK 10
ZK 11
ZK 12
ZK 13
lithology
mudstone
wackestone
packstone
grainstone
boundstone
(rud- floatstone)
carbonates
grain size, textures & fossils
clastics
clay
silt
sand
gravel
< 0,004
0,063
v. fine
0,125
fine
0,25
med.
0,5
coarse
1
v. cor.
2
gran.
4
peb.
16
cob.
Grenzland - Val Dolce Formation
Zweikofel Formation
Formation
scale (m)
40m
50m
60m
70m
sample position
ZK 14
ZK 15
ZK 16
ZK 17
ZK 18
ZK 19
lithology
mudstone
wackestone
packstone
grainstone
boundstone
(rud- floatstone)
carbonates
grain size, textures & fossils
clastics
clay
silt
sand
gravel
< 0,004
0,063
v. fine
0,125
fine
0,25
med.
0,5
coarse
1
v. cor.
2
gran.
4
peb.
16
cob.

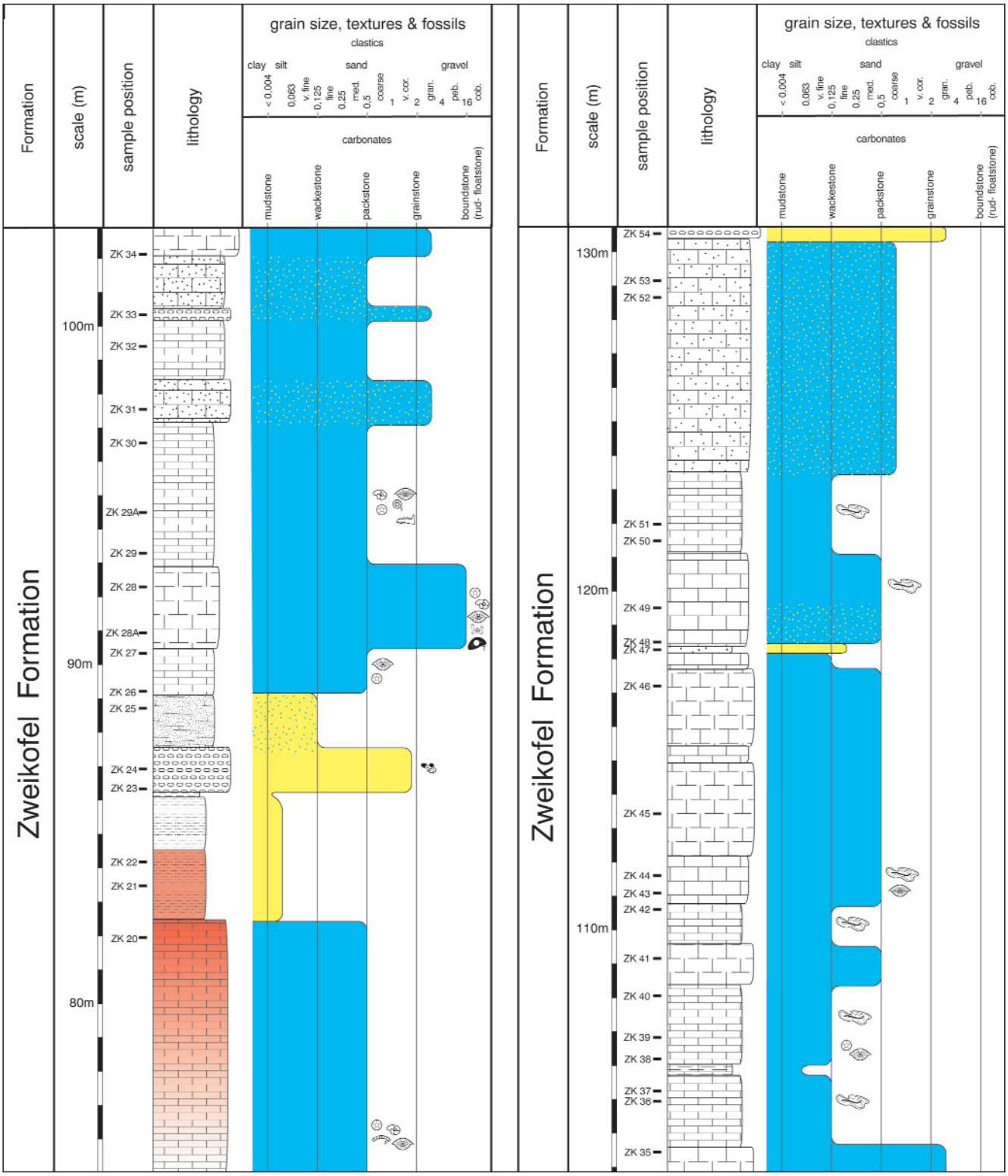


Abb. 36.
Der obere Teil der Grenzland-Formation und der untere Teil der Zweikofel-Formation am Westhang des Zweikofels (nach KRAINER, unveröffentlicht).
Upper part of Grenzland Formation and lower part of Zweikofel Formation at the western flank of Zweikofel (from KRAINER, unpublished).

Allgemeines

Die Mächtigkeitsangaben (zwischen 60 und 120 m) sind unsicher, da kein Gesamtprofil der Grenzland-Formation existiert. Längere Profilabschnitte sind entlang der Rattendorfer Schneid (unterer Teil) sowie im unteren Teil des Westhangs am Zweikofel-Massiv (Abb. 36) und oberhalb der Rudnigalm (Abb. 34; oberer Teil mit Übergang in die Zweikofel-Formation) aufgeschlossen. Die Basis der Grenzland-Formation ist an der Höhe 1997 m südlich des Schulterkofels (Abb. 32) und entlang des Fußweges von der Rattendorfer Alm zum Sattel auf etwa 1930 m aufgeschlossen.

Lithologie

Die Grenzland-Formation ist in ihrem unteren Teil vorwiegend klastisch ausgebildet, Sandsteine und Schiefer dominieren. Konglomerate sind seltener und meist geringmächtiger als in der Auernig-Formation (Abb. 34).

Charakteristisch sind die eingeschalteten onkolithischen Kalke (Abb. 33, 35 ,37) mit groß-kugeligen Fusuliniden (*Sphaeroschwagerina, Pseudoschwagerina, Paraschwagerina*).

Die Konglomerate sind quarzreich, matrix- bis komponentengestützt und weisen manchmal eine erosive Basis auf. Gelegentlich sind feinsandige Partien eingeschaltet. Die Matrix ist in der Regel rot gefärbt. Eine sehr grobe Bankung ist festzustellen.

Eine horizontbeständige Konglomeratlage trennt die Grenzland-Formation von der hangenden Zweikofel-Formation.

Die sehr mächtigen Kalksandsteinfolgen führen teilweise große Quarzkörner. Vier Typen können unterschieden werden:

a) Braune Kalksandsteine, glimmerreich und bioturbat; ohne große Quarzkörner.

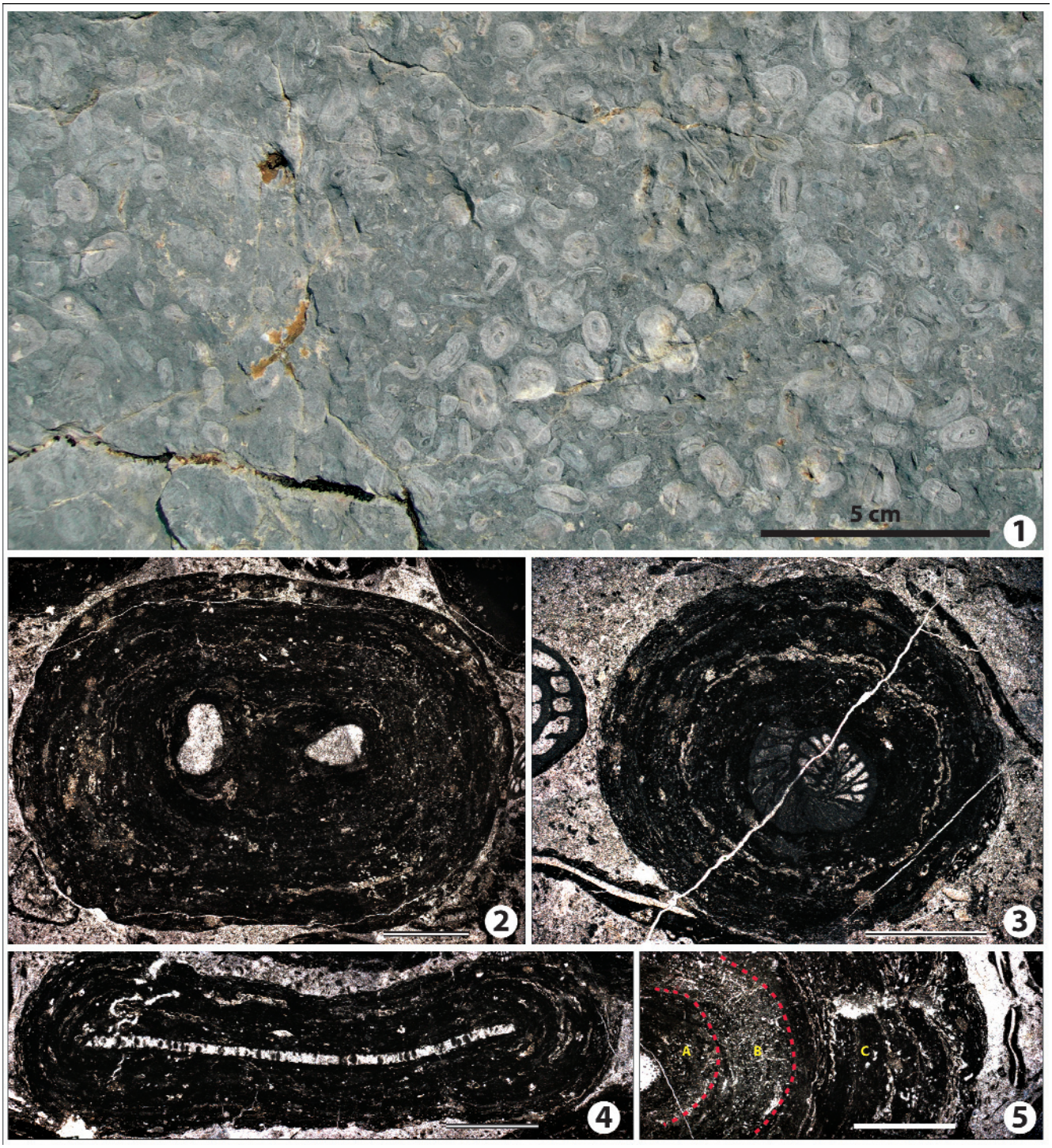


Abb. 37.
Onkoide der Grenzland Formation (E. SAMANKASSOU, unveröffentlicht).
1) Die rund-ovale Form der Onkoide ist wesentlich vom Kern abhängig.
2) Zwei kleine Onkoide mit jeweils einem Kern bilden ein grösseres Onkoid.
3) Fusulinid als Kern.
4) Algenbruchstück als Kern.
5) Mehrphasiges Wachstum der Onkoidschale (Lagen A, B, und C).
Balken in 2 bis 5 ist 0,2 mm lang.

Oncoids from the Grenzland Formation (E. SAMANKASSOU, unpublished).
1) The round to oval oncoid form is intimately linked to the nucleus.
2) Two smaller oncoids with a respective nucleus forming a larger oncoid.
3) Fusulinid as nucleus.
4) Algal fragment as nucleus.
5) Multiphase growth of the oncoid (layers A, B, and C).
Scale bar for 2 through 5 is 0.2 mm.

b) Kalksandsteine mit großen Quarzkörnern (Durchmesser bis 1 cm), wobei die gerundeten Quarzkörner sich häufig am Top der Feinsandsteinbänke befinden.
c) Kalksandsteine mit großen Quarzkörnern und Verkarstungsstrukturen, wobei am Top der Karsterscheinungen Lösungsbrekzien vorkommen. Die Karststrukturen sind meist mit roten Sedimenten ausgefüllt. Foraminiferen und Gastropoden kommen vor. Der Karbonatanteil ist hierbei höher. Darauf ist vermutlich die Verkarstung zurückzuführen.
d) Braune bis hellgraue fleckige, sehr feste Kalksandsteine. Ob es sich bei den hellen Flecken um Bioturbation handelt, ist unklar.

Die Siltsteine sind hellbraun oder dunkelgrau bis dunkelgrün, glimmerreich und zeigen Bioturbation. Quarzkörner (vor allem in den hellbraunen Siltsteinen) und Pflanzenreste (besonders in den dunklen Siltsteinen) kommen vor und beeinflussen den Farbeindruck. Schrägschichtung, Entlastungsmarken und Spurenfossilien (in erster Linie *Skolithos* und *Zoophycus*) sind verbreitet zu beobachten, z.B. an der Rattendorfer Schneid und am Rudnigsattel.

Kalksteine spielen eine untergeordnete Rolle in der Grenzland-Formation. Die Kalke sind auffallend rot gefärbt und stark von Verkarstungen durchsetzt. Lösungserscheinungen und Brekziierung sind häufig. Im Gelände fallen Onkoide (Abb. 37; E. SAMANKASSOU, unveröff.), Fusuliniden, phylloide Algen und einige Crinoidenreste auf. Phylloide Algen bilden ein moundähnliches Gefüge aus boundstone.

Die Onkoide erreichen eine Länge bis zu 2 cm und weisen oft ein Verhältnis Länge : Breite von 3 : 1 auf. Dieses scheint allerdings eher vom Kern abhängig zu sein (siehe Diskussion der Onkoidform in FLÜGEL [1982]), da z.B. die Onkoide aus der Typus-Lokalität an der Rattendorfer Schneid rund-oval sind (Abb. 37).

In den Profilen am Zweikofel sind ca. 2 m mächtige, rot und gelb-grün gefärbte Bodenhorizonte gut erhalten (Abb. 39). Sie sind stark verwühlt, dicht verflochtene Röhren verleihen dieser Lage eine eigenartige Struktur, die an Wurmröhren erinnert. Es handelt sich um Pflanzenwurzeln.

Verbreitung

Die vorwiegend klastisch entwickelte Grenzland-Formation bildet die weichen, fließenden Hänge südwestlich der Rattendorfer Alm (Rattendorfer Schneid und Lanzenboden) und oberhalb der Rudnigalm. Weiters finden sich die Gesteine der Grenzland-Formation in den Großhanggleitungen des Schlanitzen und der Reppwand als disloziierte Schollen.

Zeitliche Äquivalente der Grenzland-Formation mit vorwiegend karbonatischer Entwicklung sind in den Sükarawanken (Dovžanova Soteska bei Tržič) ausgebildet und erreichen dort eine Mächtigkeit von mehr als 300 m.

Vermutlich ebenfalls der Grenzland-Formation zuzuordnen sind die klastischen Sedimente an der Basis der Col-Mezzodi-Kalke bei Forni Avoltri, die häufig als Auernig-Formation gedeutet werden (CASSINIS et al., 1998). Hierfür spricht das Auftreten von Rugosofusulinen aus der Gruppe der *R. likana*, die auch in den Profilen der Südkarawanken häufig ist.

Alter

Die Alterseinstufung basiert im Wesentlichen auf den Fusuliniden und seltenen Pflanzenfunden (FRITZ et al., 1990; FRITZ & KRAINER, 2004).

Im unteren Teil der Grenzland-Formation treten neben den bereits genannten Arten weitere Verteter von Pseudoschwagerinen (*„Ps." aequalis, „Ps." confinii*) auf (KAHLER & KAHLER, 1937), die generell auf Asselium hindeuten. Es fehlen jedoch detaillierte Untersuchungen zur Gesamtfauna, um eine genauere Aussage zu machen.

Die oberen Anteile der Grenzland-Formation sind hingegen detailliert beprobt (FORKE, 2002) und enthalten eine diverse Fauna. Paraschwagerinen (aus der Gruppe der *P. nitida*) sowie frühe Vertreter von *Zellia* und *Robustoschwagerina* deuten auf Sakmarium hin (Abb. 35).

Es fällt auf, dass die Grenzland-Formation im Vergleich zur ebenfalls klastisch dominierten Auernig-Formation durch eine wesentlich geringere Mächtigkeit gekennzeichnet ist, obwohl die zur Verfügung stehende Zeit größer ist. Eine geringe Subsidenzrate sowie längere Sedimentationsunterbrechungen können angenommen werden, die bisher jedoch sedimentologisch noch nicht nachgewiesen wurden.

Faziesinterpretation

Veränderungen der Schwermineralassoziationen im Typusprofil entlang der Rattendorfer Schneid (TIETZ, 1974) dokumentieren in der Zeit wechselnde (magmatische und metamorphe) Liefer- und Abtragungsgebiete.

Auf Grund von mikrofaziellen Untersuchungen der Kalkeinschaltungen kam FLÜGEL (1975) zu dem Ergebnis, dass es sich um Flachwassersedimente des Küstenbereichs mit rasch wechselnden Strömungsverhältnissen handelt. BOECKELMANN (1985) nahm für die Kalke ebenfalls höherenergetische Verhältnisse im Inter- bis Subtidal an.

FORKE (2002) wies auf die ausgeprägte Zyklizität der Sedimente im Bereich Rudnig Alm – Trogkar hin, mit einer basalen, klastischen Abfolge von Konglomeraten, Sand- bzw. Siltsteinen, gefolgt von siliziklastisch beeinflusstem bioklastischem pack- bis grainstone (häufig mit Ooiden), der nach oben in wackestone (mit phylloiden Algen und/oder *Ramovsia*) sowie in einigen Fällen in Onkoidkalke am Top übergeht. Die Abfolge wurde als Ablagerungen des Innenschelfs mit einem Wechsel von hochenergetischen und niedrigenergetischen, geschützten Bereichen interpretiert. Die Onkoidkalke weisen auf teilweise offen marine Bedingungen hin.

Dass es während Meeresspiegeltiefständen zeitweilig zu subaerischer Exposition kam, belegen Bodenhorizonte am Zweikofel mit Wurzelspuren und Caliche-Horizonten.

4.9. Zweikofel-Formation (27–30)

Ersterwähnung

KRAINER, K. (1995a): Kurzer Bericht über sedimentologisch-stratigraphische Untersuchungen im Jungpaläozoikum (Auernig und Rattendorfer Schichtgruppe) der Karnischen Alpen. – Jb. Geol. B.-A., **138**/4, S. 689, 687–690, Wien.

Allgemeines

Analog zur Schulterkofel-Formation („Unterer Pseudoschwagerinenkalk") wurde der „Obere Peudoschwagerinenkalk" in Zweikofel-Formation umbenannt (KRAINER, 1995a).

Ursprünglich wurde von HERITSCH et al. (1934) das Profil am Zottachkopf als Typusprofil ausgewählt. Dort ist allerdings weniger als die Hälfte des Gesamtprofils (etwa 60–70 m) aufgeschlossen, insbesondere die Basis der Zweikofel-Formation fehlt. Vollständige Profile befinden sich hingegen im Westabhang des Zweikofel-Massivs und in der Garnitzenklamm (Abb. 36, 38, 39, 42).

Lithologie, Verbreitung

Die Zweikofel-Formation hat ihr Hauptverbreitungsgebiet im Trogkofel-Zweikofel-Massiv und als Unterlage der oberpermisch-mitteltriadischen Abfolge am Gartnerkofel. Sie erreicht mit Schwankungen eine maximale Mächtigkeit von etwa 135 m.

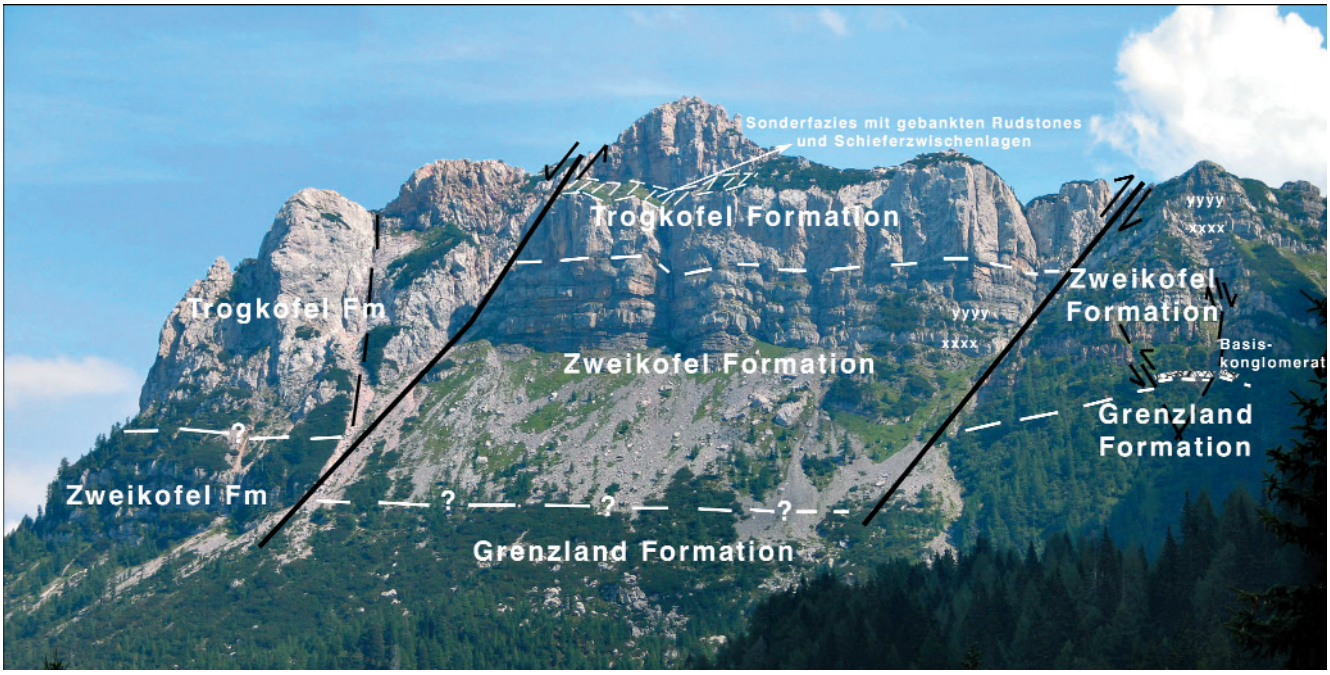


Abb. 38.
Die Schichtfolge an der Zweikofel-Westflanke.
The succession on the western flank of Zweikofel.

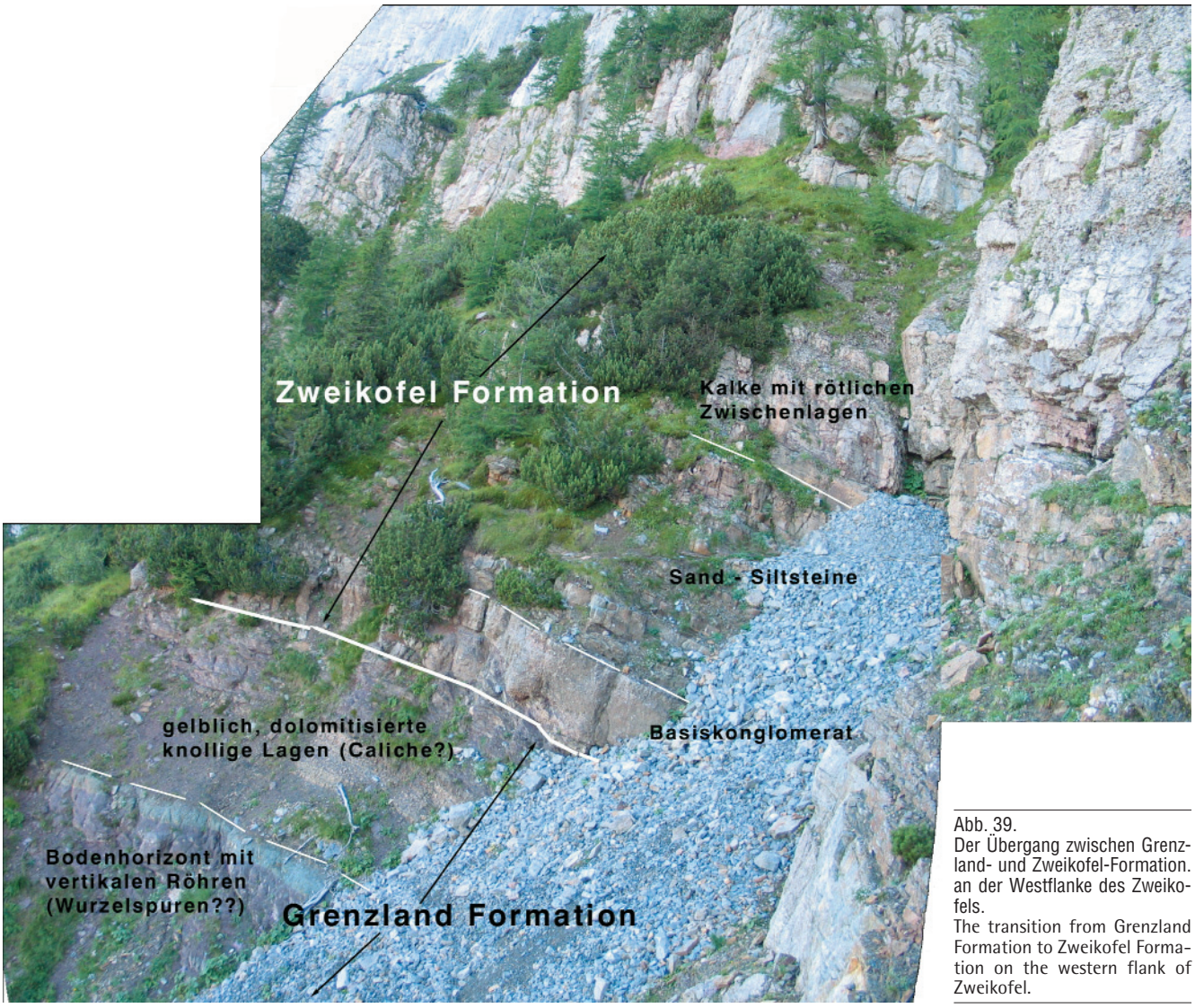


Abb. 39.
Der Übergang zwischen Grenzland- und Zweikofel-Formation. an der Westflanke des Zweikofels.
The transition from Grenzland Formation to Zweikofel Formation on the western flank of Zweikofel.

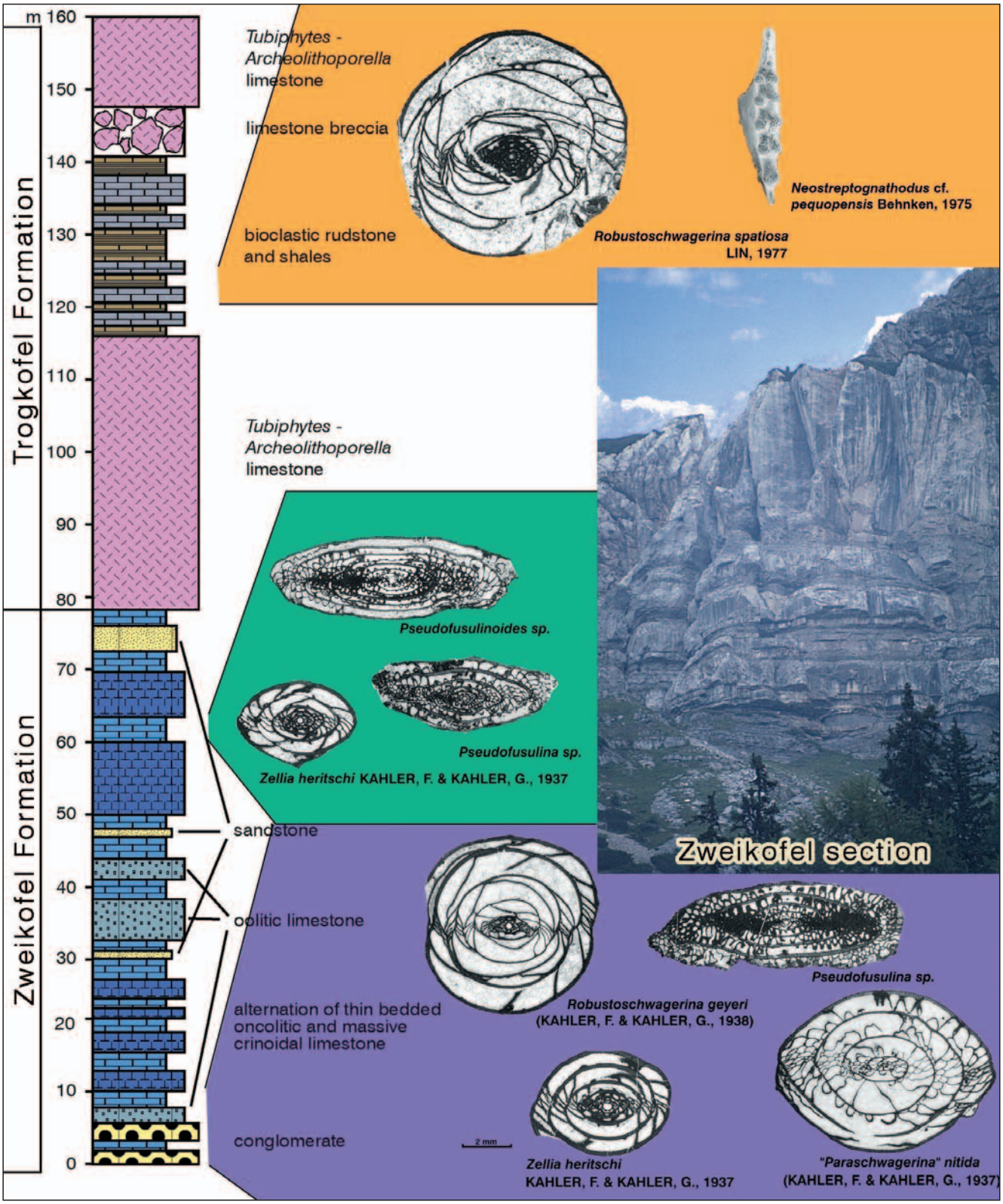


Abb. 40.
Lithologie und Fusulinden-Conodontenfauna der Zweikofel-Formation am Zweikofel (2059 m; nach FORKE [2000]).
Lithology and fusulinodean/condont fauna of the Zweikofel Formation at Zweikofel peak (2059 m; from FORKE [2000]).

In KRAINER (1995a) ist eine maximale Mächtigkeit von 175 m angegeben, da auch die gebankten Kalke mit schiefrigen Zwischenlagen (einschließlich der darunterliegenden massigen Kalke) der Zweikofel-Formation zugerechnet wurden. Auf Grund von mikrofaziellen Untersuchungen bestehen diese Einheiten aber bereits vorwiegend aus Tubiphytes/Archaeolithoporella/Zement-Assoziationen, wie sie charakteristisch für den Trogkofel-Kalk sind.

Neben den häufig beschriebenen Abfolgen von gebankten, dunklen Kalken mit Onkoiden und Algen-Foraminiferenkalken (FLÜGEL, 1975), wie sie am Zottachkopfprofil auftreten, können weitere, mikrofaziell sehr unterschiedliche Kalke in der Zweikofel-Formation auftreten. Im Zweikofelgebiet, im Trogkar und im Garnitzenbach finden sich kleine, aber meist hochdiverse Mounds (FORKE, 1995; SAMANKASSOU, 2003) in den tieferen Anteilen der Zwei-

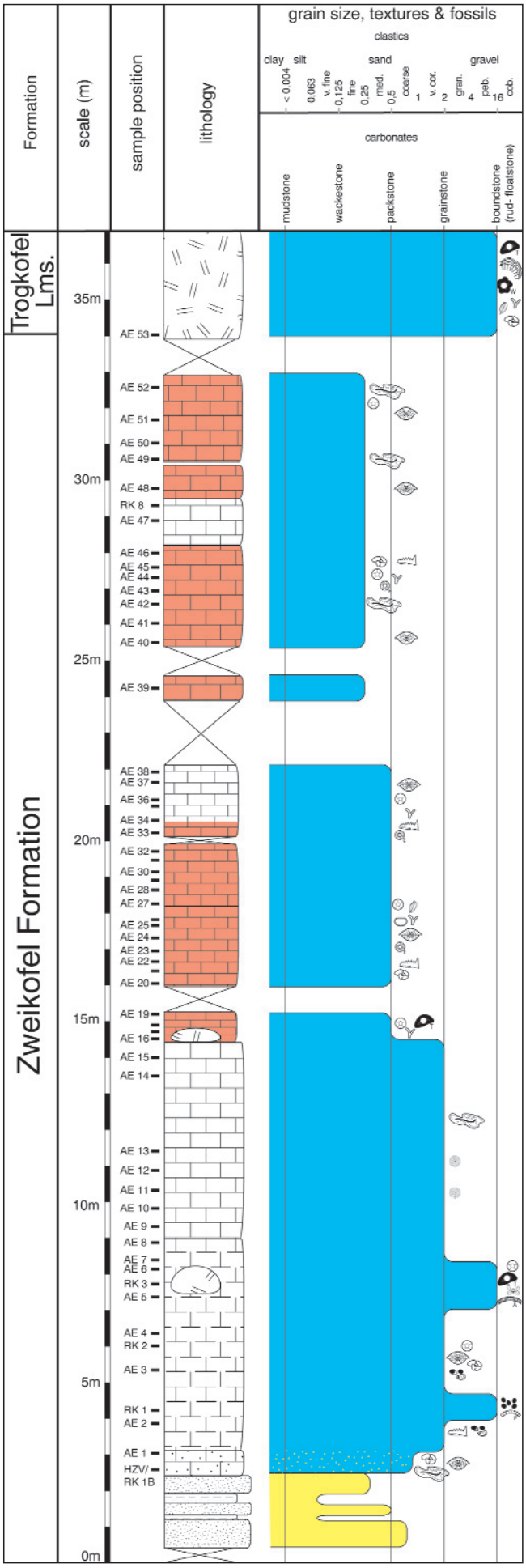


Abb. 41.
Profil der Zweikofel-Formation im Trogkar mit hier verbreiteten „Rotkalken“ (verändert nach FORKE [1995]; SAMANKASSOU [1997]).
The Zweikofel Formation in the "Trogkar" with intercalations of reddish limestones (modified from FORKE [1995]; SAMANKASSOU [1997]).

kofel-Formation (Abb. 35). Heller, massiger grainstone, dunkle Ooidkalke und rote, bioklastische Kalke repräsentieren den unteren Teil der Zweikofel-Formation (Abb. 41) im Trogkar (FORKE, 1995). Im Zweikofel-Trogkofel-Massiv sind ebenfalls rötliche, flaserige Kalke im unteren Teil entwickelt (Abb. 39, 41), zudem ist nach Norden ein zunehmend siliziklastischer Einfluss festzustellen mit häufigen Einstreuungen von karbonatisch gebundenen Quarzgeröllen und Sandsteinlagen.

Im unteren Teil der Reppwand ist im Liegenden des Trogkofel-Kalkes ebenfalls heller, massiger grainstone ausgebildet, der lateral in die „Normalentwicklung“ von gebankten dunklen Kalken übergeht. Örtlich können sich in diese Folge auch geringmächtige Schiefer einlagern bzw. auch Spalten, die mit dem Rotsediment der Gröden-Formation verfüllt sind (SCHÖNLAUB, 1987). Diese Fazies an der Reppwand ist bisher nicht näher untersucht worden.

Die Grenze zum überlagernden Trogkofel -Kalk ist durch den Wechsel von dunklen, gebankten Kalken mit Algen und Onkoiden zu hellen, massigen Kalken mit *Tubiphytes* gekennzeichnet (FLÜGEL, 1971). An einigen Stellen (z.B. Südhang des Trogkofels) ist der Wechsel jedoch nicht scharf, da über der lithologischen Grenze mit massigen Kalken erneut eine mehrere Meter mächtige Einheit von dunklen, gebankten Kalken auftritt (Abb. 42).

Alter

Die Fusuliniden der Zweikofel-Formation waren auf Grund ihres Reichtums an groß-kugeligen Formen bereits früh durch KAHLER & KAHLER (1937, 1938) untersucht worden und die Gesamtfauna wurde in den vergangenen Jahren intensiv neu bearbeitet (FORKE, 1994, 2002). Durch Conodontenfunde konnte die Korrelation, insbesondere mit den Typusprofilen im Südural, deutlich verbessert werden.

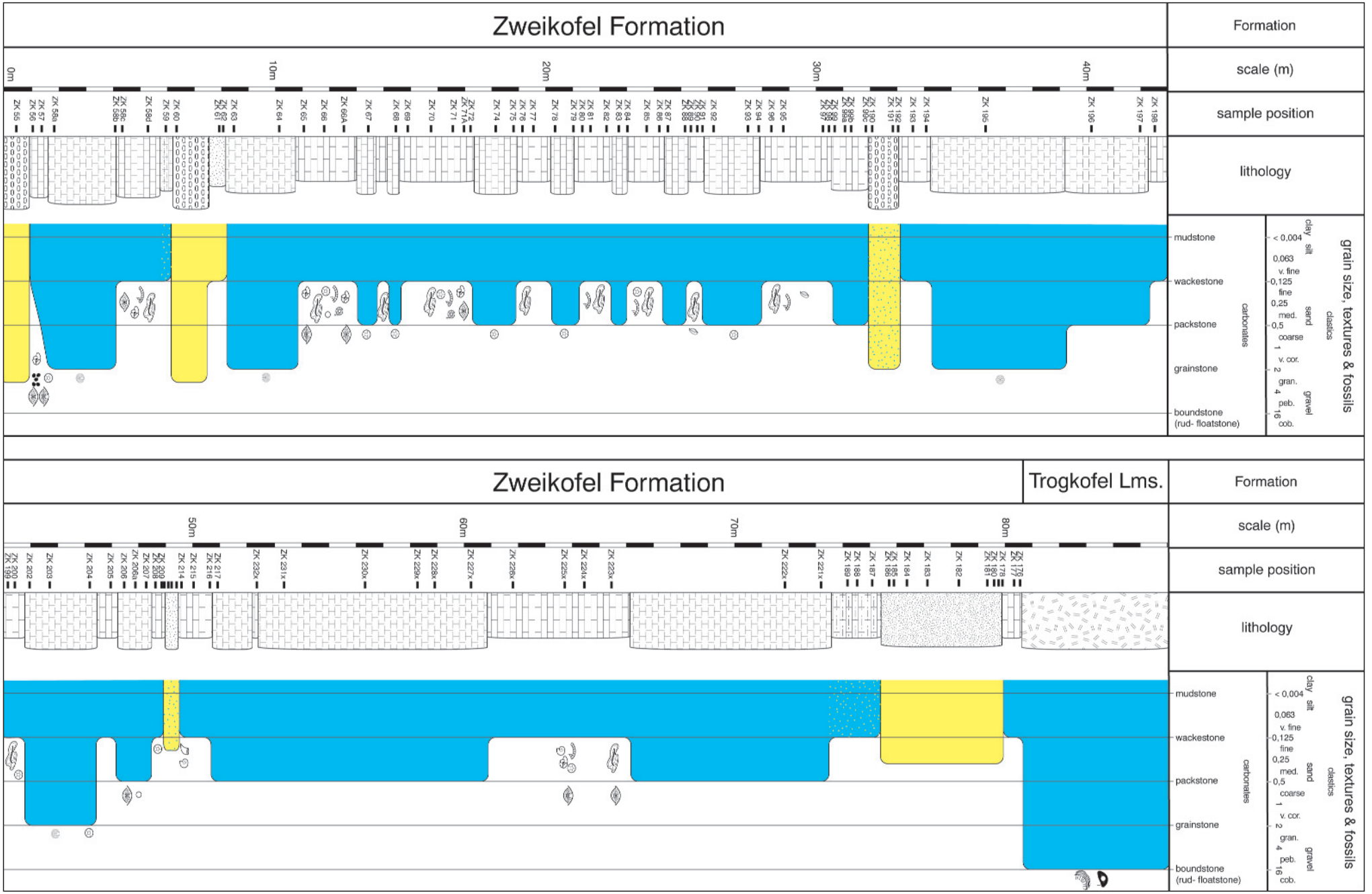
Von KAHLER (1986) noch als oberes Asselium angesehen, konnten Neufunde (inbesondere von Conodonten) zeigen, dass es sich bei der Zweikofel-Formation um oberes Sakmarium – unteres Artinskium*) handelt. Die auftretende Fauna (Abb. 35, 40) mit *Robustoschwagerina, Zellia, Paraschwagerina* (Verteter der *P.-nitida*-Gruppe; Abb. 35, 40) ist u.a. in vielen Flachwasserablagerungen des Mittelmeerraumes (Kroatien, Griechenland, Türkei) verbreitet und kann über den Iran bis nach Zentralasien verfolgt werden.

Faziesinterpretation

Siliziklastika treten in der Zweikofel-Formation stark zurück. Es entwickelt sich eine komplex gegliederte Karbonatplattform mit einem Wechsel aus hochenergetischen Ooidbarren (Bereich Zweikofel) und onkolithischen Kalk-

*) Eine exakte Korrelation ist unter anderem auch deshalb nicht möglich, weil die Stufengrenzen des Unterperms (Sakmarium, Artinskium, Kungurium) bisher nicht endgültig definiert sind. Für die Basis des Artinskium wird das Auftreten von *Sweetognathus whitei* derzeit favorisiert (CHUVASHOV et al., 2002). Allerdings ist über die frühen Vertreter dieser Gattung bisher nur wenig bekannt.

Abb. 42.
Oberer Teil der Zweikofel-Formation am Zweikofel (verändert nach KRAINER, unveröff.).
Upper part of Zweikofel Formation at Zweikofel (modified from KRAINER, unpubl.).


Zweikofel Formation
Formation
scale (m)
sample position
lithology
0m
10m
20m
30m
40m
ZK 55
ZK 56
ZK 57
ZK 58a
ZK 58b
ZK 58c
ZK 58d
ZK 59
ZK 60
ZK 61
ZK 63
ZK 64
ZK 65
ZK 66
ZK 66A
ZK 67
ZK 68
ZK 69
ZK 70
ZK 71
ZK 71A
ZK 72
ZK 74
ZK 75
ZK 76
ZK 77
ZK 78
ZK 79
ZK 80
ZK 81
ZK 82
ZK 83
ZK 84
ZK 85
ZK 86
ZK 87
ZK 88
ZK 88a
ZK 88b
ZK 88c
ZK 89
ZK 89a
ZK 89b
ZK 89c
ZK 90
ZK 91
ZK 92
ZK 93
ZK 94
ZK 96
ZK 95
ZK 97
ZK 98
ZK 98a
ZK 98b
ZK 98c
ZK 190
ZK 191
ZK 192
ZK 193
ZK 194
ZK 195
ZK 196
ZK 197
ZK 198
mudstone
wackestone
packstone
grainstone
boundstone
(rud- floatstone)
carbonates
grain size, textures & fossils
clastics
clay
silt
sand
gravel
< 0,004
0,063
v. fine
0,125
fine
0,25
med.
0,5
coarse
1
v. cor.
2
gran.
4
peb.
16
cob.
Zweikofel Formation
Trogkofel Lms.
Formation
scale (m)
sample position
lithology
50m
60m
70m
80m
ZK 199
ZK 200
ZK 202
ZK 203
ZK 204
ZK 205
ZK 206
ZK 206a
ZK 207
ZK 208
ZK 209
ZK 214
ZK 215
ZK 216
ZK 217
ZK 232x
ZK 231x
ZK 230x
ZK 229x
ZK 228x
ZK 227x
ZK 226x
ZK 225x
ZK 224x
ZK 223x
ZK 222x
ZK 221x
ZK 189
ZK 188
ZK 187
ZK 186
ZK 185
ZK 184
ZK 183
ZK 182
ZK 181
ZK 180
ZK 178
ZK 177
ZK 176
mudstone
wackestone
packstone
grainstone
boundstone
(rud- floatstone)
carbonates
grain size, textures & fossils
clastics
clay
silt
sand
gravel
< 0,004
0,063
v. fine
0,125
fine
0,25
med.
0,5
coarse
1
v. cor.
2
gran.
4
peb.
16
cob.

bänken (Zottachkopf). Im Bereich der Troghöhe treten kleinere Mounds mit komplexen Fossilassoziationen auf. Beide Bereiche deuten daher auf offen-marine, subtidale Bedingungen hin. Aus dem Profil in der Garnitzenklamm sind phylloide Algenmounds bekannt.

An einigen Stellen ist eine subaerische Exposition, zum Teil mit intensiver Bodenbildung, bekannt, so z.B. an der Basis der Zweikofel-Formation im Zweikofel-Trogkofelmassiv und im Bereich der Troghöhe.

Im Unterschied zur Auernig-Formation (mit Einschränkungen auf Grund der begrenzten lateralen Ausdehnung) und zur Schulterkofel-Formation treten in der Zweikofel-Formation starke laterale Faziesunterschiede auf. Dies ähnelt der Schelfkonfiguration der Grenzland-Formation.

4.10. Trogkofel-Kalk (26)

Ersterwähnung

GEYER, G. (1898): Über neue Funde von Triasfossilien im Bereich des Diploporenkalk- und Dolomitzuges nördlich von Pontafel. – Verh. Geol. Reichsanstalt, S. 252, Wien.

Lithologie, Verbreitung

Der Trogkofel-Kalk hat seine flächenmäßig größte Verbreitung im Trogkofel-Zweikofel-Gebiet. Weitere Vorkommen finden sich an der Reppwand und im Garnitzengraben. Die Mächtigkeitsangaben schwanken stark, am Trogkofel können sie bis zu 400 m betragen, im Garnitzengraben und an der Reppwand nur 200–300 m.

Der Trogkofel-Kalk besteht überwiegend aus massigen, hellen, gelegentlich schwach rötlichen Kalken, die in einigen Partien ein brekziöses Gefüge aufweisen können. Die Hauptbestandteile der Kalke sind *Archaeolithoporella*/Zementkrusten, *Tubiphytes* und seltener Schwämme, die ein boundstone-Gefüge mit internen, „stromatactoiden" Hohlräumen bilden.

In der Matrix tritt häufig peloidaler Mikrit auf (vermutlich mikrobieller Herkunft). Der Zementanteil (meist mehrere Generationen) ist stellenweise sehr hoch. Der Grad der Dolomitisierung variiert von isolierten Dolomitrhomboedern bis hin zur vollständigen Dolomitisierung des Ausgangsgesteins.

Synsedimentäre Brekzien mit dm- bis m-großen Blöcken treten am Gipfel des Zweikofels und an der Höhe 2004 m auf und stellen wahrscheinlich Hangbrekzien dar.

Am Trogkofel selbst (oberer Teil des Überlacher Weges) treten an einigen Stellen undeutlich gebankte Partien mit gut erhaltenen, nicht dolomitisierten Kalken auf. Dabei handelt es sich um wacke- bis packstone mit Dasycladaceen (mit *Connexia carniapulchra*), Fusuliniden sind an vielen Stellen fleckenhaft im Sediment verteilt.

Unterhalb des Zweikofelgipfels ist eine Sonderfazies mit gebankten Kalken (rudstone mit Klasten von *Tubiphytes*/*Archaeolithoporella*/Zement und seltener Bioklasten) entwickelt, die von schiefrigen Zwischenlagen unterbrochen werden (Abb. 38).

Alter

Für die biostratigraphische Einstufung des Trogkofel-Kalkes wurden vielfach Fossilien vermeintlich altersgleicher Sedimente aus anderen Gebieten herangezogen (HERITSCH, 1938; RAMOVŠ, 1963, 1968; KAHLER, 1980), da der Trogkofel-Kalk s. str. (*Tubiphytes-Archaeolithoporella*-Zement-Riffkalk) nur sehr wenige biostratigraphische Anhaltspunkte lieferte. Der Großteil dieser Fossilien stammt jedoch nicht aus zeitlichen Äquivalenten des Trogkofel-Kal-



Abb. 43.
Blick vom Anstieg zum Roßkofel nach Norden auf Trogkofel und Zweikofel (rechter Bildrand).
View from Roßkofel in northern direction to Trogkofel and Zweikofel mountains.

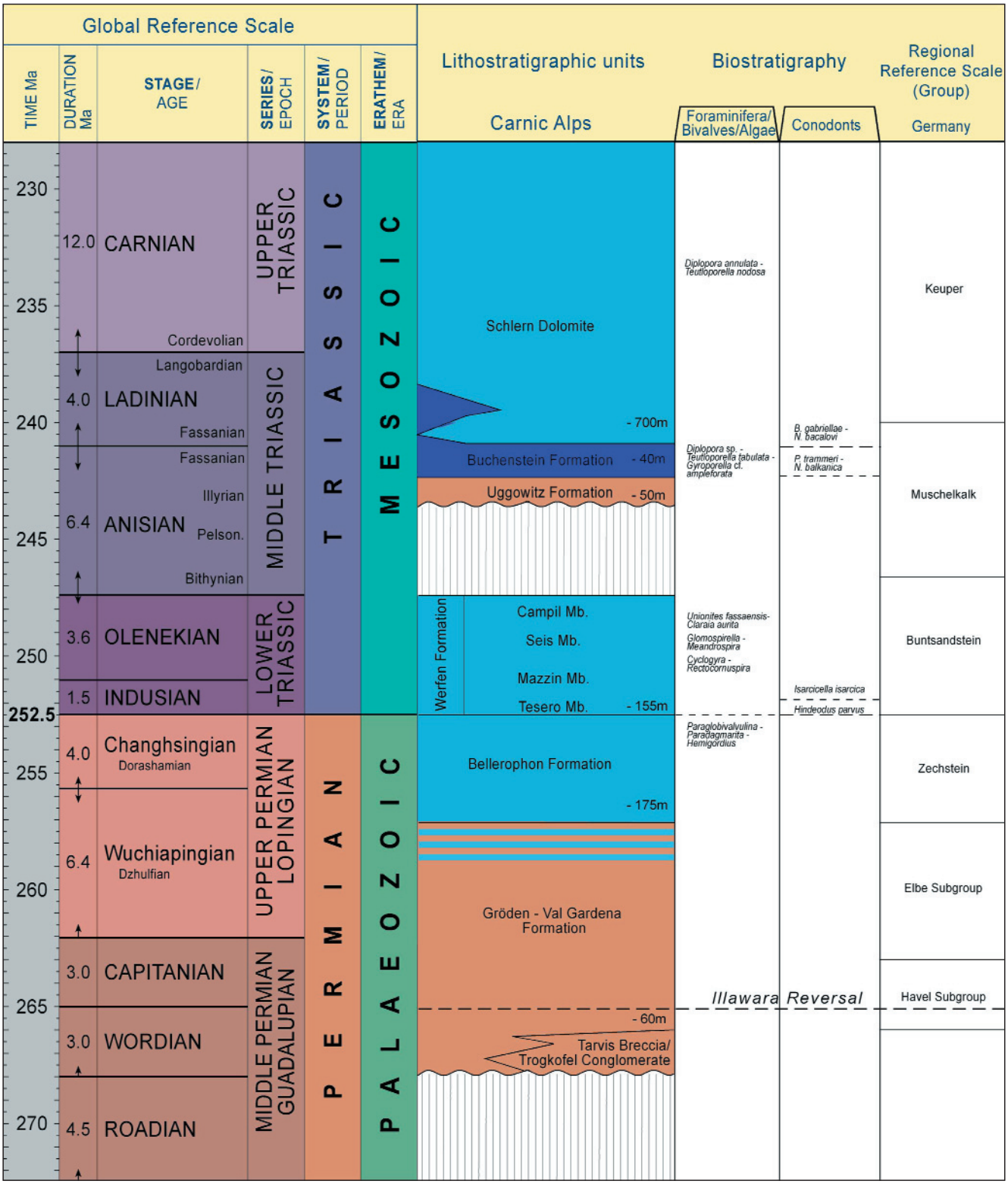


Abb. 44.
Litho-, Bio- und Chronostratigraphie der post-variszischen Ablagerungen (Mittelperm–Obertrias) der Karnischen Alpen im Vergleich mit der mitteleuropäischen Gliederung.
Litho-, bio- and chronostratigraphy of the post-Variscan sequences (Middle Permian to Upper Triassic) of the Carnic Alps and central Europe.

kes, sondern aus (zumeist älteren) Ablagerungen (Zweikofel-Formation, Dovžanova-soteska-Formation) (BUSER & FORKE, 1996; FORKE, 2002). Bedingt durch den Mangel an biostratigraphisch verwertbaren Fossilien, wurde das Alter des Trogkofel-Kalkes oft nur von der Superposition im Hangenden der Zweikofel-Formation abgeleitet.

Kalke aus dem Trogkofelmassiv enthalten eine, weitgehend durch die Fazies kontrollierte, geringdiverse Fusulinidenfauna („*Pseudofusulina*“ ex gr. *fusiformis, Biwaella* aff. *americana*), die auf ein höheres Unterperm (Sakmarium-Artinskium) hindeuten. Genauere Aussagen lieferten die Fossilien aus der Sonderfazies am Zweikofel (*Neostreptognathodus* cf. *pequopensis, Robustoschwagerina spatiosa*), die ein oberes Artinskium-Alter nahelegen.

Als laterales Äquivalent der Trogkofel-Kalke kann der von der Tarviser Brekzie überlagerte Goggauer Kalk ange-

sehen werden, der neben dem Typusgebiet (an der alten Straße von Tarvis nach Goggau) auch im slowenischen Anteil der Westkarawanken weit verbreitet ist. Die darin enthaltene hochdiverse Fusulinidenfauna (*Mesoschubertella, Pamirina, Minojapanella, Darvasella, Darvasites, Chalaroschwagerina, Chusenella*) kann ebenfalls mit dem höheren Artinskium (bzw. dem Yachtash der Tethysgliederung) korreliert werden.

Nicht vollständig geklärt sind die Beziehungen zum Treßdorf-Kalk. Dieser nur als kleiner Erosionsrest erhaltene Brekzienkalk besteht aus einer polymikten Stylobrekzie, wobei die Klasten vermutlich aus dem Trogkofel-Kalk und aus der Zweikofel-Formation stammen. Dafür sprechen zum einen die auftretenden Fusuliniden (die in KAHLER, 1980 fälschlicherweise als „*Pseudofusulina* cf. *lutugini*" bestimmte Art ist identisch mit der in der Zweikofel-Formation vorkommenden „*Pseudofusulina*" sp. 3), zum anderen die häufigen Ooidkalke (HOMANN, 1969; FLÜGEL, 1968).

Faziesinterpretation

Der Trogkofel-Kalk wurde von FLÜGEL (1981) allgemein als Schelfrandriff gedeutet. Bisher sind die räumlichen und faziellen Beziehungen nicht im Detail bearbeitet.

Auf Grund der beschriebenen lithofaziellen Unterschiede muss davon ausgegangen werden, dass es sich bei den Trogkofelkalken um einen komplex gegliederten Riffbereich mit Plattformsedimenten (Dasycladaceen-Fusuliniden-Kalke), mikrobiellem boundstone des Plattformrandes (bzw. des oberen Hangbereichs) sowie teilweise auch um Hangbrekzien handelt. Bei den Ruditen am Zweikofel könnte es sich um lokale Beckensedimente handeln. Bisher fehlen eingehende Untersuchungen, die eine räumliche und stratigraphische Rekonstruktion erlauben. Die Ähnlichkeiten der Faziestypen mit denen anderer, gut gegliederter jungpaläozoischer Karbonatplattformsysteme (z.B. in Nordspanien [BAHAMONDE et al., 2000]) ist auffallend. Letztere bilden ausgedehnte Plattformen mit ausgeprägten Plattformrändern und weisen Hang- und Beckensedimente auf; daraus können ähnliche Geometrien für den Trogkofel-Komplex angenommen werden.

4.11. Gröden-(Val-Gardena-)Formation (22)

Ersterwähnung

RICHTHOFEN, F. von, (1860): Geognostische Beschreibung der Umgebung von Predazzo, Sankt Cassian und der Seisser Alpe in Süd-Tyrol. – S. 47,. 327 S., Gotha.

Allgemeines

Innerhalb der vielfältigen paläozoischen Gesteinsgesellschaft der Karnischen Alpen ist die Gröden-Formation auf Grund ihrer rotvioletten Färbung eines der auch für Laien am meisten auffallenden Schichtglieder. Einem horizontalen Band ähnlich, streicht die Gröden-Formation aus dem Typusgebiet in Südtirol kommend, beiderseits des Gailtals in einer mittleren Höhenlage nach Osten.

Während die mehrheitlich als kontinentale Ablagerungen gedeutete Gröden-Formation in den Lienzer Dolomiten und Gailtaler Alpen entweder direkt oder örtlich mit der Zwischenschaltung durch die Laas-Formation (Umgebung von Kötschach-Mauthen) dem mesozonal metamorphen Gailtal-Kristallin transgressiv auflagert, ist sie im Gebiet des Naßfelds einer durchgehend marinen Schichtfolge des Unter- und Oberperms konkordant eingelagert. Allerdings wird sie durch eine Schichtlücke nicht unbedeutenden Ausmaßes beiderseits der Unter-/Mittelperm-Grenze von dem darunter liegenden Trogkofel-Kalk getrennt (Abb. 44).

In den Südalpen ist weiters von Bedeutung, dass die Gröden-Formation sowohl in den westlichen als auch zentralen Karnischen Alpen entweder transgressiv auf dem Altpaläozokum liegt oder, wie im Raum um den Zollnersee und Straniger Alm, infolge Fehlens der gesamten unterpermischen Schichtfolge direkt über den Gesteinen der postvariszischen Auernig-Formation folgt. Generell gilt somit, dass die roten Klastika der Gröden-Formation diskonform über verschiedene Schichtglieder des Unterperms bis in die variszisch geprägte Unterlage übergreifen. In der Regel finden sich an ihrer Basis grobklastische Aufarbeitungsprodukte mit verschiedenen Namen wie Sexten-Kalkbrekzie/Konglomerat, Tarvis-Brekzie oder Trogkofel-Konglomerat (Abb. 50).

Diese Verhältnisse legen in den Südalpen, aber auch in den Zentralalpen den Schluss auf ein Dehnungsregime an der Unter/Mittelperm-Grenze nahe, das sich in einer intensiven bruchtektonischen Zerlegung des Ablagerungsraumes, tief reichender Erosion und einem ausgedehnten ignimbritischen Vulkanismus, nämlich dem Rhyolith-Andesit-Gestein des Bozener Quarzporphyrs manifestiert. In den Ostalpen korrespondiert dieses Ereignis anscheinend mit dem Eindringen basaltischer Schmelzen aus dem Obermantel in die Unterkruste, plutonischer und vulkanischer Aktivität sowie einer Hochtemperatur/Niederdruck-Metamorphose (SCHUSTER et al., 2001).

Damit fällt der Zeit unmittelbar vor und während der Ablagerung der Gröden-Formation eine Schlüsselrolle für die weitere geodynamische Entwicklung sowohl der Süd- als auch der Nordalpen zu.

Verbreitung

Auf dem Kartenblatt liegen die Hauptverbreitungsgebiete der Gröden-Formation im mittleren Profilabschnitt der Reppwand nordwestlich des Gartnerkofels und in der Umgebung der Kleinkordinalm (Abb. 46, 48, 49). Auf italienischem Gebiet kommt die Gröden-Formation in einem breiten Streifen vor, der östlich des Grenzsteins n-278 beginnt und nördlich der Cra. Valbertad alta über den Kordinbach, Lanzenbach und Lanzenpaß bis nahe an die Cra. Val Dolce auf der Südseite des Trogkofels reicht. Weitere kleinere, meist isolierte Vorkommen befinden sich östlich der Kühweger Alm, in der Umgebung von P. 1481 südlich des Schwarzwipfels, an der Forststraße vom Garnitzengraben zur Möderndorfer Alm sowie im Sattel zwischen den Höhen 1860 und 2004 südwestlich der Rudnigalm.

Vor allem im südlichen und westlichen Verbreitungsgebiet, lokal aber auch im Reppwandprofil beginnt die Gröden-Formation mit einer Basisbrekzie, die als Tarvis-Brekzie bezeichnet wird. Unserer Meinung nach stellen die Trogkofel-Brekzie und das Trogkofel-Konglomerat analoge Bildungen dar. Eine weitere stratigraphische oder fazielle Untergliederung ist innerhalb der Gröden-Formation nicht möglich.

Lithologie

Im Raum zwischen Naßfeld und Straniger Alm wird die Gröden-Formation als marin-klastische Ablagerung mit karbonatischen Einschaltungen beschrieben (BUGGISCH, 1978). Alle Lokalbearbeiter geben als Mächtigkeit 30 bis 60 Meter an, allerdings sind genauere Angaben nur im Reppwandprofil möglich. Weit über 100 m Mächtigkeit wird hingegen im unteren Bereich des Lanzenbaches (Cima-di-Lanza-Graben) erreicht, wo die flach liegenden Ton- und Siltsteine der Gröden-Formation die Auernig-Formation direkt überlagern.

Über der nur örtlich ausgebildeten basalen Lokalfazies aus Verwitterungsschutt werden 50–70 % der Gröden-Formation aus einer braunroten bis kirschroten, mitunter grünlichgrauen dolomitischen Wechselfolge von roten Ton- und Siltsteinen aufgebaut und der Rest von rotbraunen bis graugrünen Glimmer führenden Feinsanden in den höheren Profilabschnitten gebildet (Abb. 46). Dazu kommen in

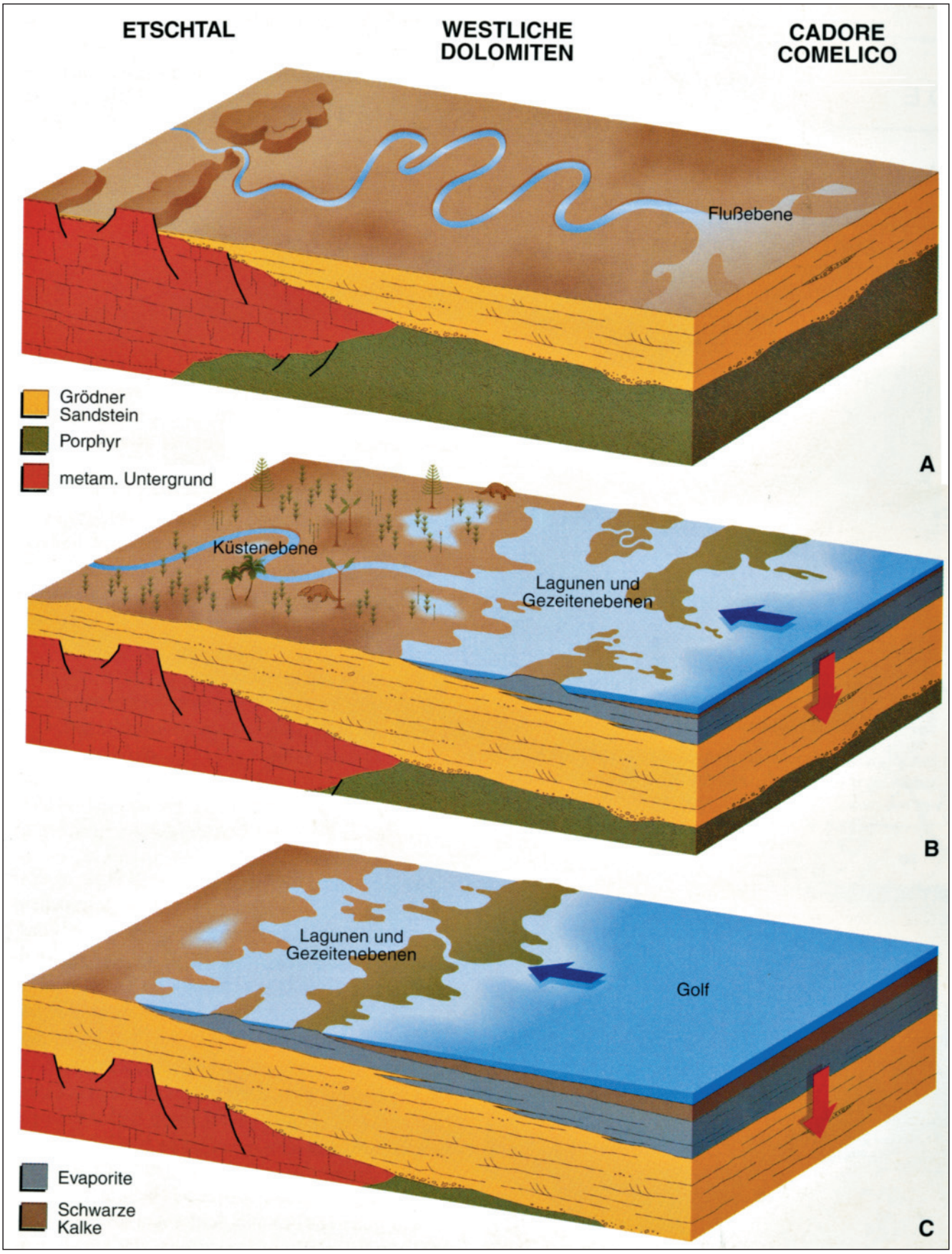


Abb. 45.
Blockbild der geologischen Entwicklung der Dolomitenregion im Mittel- und Oberperm (nach BOSELLINI [1998]).
A: zur Zeit der Ablagerung der Gröden-Formation; B,C: Entwicklung einer Lagunenlandschaft im Oberperm zur Zeit der Ablagerung der Bellerophon-Formation.
Paleogeographic sketch of the Dolomites during Middle and Upper Permian times (from BOSELLINI [1998]).
A: time of deposition of the Gröden Formation; B, C: lagoonal development during deposition of the Upper Permian Bellerophon Formation.

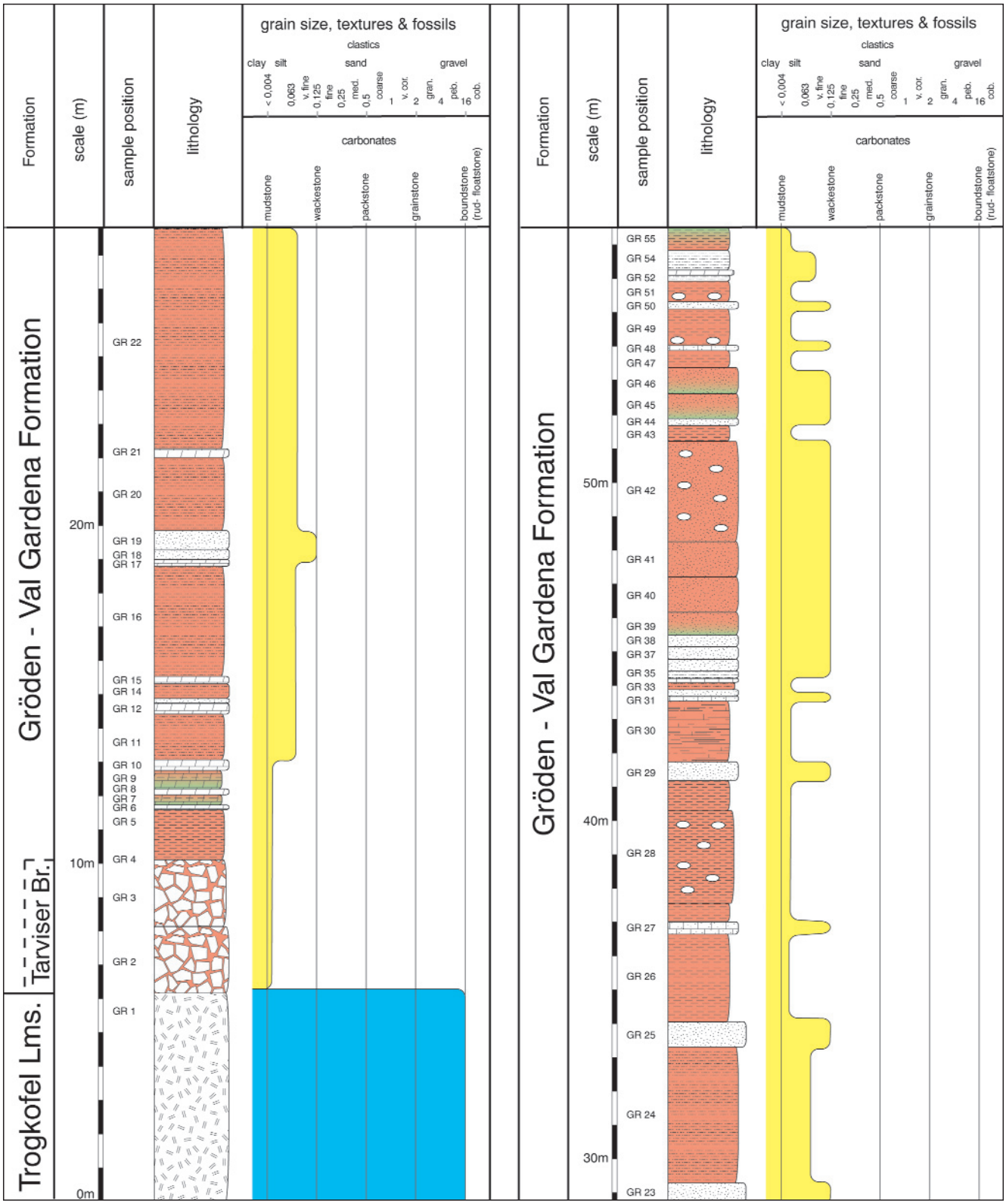


Abb. 46.
Profil der Gröden-Formation in der Reppwand nördlich des Gartnerkofels (BUGGISCH).
The Gröden Formation in the Reppwand cliff north of Gartnerkofel (courtesy of BUGGISCH).

unregelmäßigen Abständen Einschaltungen von rosa bis bräunlichgrau gefärbten, maximal 20 cm dicken Knollen von Dolomitmergeln, die wie im Profil im unteren Lanzenbach bisweilen 10 bis 20 cm dicke Dolomitbänke bilden (Abb. 47). Zuoberst wird der Übergang zu den hangenden Gesteinen der Bellerophon-Formation durch eine ca. 10 m mächtige Wechselfolge von grauen Siltsteinen und rotvioletten Siltschiefern gekennzeichnet, in deren obere Partien sich gebankte bituminöse Dolomite einschalten. Darüber folgen an der Basis der Bellerophon-Formation schwarze Siltschiefer im Wechsel mit hellen Dolomitlagen.

Nach BUGGISCH (1978) ist in der Gröden-Formation der Reppwand (Abb. 46) Dolomit das vorherrschende Karbonat, der bis zu 30 % des Sediments aufbaut. Dabei tritt Dolomit sowohl als spätiger Zement als auch als Mikrosparit mit teilweise erhaltenen Biogenstrukturen, Ooiden, Intra-



Abb. 47.
Detail der Gröden-Formation im Rio Cordin südlich der Großcordinalm.
Detail of the Gröden Formation at Rio Cordin south of malga Cordin Grande.

klasten und eingestreuten Quarzen auf. Darüber hinaus ist die Gröden-Formation relativ reich an Feldspat. Im Verhältnis zu Quarz enthalten die gemessenen Proben durchschnittlich meist über 25 % Feldspäte. An Tonmineralien treten vor allem Illit/Serizit sowie detritischer und teilweise auch authigener Chlorit auf. Weiters prägen geringe Eisengehalte von max. 3 % den mittleren Profilabschnitt, während die Kupfergehalte mit Werten bis 400 ppm auf feinsandige Partien des unteren Profilabschnitts beschränkt sind. Im Gegensatz zum Hauptprofil der Gröden-Formation in der Blätterbachschlucht bei Radein fehlen in diesem Verbreitungsgebiet jegliche Hinweise auf ein salinares Bildungsmilieu.

Innerhalb der Gröden-Formation des Kartenblattes sind Fossilien äußerst selten. So erwähnen KAHLER & PREY (1963) in dünnen dunklen Schieferlagen das seltene Auftreten von Pflanzenstreu, während BUGGISCH (1978) gelegentliche Algenkrusten, Foraminiferen, Ostracoden und Gastropoden in Dünnschliffen beobachtete. Dazu kommt es vor allem in der Ton/Silt-Wechselfolge der unteren Profilhälfte zu mehr oder weniger intensiver Bioturbation, die für eine zeitweise reiche Endofauna spricht.

Alter

Die biostratigraphische Einstufung der Gröden-Formation ist nach wie vor nicht befriedigend geklärt. Sie basiert primär auf Pflanzen- und Sporenfunden sowie Tetrapodenfährten in Südtirol. Zur Datierung wenig geeignet sind hingegen Cephalopodenfunde im Blätterbachprofil bei Radein.

Ein wichtiger Hinweis zur Altersbestimmung der Gröden-Formation ist hingegen durch die Magnetostratigraphie gegeben. Das „Illawara-Reversal"-Ereignis konnte im Profil Paularo 170 m über der Basis festgestellt werden (MAURITSCH & BECKE, 1983) und ist ebenso in den Dolomiten dokumentiert (DACHROTH, 1988). Durch MENNING (1988, 2005) kann das „Illawara-Reversal"-Ereignis auf 265 Ma datiert werden, was dem obersten Wordium (unteres Tatarium) entspricht (Abb. 44).

Indirekt kann das Alter der Gröden-Formation durch die Position zwischen dem liegenden Trogkofel-Kalk und der hangenden Bellerophon-Formation bestimmt werden. Nach Fusulinen- und Conodontenfunden (FORKE, 1995, 2002; FORKE et al., 2006) gehört Ersterer in die späte Artinskium-Stufe des jüngeren Unterperms, während die Bellerophon-Formation gewöhnlich mit dem Zechstein (obere Wuchiapingium bis Changsingium-Stufe) parallelisiert wird. Für die dazwischen liegende Gröden-Formation spricht daher derzeit – unter Annahme einer Schichtlücke an ihrer Basis – am ehesten eine Einstufung in das obere Mittelperm (Guadalup-Serie) und untere Oberperm (Loping-Serie) im Sinne der globalen Zeitskala von GRADSTEIN et al. (2004), ohne freilich eine Detailzuordnung vornehmen zu können (vgl. Abb. 44).

Faziesinterpretation

Die Ablagerungsbedingungen der Gröden-Formation lassen sich aus den Gegebenheiten auf dem Kartenblatt allein nur bedingt ableiten. Allerdings reichte ihr Verbreitungsgebiet im Mittelperm über die Grenzen des Naßfelds hinaus bis weit in die Südalpen einschließlich der Dinariden und großer Teile der späteren Ostalpen, was eine Faziesanalyse über einen ungleich größeren Raum ermöglicht (Abb. 45). Dieses Riesengebiet wurde in Abhängigkeit vom Relief des variszisch geprägten Untergrundes mit unterschiedlich mächtigen und faziell variierenden klastischen kontinentalen und flach-marinen Rotsedimenten bedeckt.

In den östlichen Karnischen Alpen wurden, analog den Vorstellungen von BUGGISCH (1978), im Anschluss an einen längeren Stillstand der Sedimentation, in der weit verbreitet subaerische Verwitterung stattfand, die klastische Gröden-Formation diskordant über verschiedene post-variszische und variszische Schichtglieder abgelagert. Die unmittelbare Unterlage kann entweder der Trogkofel-Kalk, die Auernig-Formation oder variszisch gefaltetes Altpaläozoikum sein.

Für die Annahme von zeitweise subaerischen Bedingungen vor Ablagerung der Gröden-Formation sprechen die lokal von Bohnerzkörnern übersäte Verwitterungsdecke am Gipfel des Trogkofels, Spaltenfüllungen im Trogkofelkalk sowie die Bildung des Trogkofel-Konglomerats selbst.



Abb. 48.
Der mittlere Teil des Profils der Reppwand unter dem „Sauboden" mit Trogkofelkalk, Gröden- und Bellerophon-Formation.
Middle part of the Reppwand section with Trogkofel Limestone, Gröden Formation and Bellerophon Formation.

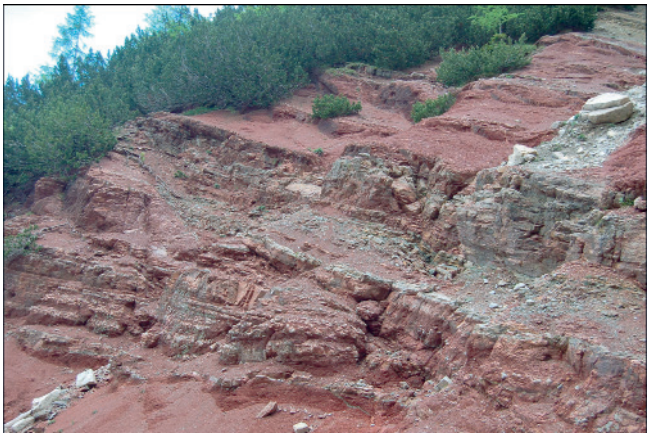


Abb. 49.
Detail der Gröden-Formation im Mittelteil der Reppwand unter dem „Sauboden".
Detail of the Gröden Formation in the middle part of the Reppwand cliff.

Seine kontinentale Entstehung ist zurzeit allerdings umstritten.

Der geschlossene Sedimentationsraum der Gröden-Formation grenzte in Südtirol an ein variszisch metamorphes Hinterland. Während hier die im höheren Unterperm (Kungurium?) entstandene kontinentale Bozener Quarzporphyrplatte von Wildbachablagerungen aus dem metamorphen Variszikum eingedeckt wurde, die zuerst Rinnen und Senken ausfüllten, um anschließend in küstennahe Grob- und Feinsande mit zwischengeschalteten Konglomeraten überzugehen („Arenarie di Val Gardena"), breitete sich östlich der Dolomiten eine von zahlreichen Meeresvorstößen beeinflusste lagunäre Schwemmlandschaft aus (Abb. 45). Ihre Unterlage besteht aber auch hier aus dem Verwitterungsschutt der Tarvis-Brekzie und des Trogkofel-Konglomerats, der sich in lokalen, synsedimentär angelegten Senkungsräumen ansammelte, über die im Anschluss die Normalsedimentation von roten Ton- und Siltsteinen folgte. Ihre Mächtigkeit schwankt allerdings stark. So beträgt sie im Profil der Reppwand zwischen 35 und 40 m, in der Umgebung des Lanzenpasses über 100 m, am Kreuzbergsattel in den westlichen Karnischen Alpen hingegen 600 m, in den östlichen Dolomiten etwa 260 m und in den westlichen Dolomiten zwischen 100 und 250 m (BUGGISCH, 1978; MASSARI et al., 1988).

In der Umgebung des Naßfelds herrschten mit dem Einsetzen der tonig-siltigen Gröden-Formation unmittelbar im

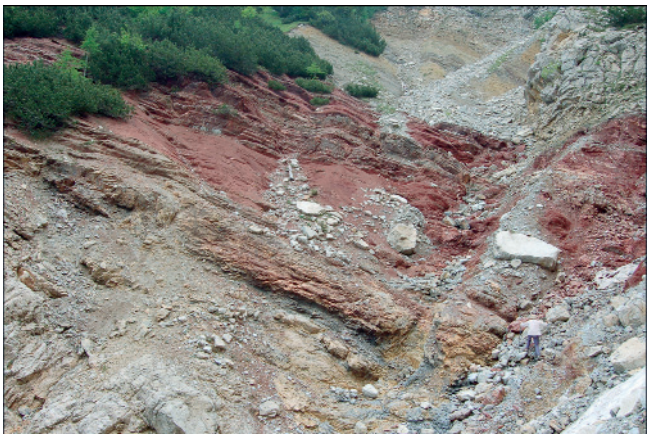


Abb. 50.
Kontakt zwischen Trogkofel-Kalk und Tarvis-Brekzie in der östlichen Reppwand mit Übergang in die Gröden- und Bellerophon-Formation.
Contact between Trogkofel Limestone and Tarvis Breccia in the eastern part of Reppwand with transition into Gröden Formation and Bellerophon Formation.

Hangenden der Tarvis-Brekzie zumindest kurzfristig marine Bedingungen. Algenmatten, Foraminiferen, Ostracoden, Gastropoden, Ooide sowie Hinweise auf eine reiche Infauna stützen diese Annahme. Dennoch wurden die Ablagerungsbedingungen der Gröden-Formation immer wieder kontrovers diskutiert. Während in den späten 70er Jahren auf Grund der Fossilfunde und geochemischer Daten ein weitgehend marines Ablagerungsmilieu angenommen wurde (BUGGISCH, 1978), wird in letzter Zeit wieder mehr der kontinentale Charakter hervorgehoben. Hierfür sprechen insbesondere die häufigen pedogenen Kalkkonkretionen (Caliche) und Lagen (Hardpans) sowie Wurzelspuren, die eher auf häufige subaerische Exposition hindeuten (BUGGISCH, pers. Mitt.).

Die Verhältnisse in der Küsten- und Lagunenfazies von Südtirol spiegeln sich gut im Profil Blätterbachschlucht-Butterloch bei Radein wider. Von hier wurden Evaporite bekannt, die heute als Gips vorliegen, jedoch nach Pseudomorphosen nach Steinsalz und hohen Natriumgehalten wahrscheinlich ein Halit-Stadium in einem Sabkha-ähnlichen Milieu erreicht haben. Sie belegen im Mittelperm ebenso wie die schon seit 1933 bekannten Cephalopodenfunde durch MUTSCHLECHNER kurzzeitige Meeresingressionen von Osten her. Dazu passen anscheinend zahlreiche Pflanzenreste, die lokal kleine Kohlebänke bilden, sowie reiche Tetrapodenfährten im weichen Schlamm einer ausgedehnten Lagune. Von all dem fehlen in der Umgebung des Naßfelds jegliche Spuren.

Auch in Slowenien ist die Gröden-Formation teilweise sehr mächtig entwickelt. Aus der Gegend um Žirovski vrh sind Mächtigkeiten von 200–1700 m bekannt (SKABERNE, 2002). Die intensive Erforschung gründet sich auf die Uran- und Kupfererzvorkommen. Die Sedimente der Gröden-Formation werden dort weitgehend als kontinentale Ablagerungen angesehen. Dabei findet ein Wechsel von fluviatilen Ablagerungen mit ausgedehnten Schwemmebenen statt, im obersten Anteil ist ein Übergang zu küstennahen bzw. Sabkha Ablagerungen vorhanden, die kontinuierlich in die Bellerophon-Formation übergehen.

Von paläogeographischer Bedeutung ist auch das mittelpermische Vorkommen in den nördlichen Julischen Alpen („Schwamm/Algen/Zement-Riff" von Bled und Bohinska Bela [FLÜGEL et al., 1984]). Die dort auftretenden Fusuliniden belegen ein Midian-Alter (entspricht etwa dem Capitanium) und repräsentieren somit ein zeitliches Äquivalent der Gröden-Formation. Es kann daraus geschlossen werden, dass vollmarine Bedingungen nicht allzuweit entfernt geherrscht haben müssen. Dies wird auch durch die Bohrung Amanda 1bis in der nördlichen Adria bestätigt, in der ebenfalls marines Mittelperm nachgewiesen wurde (SARTORIO & ROZZA, 1991).

4.12. Tarvis-Brekzie, Trogkofel-Brekzie, Trogkofel-Konglomerat*) (23, 25)

Ersterwähnung

HERITSCH, F. (1928): Tektonische Fragen im Karbon der Karnischen Alpen. – Sitz. Ber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., **137**, 303–338.

Allgemeines, Verbreitung

Beide Begriffe, Tarvis-Brekzie und Trogkofel-Brekzie bzw. -Konglomerat, sind verwirrend, da nach HERITSCH (1943) die Tarvis-Brekzie über dem Trogkofel-Kalk liegen soll und die Trogkofel-Brekzien „im und nicht auf dem Trog-

*) Die Abb. 56 und 57 wurden freundlicherweise von B. FOHRER (Erlangen) zur Verfügung gestellt.



Abb. 51.
Mittelteil des Trogkofel-Gipfelplateaus mit flach lagernder Trogkofel-Brekzie.
Coarsely bedded shallow dipping Trogkofel Breccia west of Trogkofel peak at an altitude of approx. 2150 m.



Abb. 52.
Kontakt zwischen Trogkofel-Kalk und Trogkofel-Konglomerat am südwestlichen Gipfelplateau des Trogkofels.
Contact between Trogkofel Limestone and Trogkofel Breccia on Trogkofel mountain.

kofel-Kalk liegen". Diese Meinung ist heute nicht mehr aufrecht zu erhalten, da Letztere am Gipfelplateau des Trogkofels mit erosivem Kontakt klar dem Trogkofel-Kalk aufliegen. Insofern wären beide Begriffe synonym, aber aus Prioritätsgründen ist der Bezeichnung „Trogkofel-Brekzie" nach GORTANI (1921) der Vorzug zu geben. Allerdings stellte sich im Zug der Geländeaufnahmen heraus, dass es an der Basis der Gröden-Formation auch andere Basisbildungen gibt.

Zwischen den Sextener Dolomiten im Westen und den Südkarawanken im Osten tritt im Liegenden der Gröden-Formation an vielen Stellen ein Konglomerat- bis Brekzienhorizont mit bis über 200 m Mächtigkeit auf. Ursprünglich wurde er als „Verrukano" bezeichnet, später fälschlicherweise als „Uggowitzer Brekzie" und teils auch als „Grödener Konglomerat" (FRECH, 1884). GORTANI (1921) nannte ihn schließlich „Trogkofelbrekzie", HERITSCH (1928) führte hingegen den Namen „Tarviser Brekzie" nach dem Vorkommen in der Nähe von Tarvis-Goggau ein. Einen guten Überblick über die Hauptvorkommen, Mächtigkeiten und Komponenten vermittelt die Arbeit von BUGGISCH et al. (1976).

Während im Westen die Brekzien dem variszischen Grundgebirge oder dem Bozener Quarzporphyr direkt aufliegen, folgen sie in den Karnischen Alpen über dem Trogkofel-Kalk bzw. der Auernig-Formation (Abb. 51, 52, 53).

Derzeit ist weder die Tarvis-Brekzie noch die Trogkofel-Brekzie im Untersuchungsgebiet hinreichend gut sedimentologisch und mineralogisch bearbeitet, um entscheiden zu können, ob beide Bildungen gleich alt sind und welcher Mechanismus für ihre Entstehung verantwortlich war. Vorläufig wurden daher in der geologischen Karte alle Vorkommen an der Basis der Gröden-Formation, die unmittelbar über der Auernig-Formation folgen, als Tarvis-Brekzie ausgeschieden. Alle anderen brekziösen und konglomera-



Abb. 53.
Tarvis-Brekzie im Hangenden des Trogkofel-Kalkes in der östlichen Reppwand.
Tarvis Breccia overlying Trogkofel Limestone in the eastern Reppwand cliff.

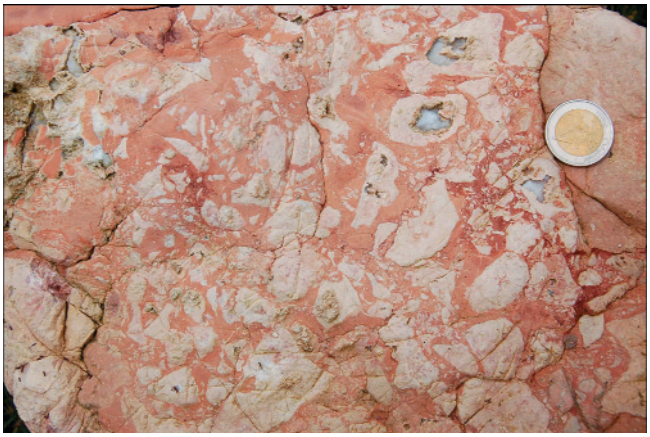


Abb. 54.
Rote Trogkofel-Brekzie mit „löchrigen“ Dolomitkomponenten am Steig von der Rudnigalm zur Bergstation der Trogkofelbahn.
Red Trogkofel Breccia with porous dolomitic components SW of Rudnigalm.



Abb. 55.
Hellgraue Trogkofel-Brekzie mit löchrigen Dolomitklasten am Gipfelplateau des Trogkofels.
Greyish Trogkofel Breccia with porous dolomite clasts at the summit of Trogkofel mountain.

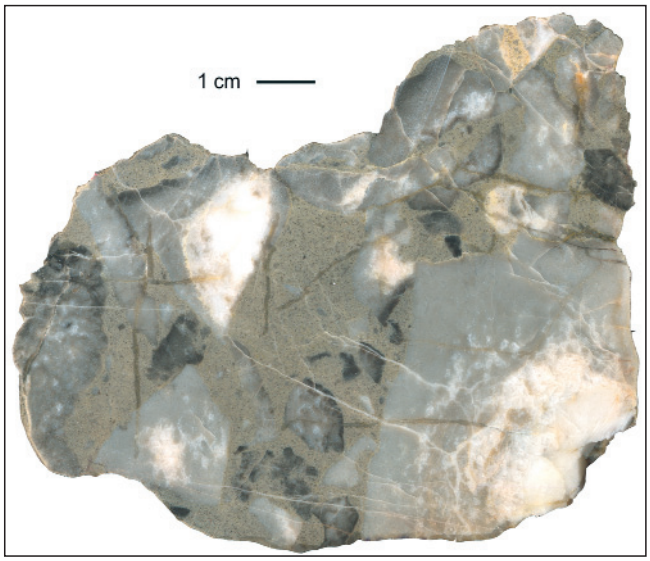


Abb. 56.
Trogkofel-Brekzie mit Hohlgeröllen. Unterschiedlich große, eckige Hohlgerölle sind in eine gelblich feinkörnige Matrix eingelagert. Die ehemaligen Hohlräume in den Klasten sind überwiegend mit Sparit verfüllt, es kann aber auch ein noch heute offener Resthohlraum (rechts unten) vorhanden sein.
Trogkofel Breccia with porous dolomite clasts. Angular porous clasts of various size are embedded in a fine-grained yellowish matrix. Commonly the pores of the clasts are filled with sparry calcite, a rest of void may still remain open (lower right).



Abb. 57.
Trogkofel-Brekzie mit grauer, massig-homogener Matrix. Darin sind schlecht sortierte unregelmäßig geformte, eckige und angerundete Klasten eingelagert. Hohlgerölle sind hier nur von untergeordneter Bedeutung.
Trogkofel Breccia with homogenous grey matrix including poorly-sorted irregularly shaped clasts. Porous clasts are a minor component in this type of breccia.

tischen Bildungen, die dem Trogkofel-Kalk aufliegen, wurden hingegen als Trogkofel-Brekzie bzw. Trogkofel-Konglomerat bezeichnet.

In den Südkarawanken folgt die z.T. mächtig (bis 150 m) entwickelte Tarvis-Brekzie einer gemischt siliziklastisch-karbonatischen Abfolge („Rigelj beds“ nach NOVAK & FORKE [2006]). Auf Grund der Untersuchungen im Gebiet der Dovžanova Soteska (KOBER, 1984) werden die unteren grobklastischen Abfolgen als proximale Schuttfächer entlang von aufsteigenden Steilstufen interpretiert. Darüber entwickeln sich evaporitische Ablagerungszyklen eines ariden Küstensabkhas mit häufiger pedogener Überprägung.

Lithologie

Nach der oben angeführten Unterscheidung besteht die Tarvis-Brekzie in der Umgebung der Straniger Alm aus einer sehr heterogenen, maximal 10 m mächtigen Wechselfolge von gelblich verwitternden massigen Dolomitgesteinen, Rauwacken, Lagen von roten Silt- bis Feinsandsteinen und dunkelgrauen rauwackigen Dolomitbrekzien. Darüber folgen in wechselnder Mächtigkeit von 2 bis 10 m grünlichgraue bis rosa Siltschiefer und anschließend die rote Ton/Siltstein-Wechselfolge der Gröden-Formation.

Die Vorkommen der Trogkofel-Brekzie verteilen sich auf den Gipfelbereich des Trogkofels, die Höhe 1860 südwestlich der Rudnigalm (westlich der Stütze der Trogkofelbahn), das Südende der Reppwand (Profil unter dem Jagdsteig von der Watschiger Alm in den Mittelteil der Wand), dem östlichen Teil der Reppwand in der Rinne unter dem „Sauboden“ (nicht in der Karte vermerkt) und auf die Umgebung der Gipfelkuppe P. 1866 westlich der Kühweger Alm.

Das bei KAHLER & PREY (1963) genannte Vorkommen östlich der Kühweger Alm konnte hingegen nicht bestätigt werden.

Bei den genannten Vorkommen handelt es sich ausschließlich um graue und bräunlich verfärbte Karbonatbrekzien mit sehr geringen silikatischen Anteilen in den Komponenten oder in der Matrix.

Tab. 1.
Analysenergebnisse der Bohnerzprobe vom Gipfelplateau des Trogkofels. (CH-07/93 = Analyse aus dem Jahr 1993, CH-12/07 = Ergänzung aus 2007).
Table 1.
Analytical results of a bean ore sample from Trogkofel.

Probe	CH-12/07	CH-07/93
	[%]	[%]
SiO_2	1,96	n.b.
TiO_2	0,03	n.b.
Al_2O_3	1,24	1,0
Fe_2O_3	81,73	81,1
MnO	0,07	0,06
MgO	0,21	n.b.
CaO	0,28	n.b.
Na_2O	<0,2	<0,2
K_2O	0,09	n.b.
P_2O_5	0,04	n.b.
SO_3	0,42	0,15
GV 1000°C		11,9
Summe	**86,07**	**94,21**
	[ppm]	[ppm]
Ag	2	
As	1777	
Ba	17	
Cd	2	
Co	<110	25
Cr	17	
Cs	<1,5	
Cu	210	190
Ga	10	
I	2	
In	2	
Mo	9	
Nb	1	
Ni	45	65
Pb	1195	1200
Rb	26	
Sb	7	
Sr	5	
Th	<2	
U	<2	
V	18	
W	<15	
Y	3	
Zn	101	120
Zr	8	



Abb. 58.
Limonitische Residualkrusten (Goethit, Hämatit) am Steig zwischen dem Gipfel des Trogkofels und dem südwestlichen Klettersteig auf ca. 2150 m.
Limonitic crusts consisting of goethite and hematite along the trail (altitude 2150 m) at the western edge of the Trogkofel plateau.

Nach BUGGISCH et al. (1976) sind in der „Dachbrekzie“ und in den Konglomeraten im Gipfelbereich des Trogkofels sowie bei der Kühweger Alm verschiedene Faziestypen aus den darunter liegenden Trogkofel-Kalken aufgearbeitet, andere Typen aus der tieferen Unterlage scheinen hingegen zu fehlen. Die Variationsbreite von unterscheidbaren Mikrofaziestypen beträgt hier zwei bis drei, der Treßdorf-Kalk an der Typlokalität, ebenfalls ein karbonatisches Resediment, setzt sich sogar aus fünf Typen zusammen*).

Die mittlere Korngröße der Komponenten schwankt zwischen 2 und 8 cm, vereinzelt können aber am Gipfelplateau des Trogkofels auch abgeflachte Komponenten bis 0,5 m Längserstreckung beobachtet werden. Hier liegt die „Dachbrekzie“ mit einem welligen Kontakt auf ungeschichtetem Trogkofel-Kalk (Abb. 52). Ihre Mächtigkeit beträgt rund 20 m.

Das Bindemittel der Kalkbrekzien und Konglomerate besteht am Trogkofel, bei der Reppwand und der Kühweger Alm aus Karbonat. Nach seinem Anteil können zwei Typen unterschieden werden, die durch Übergänge verbunden sind, nämlich

1) Brekzien mit rosafarbiger oder auch gelblicher, feinkörniger, dolomitischer Matrix (Abb. 54–56) mit ecki-

*) Nach Meinung eines der Co-Autoren (H. FORKE) sind im Treßdorf-Kalk höchstwahrscheinlich auch Komponenten aus der Zweikofel-Formation umgelagert. Nach ihm scheint der Treßdorf-Kalk zeitlich mit der Bildung des Trogkofel-Kalkes zusammenzuhängen und nicht mit der viel späteren Bildung der Tarvis-Brekzie oder dem Trogkofel-Konglomerat.

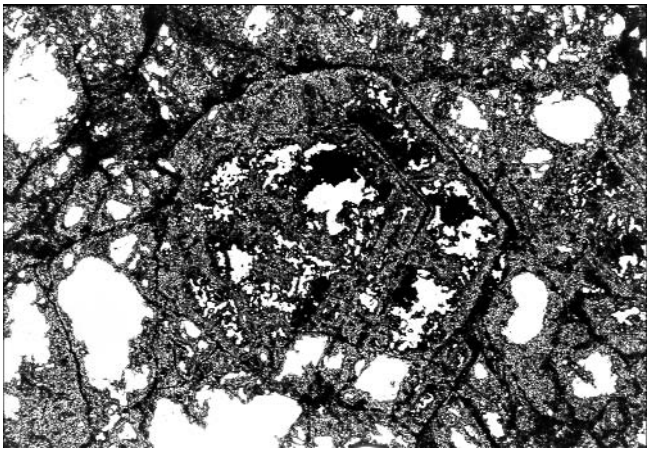


Abb. 59.
Dünnschliff durch eine Lage von Brauneisen.
Thin section of a limonitic bean ore grain.

gen, schlecht sortierten, hellgrauen Geröllen von dolomitisiertem Trogkofel-Kalk, deren Kern häufig „löchrig“ oder aus spätigem Kalzit oder Dolomit besteht („Hohlgerölle“; Abb. 54–56) und

2) solche mit grauer, massig-homogener Matrix mit lose eingestreuten eckigen bis angerundeten Kalkgeröllen (Abb. 57) und vereinzelt laminierten Rotsedimentgeröllen. Dazu kommen am Trogkofel aber auch Kalkkonglomerate.

Am Gipfelplateau des Trogkofels finden sich zwischen dem Ende des südwestlichen Klettersteiges und dem Gipfelkreuz lose verstreut dunkelgraue bis schwarze erbsen- bis bohnenförmige Körner und Krusten mit Durchmessern zwischen 10 und 15 Millimeter, die anscheinend aus Brauneisenstein (Limonit) bestehen (Abb. 58, 59). Eine Probe weist die in Tab. 1 angeführte chemische Zusammensetzung auf (Analyse P. KLEIN, GBA).

Wir interpretieren diese eisenreichen Körner als Bohnerze. Wie die Analyse zeigt, bestehen sie im Wesentlichen aus Limonit mit geringen Gehalten an Arsen, Blei und Kupfer. Mitunter sind sie konzentrisch aufgebaut mit einer äußeren Schale aus Goethit, während der Kern hohl oder von einem Gemisch feinkörnigen Limonits und verschiedener Mineralien gefüllt ist (Abb. 59).

Die Entstehung von Bohnerzen wird üblicherweise mit Verwitterung und tiefgründiger Verkarstung in einem subtropischen Klima erklärt. Dieses Szenario könnte auch am Trogkofel zutreffen. Dabei wurden die oberflächennahen Partien des Trogkofel-Kalks durch säurehaltige Sickerwässer gelöst und tiefgründig verkarstet (siehe folgende Ausführungen zu den Spaltenbildungen!), so dass nur geringe unlösliche Anteile von Ton und Mergel zurückblieben, die den ursprünglichen Bohnerzton bildeten. Die Bohnerze entstanden aus den geringen Eisengehalten des Trogkofel-Kalks, dessen Hauptmasse bekanntlich durch geringe Beimengungen von Eisenoxid rosa gefärbt ist. Lehm, in den die Bohnerze häufig eingelagert sind, fehlt zwar am Gipfel des Trogkofels, doch sind die Limonitkörner auch hier in einer dünnen Vegetationsdecke eingebettet, die möglicherweise auf ein Residualsediment zurückgeht.



Abb. 60.
Karstspalte im Trogkofel-Kalk an der ostseitigen Forststraße im oberen Garnitzengraben.
Karst fissure in the Trogkofel Limestone exposed at the roadcut in the upper Garnitzen gorge.



Abb. 61.
Karstspalte im Trogkofel-Kalk an der ostseitigen Forststraße im oberen Garnitzengraben südlich des Vorkommens von Abb. 60.
Karst fissure in the Trogkofel limestone south of the locality described in Fig. 60.



Abb. 62.
Karstspalte in einem Kalkblock 100 m nördlich der Rudnigalm mit randständigen Zementtapeten, die die Spalte auskleiden.
Karst fissure in a limestone block consisting of Trogkofel Limestone 100 m to the north of Rudnigalm exhibiting internal sediment filling and fibrous cement.

4.13. Spaltenfüllungen im Trogkofel-Kalk*) (26)

Der Trogkofel-Kalk ist intensiv von Paläokarstphänomenen betroffen, auf die bisher im geologischen Schrifttum kaum hingewiesen wurde. So finden sich vor allem auf der Süd- und Ostseite vielenorts zehnermeterlange offene und verfüllte Karstspalten, mit roten Internsedimenten verfüllte Karstschläuche und zahlreiche Kleinhöhlen. In der geologischen Karte wurden die während der Kartierung gefundenen Hauptvorkommen an der Forststraße auf der Ostflanke des oberen Garnitzengrabens in rund 1200 m Höhe verzeichnet, im westlichen Teil der Reppwand, weiters auf der Ostseite des Zweikofels in der Umgebung der Bergstation der Zweikofelbahn in Höhe von rund 1830 m (Vorkommen in der Karte zu hoch eingetragen!), im Mittelteil des Überlacher Klettersteiges auf den Trogkofel und im östlichen Teil der Südwand des Trogkofels.

An der Ostseite der Forststraße in den oberen Garnitzengraben wurde beim Straßenbau eine rund 2,30 m lange und bis 1,20 m breite unregelmäßig verlaufende Karstspalte aufgeschlossen, die mit randständigem fibrösem Kalzit ausgekleidet ist, der nach innen zu in granularen hellen Kalzit übergeht (Abb. 60).

Makroskopisch lassen sich mindestens vier Wachstumsphasen unterscheiden. Die innerste Generation ist schwach rosa verfärbt. Diese Färbung dürfte vom roten Internsediment herrühren, das eine ca. 6 × 3 m große Kleinhöhle bzw. einen Karstschlauch über der Spalte erfüllt. Die Spalte ist mit roten laminierten Schlammkalkgeröllen und cm-großen Schieferbrocken in einem feinkörnigen Internsediment gefüllt. Ebenfalls von Rotsediment wird eine zweite Spalte rund 50 m weiter südlich an der gleichen Forststraße erfüllt, doch fehlt hier der Kalzitsaum an der Spaltenwand (Abb. 61).

Der Überlacher Klettersteig auf den Trogkofel quert im Mittelteil mehrere Karstkleinhöhlen, die mit rotem, meist fein laminiertem Internsediment verfüllt sind. Nur vereinzelt lagern sich darin kleinere Kalkklasten ein (Abb. 63).

Auf der Südseite des Trogkofels sind insbesondere im Bereich des südöstlichen Wandfußes zahlreiche Spalten (Abb. 64) und unregelmäßige Kleinhöhlen mit rotem Internsediment aus stellenweise laminiertem Siltstein zu beobachten, die sich markant von den umgebenden grauen Trogkofelkalken abheben (Abb. 66).

In den roten Siltstein sind in manchen Bereichen lose gepackte, meist eckige Klasten eingelagert (Abb. 65), die mikrofaziell sehr unterschiedlich zusammengesetzt sind und vermutlich verschiedenen Typen von Trogkofel-Kalk entsprechen. Daneben kommen auch Klaste aus rotem Siltstein, laminiert oder homogen, häufig vor. Wahrscheinlich handelt es sich dabei um resedimentiertes Höhlen- und Spaltenfüllungsmaterial (Abb. 67). Von besonderem Interesse ist ein Klast mit hellen winzigen Nädelchen, die vielleicht Pseudomorphosen nach Gips sein könnten (Abb. 67). Eine weitere Internsedimentvariante aus der Schutthalde am Fuß der Trogkofelsüdwand zeigt unregelmäßig gerundete Sparitaugen mit Geopetalgefügen im Größenbereich von <1 mm bis wenige cm in einer tiefroten, homogenen, feinkörnig-massigen Matrix (Abb. 70).

Partielles Kollabieren der Hohlraumdächer führte zu teilweiser oder kompletter Sedimentverfüllung der ehemaligen Hohlräume.

Spalten ohne rotes Internsediment, dafür mit dm-mächtigen kalzitischen Zementtapeten ausgekleidet, sind im Gelände vergleichsweise schlechter zu erkennen. In manchen dieser „Zementspalten" findet sich im Zentrum ein dünner, mit rotem Internsediment verfüllter Restspalt (Abb. 62, 68).

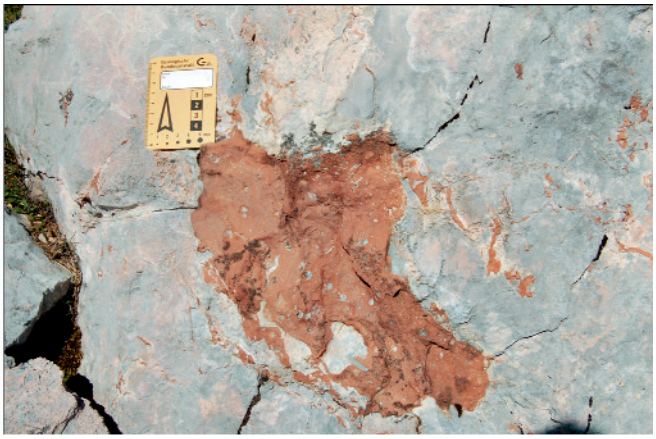
Abb. 63. (nächste S. 68)
Vorkommen von Karstspalten mit rotem Internsediment im unteren und mittleren Teil des Überlacher Steiges auf den Trogkofel.
1) 2030 m.
2) 2070 m.
3) 2120 m; verzweigte kleinräumige Spaltensysteme, teils ausgekleidet mit randständigem Kalzit und gefüllt mit feinkörnigem rotem Internsediment, in dem örtlich eckige Klaste des Nebengesteins eingelagert sind.
4) 2100 m; unregelmäßige Kleinhöhle gefüllt mit rotem Internsediment mit hellen grobspätigen Kalzitaugen, die von einem dünnen Saum aus Dolomit umgeben sind.
5,6) 2125 m, 2130 m; Karsthöhlen mit muldenartig eingelagertem rot-grau feinlaminiertem Internsediment.

Karst fissures and small karst caves filled with sediment in the lower and middle part of the Überlacher trail to Trogkofel.
1) 2030 m.
2) 2070 m.
3) 2120 m; branched small-scaled karst fissures filled with red fine-grained internal sediment with locally reworked angular clasts of Trogkofel Limestone and red siltstones. Note in Fig. 3 the calcitic cement covering the wall of the small cave.
4) 2100 m; irregularly shaped cave filled with red internal sediment with light grey calcitic "eyes" surrounded by a dolomitic seam.
5,6) 2125 m, 2130 m; karstic caves filled with trough-shaped fineley laminated red and grey internal sediment.

Abb. 64. (übernächste S. 69)
Karstspalten mit rotem Internsediment auf der Südseite des Trogkofels entlang des Steiges und am südöstlichen Wandfuß.
Irregularly shaped fracture-like open and closed karst fissures and small branched caves filled with red and partly laminated internal sediment with local occurrence of light grey calcitic eyes. Southern side of Trogkofel cliff along the trail and at the base of the cliff.

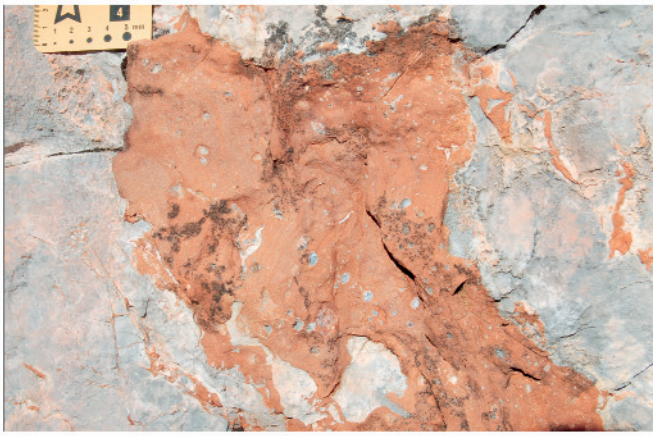
*) Die Abb. 65, 67, 68, 69 und 70 wurden freundlicherweise von B. FOHRER (Erlangen) zur Verfügung gestellt.

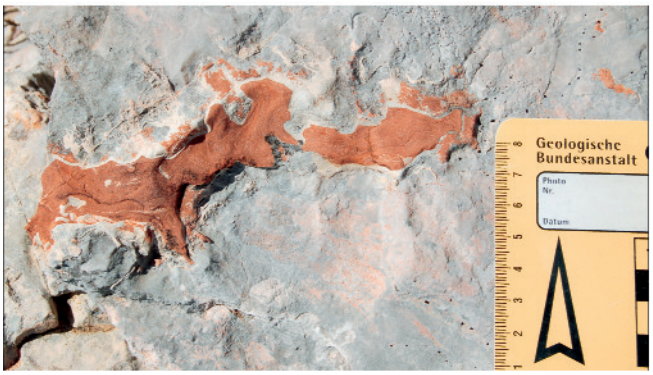






1	4a
2	4b
3	5a
6	5b












1


2


3


4


5


6

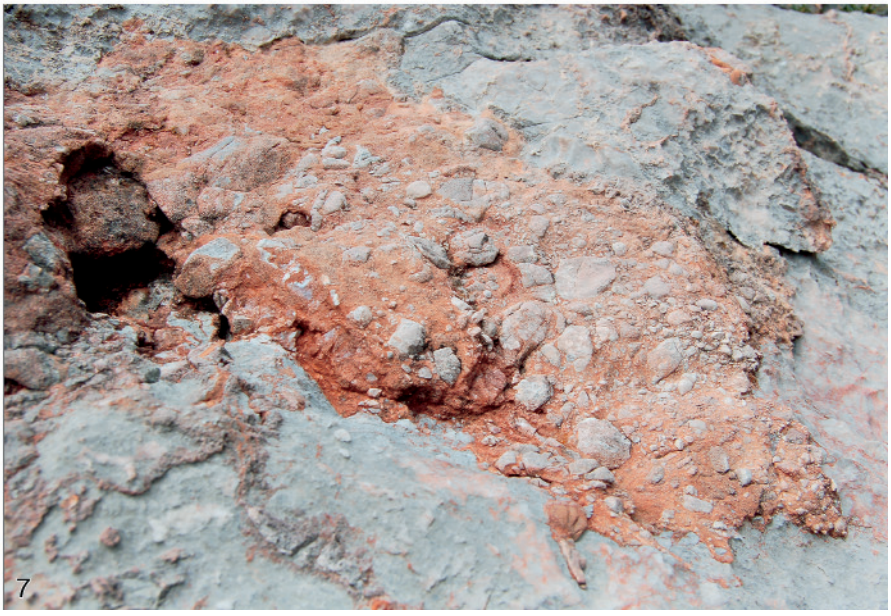

7

Abb. 65.
Spaltenfüllung im Trogkofel-Kalk. Verwitterungsoberfläche einer als Brekzie entwickelten Spaltenfüllung. Eckige Klasten unterschiedlichen Materials sind in eine feinkörnige rosarote Matrix eingelagert. Die Matrix kann entweder homogen oder laminiert entwickelt sein. Laminierte Bereiche befinden sich rechts oben, unterhalb des Maßstabes (B. FOHRER, unveröffentlicht).
Internal sediment (weathered surface of colored breccia) of a Trogkofel Limestone fracture. Angular clasts of various materials are embedded in a fine-grained pink matrix, which is homogenous or laminated. Laminated areas are visible in the upper right just below the scale bar (courtesy of B. FOHRER).



Das in Abb. 68 gezeigte Handstück vom östlichen Bereich der Trogkofelsüdwand lässt auf eine Mehrphasigkeit der Verkarstungsereignisse schließen. Ein erstes Ereignis fand bereits vor der Entstehung der Spalte statt (rote Bereiche oben links). Die möglicherweise auch unter Mitwirkung tektonischer Ereignisse entstandene Spalte (siehe folgender Abschnitt) wurde durch marine Zemente ausgekleidet. Erst der verbliebene Restspalt enthält wieder rote „Höhlensedimente“, die auf erneutes Trockenfallen hinweisen. Der Wechsel zwischen Zement und Ausfüllung des Restspaltes ist nicht abrupt, sondern mehrphasig. Zum Zentrum der Spalte hin wurde das ungestörte Zementwachstum immer häufiger unterbrochen, bis schließlich nur noch Rotsediment zur Ablagerung kam.



Abb. 66.
Unregelmäßiges Spaltenystem im Trogkofel-Kalk, gefüllt mit rotem siltigem Internsediment am südöstlichen Wandfuß des Trogkofels oberhalb des KHW 413 (Bildbreite ca. 6 m).
Irregular fissure system in Trogkofel Limestone, filled with red silty internal sediment from the southeastern face of Trogkofel above KHW 413.

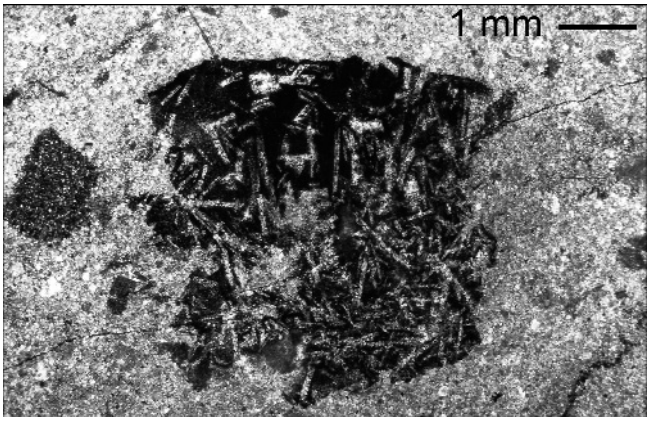


Abb. 67.
Ein in der brekziösen Spaltenfüllung (Abb. 66, 69) enthaltener Klast weist winzige helle Nädelchen auf. Möglicherweise handelt es sich dabei um Pseudomorphosen nach Gips (B. FOHRER, unveröffentlicht).
A clast of the slabs illustrated in Figs. 66 and 69 contains tiny light needles. Possibly this is a pseudomorph after gypsum (courtesy of B. FOHRER).

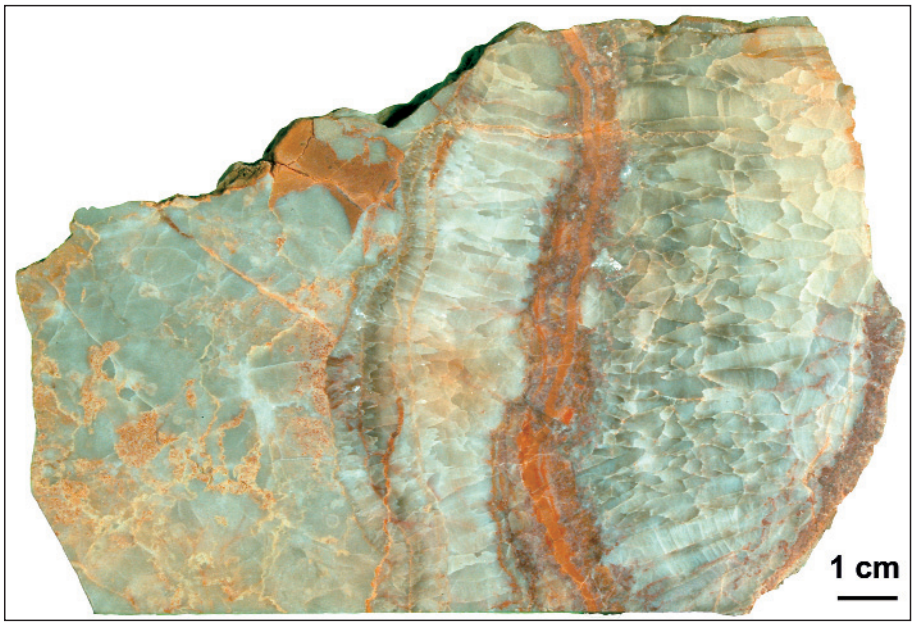


Abb. 68.
Mit Zement verfüllte Spalte im Trogkofel-Kalk. Das Handstück zeigt die Mehrphasigkeit der Verkarstungsereignisse. Im oberen Bereich der linken Spaltenwand ist ein kleiner, mit rotem Internsediment verfüllter Hohlraum, der bereits vor der Spaltenentstehung vorhanden war. Nach der Ablagerung mächtiger mariner Zemente wurde der Restspalt erneut mit rotem Internsediment verfüllt (B. FOHRER, unveröffentlicht).
Trogkofel Limestone fracture with cement infill. The slab shows the multiphase genesis of paleokarst. In the upper part of the left hand fracture wall there is a small pore filled with red internal sediment, which pre-dates the large fracture filled with cement. Thick crusts of marine cement draped the fracture wall and the remaining fissure was filled with red internal sediment (courtesy of B. FOHRER).

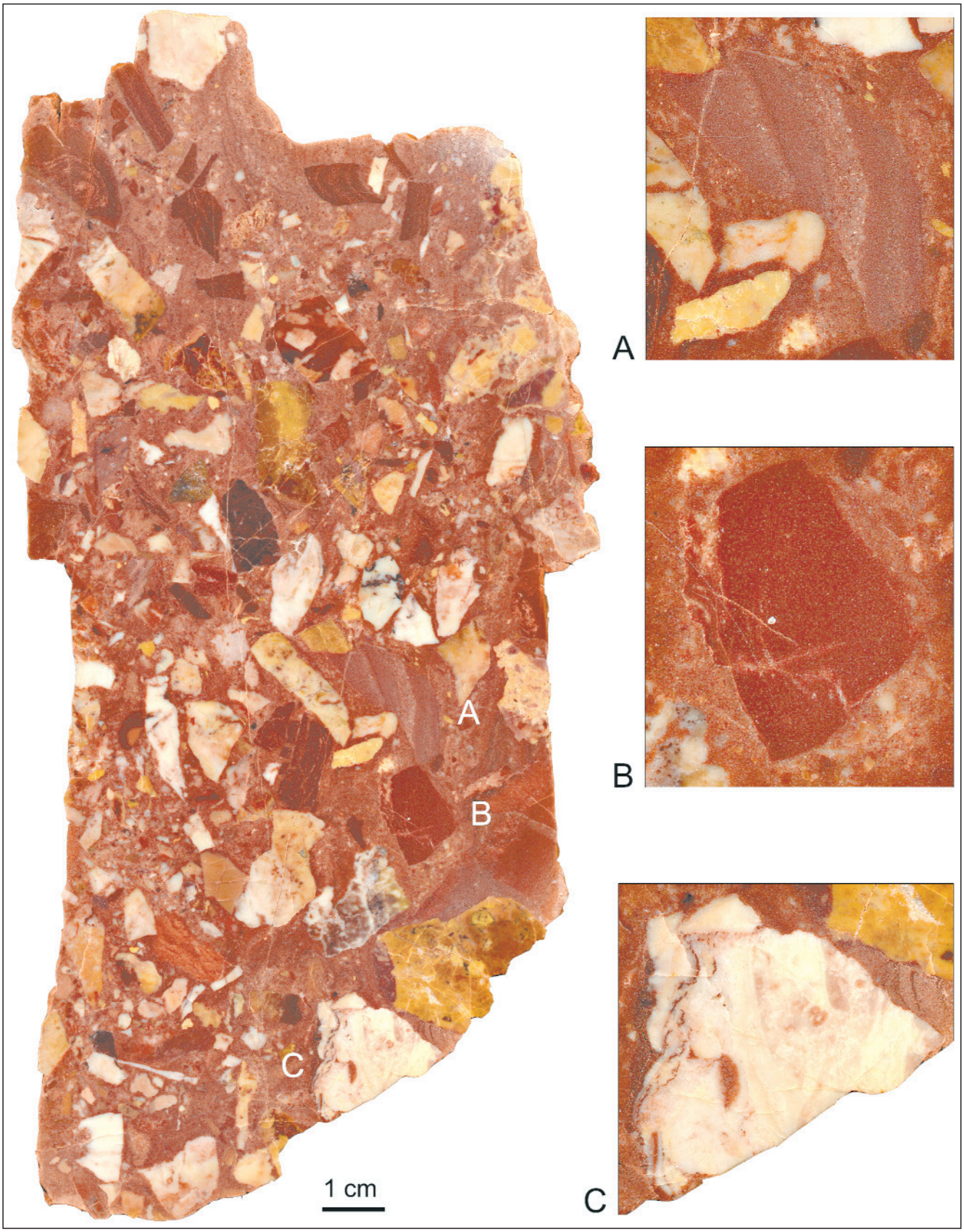


Abb. 69.
Spaltenfüllung im Trogkofel-Kalk, polierter Anschnitt des Handstückes von Abb. 66. Die große Vielfalt der Klasten ist erst im polierten Anschnitt zu erkennen. Die Mehrheit der Klasten ist karbonatisch (rosa-weiße und gelbe Komponenten), größtenteils handelt es sich um resedimentierten Trogkofel-Kalk (C) in unterschiedlicher fazieller Ausbildung. Daneben gibt es noch rote Klasten, mit (A) und ohne Laminierung (B). Sie sind durch Aufarbeitung von bereits verfestigtem Internsediment entstanden (B. FOHRER, unveröffentlicht).
Internal sediment of a Trogkofel Limestone fracture. The polished surface originating from the slab illustrated in Fig. 66 displays the broad variety of clasts. Carbonate clasts of different colors (white, pink, and yellow) represent various facies types of reworked Trogkofel Limestone (C). Moreover there are red non-carbonate clasts, laminated (A) or homogenous (B). They originate from reworked lithified internal sediment (matrix) (courtesy of B. FOHRER) .

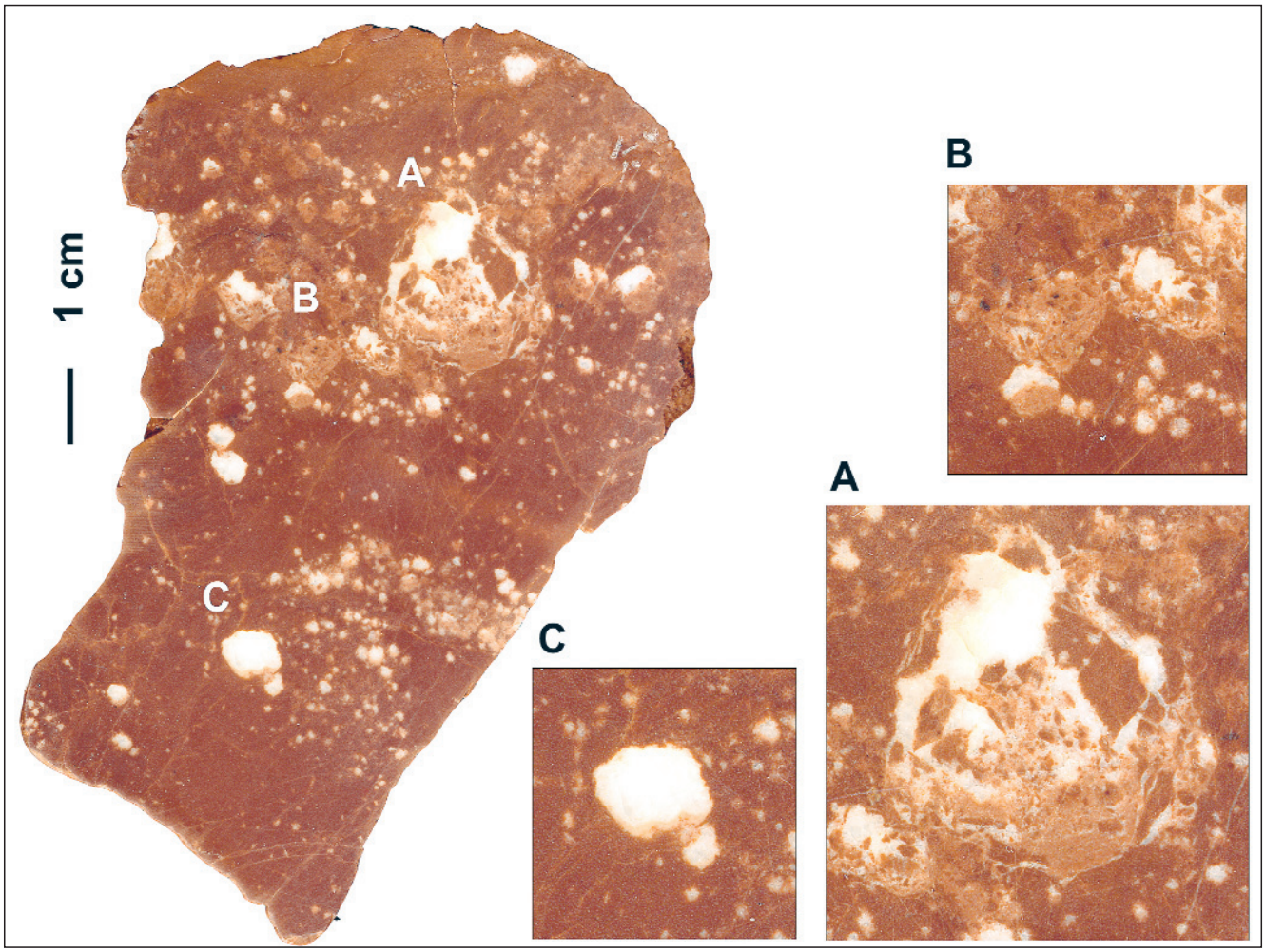


Abb. 70.
Spaltenfüllung im Trogkofel-Kalk mit weißen Sparitaugen in einer tiefroten, feinkörnigen, z.T. auch tonigen, kompakten Matrix. Die mit Sparit verfüllten ehemaligen Hohlräume befinden sich in unterschiedlichsten Kollabierungsstadien. Das teilweise eingestürzte Hohlraumdach liegt am Boden des großen Sparitauges (A). Es gibt komplett kollabierte Hohlräume (B, Mitte) oder auch solche mit nur wenig Einsturzmaterial am Boden (C) (B. FOHRER, unveröffentlicht).
Internal sediment of a Trogkofel Limestone fracture characterized by pores filled with sparry calcite in a dark red, homogenous, fine-grained, partly shaly matrix. The pores record different collapse stages. The partly collapsed roof covers the bottom of the pore (A). There are entirely collapsed former pores (B, middle) and others with just a little roof-collapse material on the bottom (C) (courtesy of B. FOHRER).

Die meist senkrechten Spalten sind teils über mehr als 10 m Länge aufgeschlossen und reichen mitunter bis an den hier von einer engständigen Kluftschar betroffenen Wandfuß (Abb. 64).

Neben den mit rotem siltigem Internsediment gefüllten Spalten finden sich aber auch tektonische Zerrüttungszonen, die ohne Detailuntersuchung kaum von Spaltenfüllungen zu unterscheiden sind. Die an diese offensichtlichen Bruchzonen angrenzenden Gesteine sind auf 1–2 m Breite in dm- und cm-große eckige Kalkklaste zerbrochen, die von einer dünnen roten Tonhaut umgeben sind (vergleiche Abb. 64).

4.14. Bellerophon-Formation (20, 21)

Ersterwähnung

HOERNES, R. (1876): Vorlage von Petrefacten des Bellerophonkalkes aus Süd-Ost-Tirol. – Verh. Geol. R.-A., **2**, p. 38–44.

Lithologie

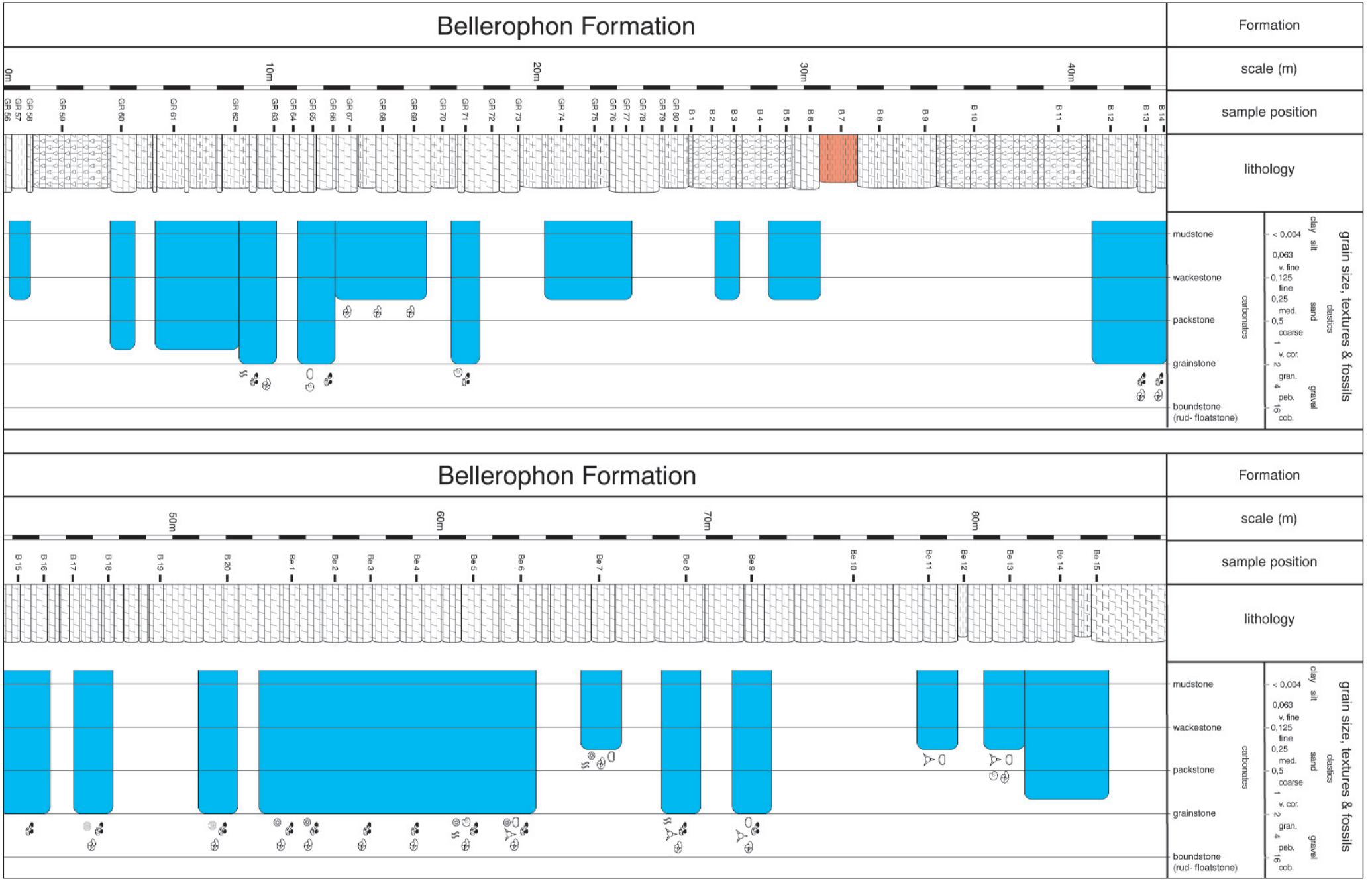
Die etwa 175 m mächtigen Gesteine der Bellerophon-Formation bilden im Gartnerkofel-Gebiet die jüngsten Ablagerungen der paläozoischen Schichtfolge in den Karnischen Alpen. In einer mehrere Meter mächtigen Übergangszone folgen sie über der Gröden-Formation. Ihre Grenze zu den im Hangenden folgenden Gesteinen der Werfen-Formation ist hingegen relativ scharf.

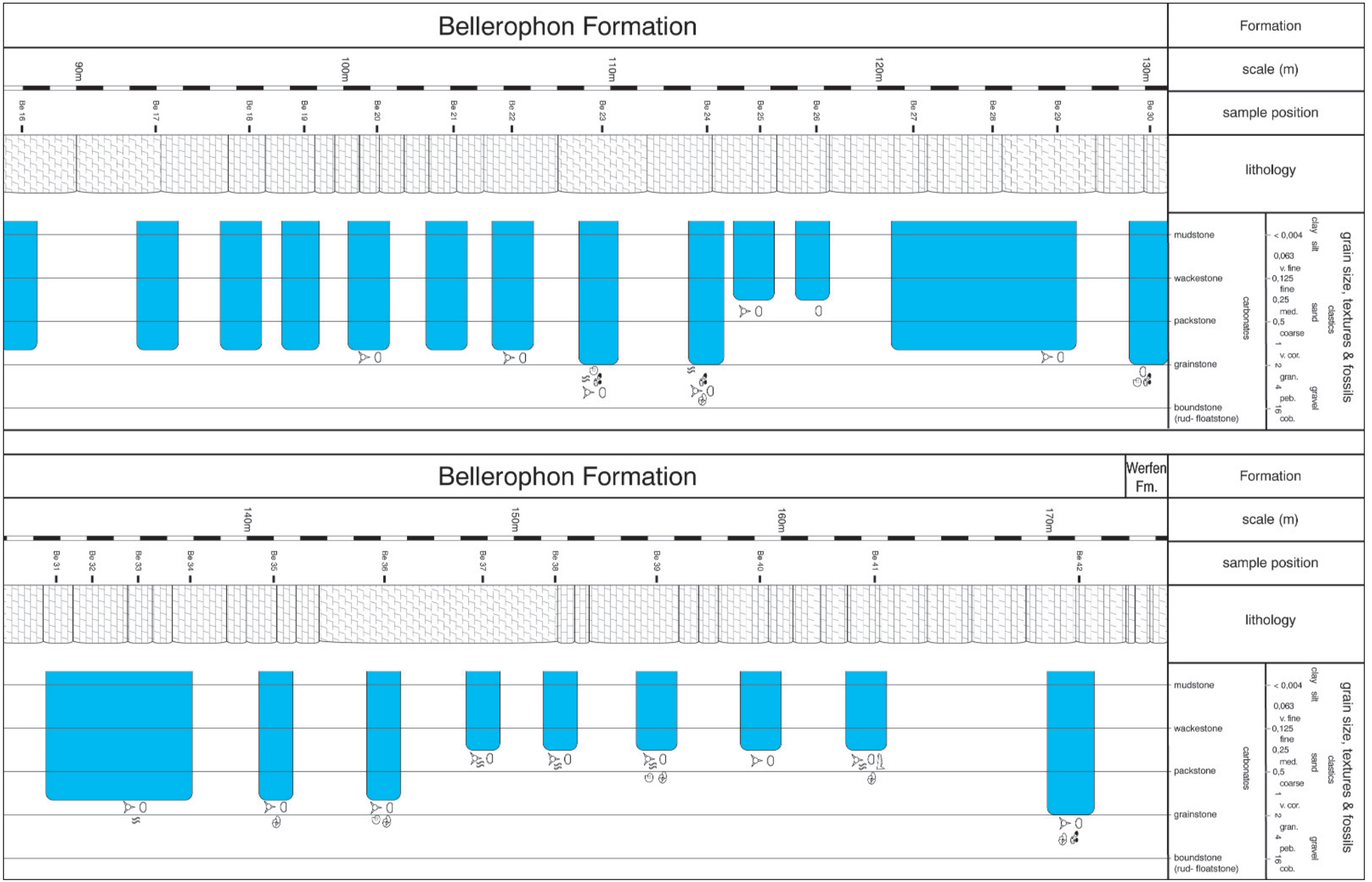
Die namengebende Gastropodengattung *Bellerophon*, die diese Schichten in Südtirol kennzeichnet, konnte auf dem Gebiet des Kartenblattes bisher nicht gefunden werden.

Übersichten über den lithologischen Aufbau und die mikrofazielle Charakteristik finden sich in den Arbeiten von KAHLER & PREY (1963), BUGGISCH (1975) und, den mittleren und oberen Teil betreffend, bei BOECKELMANN (1991). Die genannten Autoren beziehen sich dabei auf die im mittleren und oberen Teil des Reppwandprofils aufgeschlossenen Verhältnisse (Abb. 71).

Im oberen Teil des Profils in der Reppwand beginnt die Bellerophon-Formation über der feinklastischen roten Gröden-Formation mit einer ca. 1 m mächtigen Wechsellagerung von fossilfreien Dolomiten und dolomitischen Mergeln, die von etwa 3,50 m mächtigen gelblichen kalkig-

Abb. 71. (folgende S. 73 + 74)
Profil durch die Bellerophon-Formation im oberen Teil der Reppwand nördlich des Gartnerkofels (verändert nach BUGGISCH [1975]).
Section through the Bellerophon Formation in the upper part of Reppwand north of Gartnerkofel (modified from BUGGISCH [1975]).


Bellerophon Formation
Formation
scale (m)
sample position
lithology
0m
10m
20m
30m
40m
GR 56
GR 57
GR 58
GR 59
GR 60
GR 61
GR 62
GR 63
GR 64
GR 65
GR 66
GR 67
GR 68
GR 69
GR 70
GR 71
GR 72
GR 73
GR 74
GR 75
GR 76
GR 77
GR 78
GR 79
GR 80
B 1
B 2
B 3
B 4
B 5
B 6
B 7
B 8
B 9
B 10
B 11
B 12
B 13
B 14
mudstone
wackestone
packstone
grainstone
boundstone
(rud- floatstone)
carbonates
grain size, textures & fossils
clastics
clay
silt
sand
gravel
< 0,004
0,063
v. fine
0,125
fine
0,25
med.
0,5
coarse
1
v. cor.
2
gran.
4
peb.
16
cob.
Bellerophon Formation
Formation
scale (m)
sample position
lithology
50m
60m
70m
80m
B 15
B 16
B 17
B 18
B 19
B 20
Be 1
Be 2
Be 3
Be 4
Be 5
Be 6
Be 7
Be 8
Be 9
Be 10
Be 11
Be 12
Be 13
Be 14
Be 15
mudstone
wackestone
packstone
grainstone
boundstone
(rud- floatstone)
carbonates
grain size, textures & fossils
clastics
clay
silt
sand
gravel
< 0,004
0,063
v. fine
0,125
fine
0,25
med.
0,5
coarse
1
v. cor.
2
gran.
4
peb.
16
cob.


Bellerophon Formation
Formation
scale (m)
90m
100m
110m
120m
130m
sample position
Be 16
Be 17
Be 18
Be 19
Be 20
Be 21
Be 22
Be 23
Be 24
Be 25
Be 26
Be 27
Be 28
Be 29
Be 30
lithology
mudstone
wackestone
packstone
grainstone
boundstone
(rud- floatstone)
carbonates
grain size, textures & fossils
clay
silt
sand
gravel
clastics
< 0,004
0,063
v. fine
0,125
fine
0,25
med.
0,5
coarse
1
v. cor.
2
gran.
4
peb.
16
cob.
Bellerophon Formation
Werfen Fm.
Formation
scale (m)
140m
150m
160m
170m
sample position
Be 31
Be 32
Be 33
Be 34
Be 35
Be 36
Be 37
Be 38
Be 39
Be 40
Be 41
Be 42
lithology
mudstone
wackestone
packstone
grainstone
boundstone
(rud- floatstone)
carbonates
grain size, textures & fossils
clay
silt
sand
gravel
clastics
< 0,004
0,063
v. fine
0,125
fine
0,25
med.
0,5
coarse
1
v. cor.
2
gran.
4
peb.
16
cob.

dolomitischen Rauwacken überlagert werden. Ihr zelliges Gefüge in Verbindung mit ihren Kalzit-, Chlorit- und Strontium-Gehalten geht vermutlich auf ursprüngliche Gips- und Anhydriteinlagerungen zurück. BUGGISCH (1975) schloss daraus auf eine evaporitische Fazies im tiefsten Anteil der Bellerophon-Formation.

Ton- und Glimmermineralien in der Bellerophon-Formation sind Illit/Serizit und vor allem in den tieferen Bereichen Chlorit, der einen Anteil von 20 bis 50 % der Ton- und Glimmerminerale erreichen kann.

Der basale Rauwacken-Horizont wird von ca. 1 m dunkelgrauen bituminösen Dolomiten und anschließend 5 m mächtigen dunkelgrauen dolomitischen Mergeln mit Dolomitknollen und zwischengeschalteten kompakteren Dolomitbänken überlagert.

Darüber folgen rund 15 m dünnbankige bis plattige, teils auch mergelige Dolomite, die vor allem in den dunklen Partien reich an Kleinforaminiferen, Gastropoden und Ostracoden sind, während die kompakten Dolomite nach Dünnschliffbefunden mehr oder weniger stark bioturbat durchwühlt sind.

Über diesen bituminösen Gesteinen folgt ein zweiter, rund 15 m mächtiger Bereich mit Rauhwacken im Wechsel mit dünnbankigen und knolligen Dolomiten und Mergeln.

Dieser dunkle untere Teil der zweigeteilten Bellerophon-Formation wird von ca. 31 m mächtigen hellgrauen plattigen und im höheren Teil grob gebankten Dolomiten mit Bankdicken bis max. 1,50 m überlagert. Dieser Abschnitt besteht hauptsächlich aus Foraminiferen und Intraklasten führendem, dolomitischem grainstone. Nach BUGGISCH (1975) handelt es sich bei den Intraklasten um aufgearbeitete Algenmatten-Foraminiferen-Assoziationen und untergeordnet auch Ostracoden-mudstone sowie Ooid führendem grain- und packstone. Einige Bänke sind sehr fossilreich und können als „coated foraminiferal dolomit grainstone“ bezeichnet werden. An Faunen und Floren sind hier vor allem Ostracoden und Radiolarien, weiters Kleinforaminiferen, Gastropoden, Echinodermen und Dasycladaceen vertreten.

Der höchste, etwa 100 m mächtige Anteil der Bellerophon-Formation wird aus meist dickbankigen und massigen hellgrauen Dolomiten mit Bankdicken bis 6 m gebildet. Sie bestehen überwiegend aus durchwühltem dolomitisiertem Ostracoden- und Radiolarien-wackestone mit vereinzeltem Vorkommen von Kleinforaminiferen und Dasycladaceen. BUGGISCH (1975) und BOECKELMANN (1991) deuteten diesen Abschnitt als Ablagerung im niedrig-energetischen Stillwasser.

Nach BOECKELMANN (1988) und JENNY-DESHUSSES (1991) repräsentieren die in den Dolomitgesteinen vorkommenden Kleinforaminiferen die *Globivalvulina-Hemigordius*-Assoziation, die gut mit den Faunen benachbarter Räume, insbesondere den westlichen Südalpen verglichen werden kann, aber hier weniger häufig und artenärmer als in Südtirol ist. Das Vorkommen von *Paraglobivalvulina* sp. und *Paradagmarita* sp. beweist trotz des Fehlens von Fusuliniden ein oberpermisches Alter. Andere Foraminiferen wie *Earlandia* sp., *Geinitzina* sp., *Glomospira* sp. oder *Cyclogyra* sp. sind hingegen stratigraphisch weniger aussagekräftig.

Der Vergleich der Bellerophon-Formation des Naßfeldgebietes mit den Vorkommen in Südtirol zeigt, dass in der oberpermischen Schichtfolge der Karnischen Alpen ein ungleich stärkerer mariner Einfluss vorhanden ist als in Südtirol. Dort dominieren bituminöse Kalke und Mergel, Rauwacken und Gips führende Gesteine einer lagunär-neritischen Fazies, die von ACCORDI (1959) zur „Badiotischen Fazies“ zusammengefasst wurden, die sich meerwärts an die randlich-lagunäre „Fleimser Fazies“ anschließt.

Dieser Trend setzt sich auch nach SE fort. Im nördlichen Anteil Sloweniens (Südkarawanken) finden sich analoge Verhältnisse zu den Karnischen Alpen (Karavanke Formation nach BUSER et al. [1988]), dagegen sind in der Mitte und im Westen Sloweniens (in der Gegend um Idrija) teilweise offen marine und teilweise lagunäre bis evaporitische Bedingungen in den weitgehend karbonatischen Ablagerungen (Žažar-Formation) dokumentiert. An der Basis ist mit dem Auftreten von Fusuliniden (*Palaeofusulina nana*) ebenfalls ein oberpermisches Alter belegt. Darüber folgen Kalke mit Brachiopoden und Korallen (RAMOVŠ, 1958), darüber hauptsächlich Dasycladaceen-Kalke mit Gastropoden (BUSER et al., 1988; DOLENEC et al., 2003, 2004).

4.15. Die Perm/Trias-Grenze

Definition

Der Beginn der Triaszeit und somit die Grenze zwischen den Perioden Perm und Trias wurde im Jahr 2001 nach den Vorschlägen der Arbeitsgruppe für diese Zeitenwende und der Ratifizierung durch die International Union of Geological Sciences (IUGS) mit dem Erstauftreten der Conodontenart *Hindeodus parvus* (KOZUR & PJATAKOVA) an der Basis der Bank 27c des Profils D von Meishan in der Provinz Zhejiang in China verbindlich definiert. Das Erscheinen dieser Index-Art in marinen Gesteinsfolgen in anderen Gebieten wird üblicherweise als zeitgleiches Ereignis mit den Verhältnissen im Typusprofil gewertet und dieser Horizont daher mit der Perm/Trias-Grenze parallelisiert. Dies gilt auch für die Karnischen Alpen, in denen nach Neuuntersuchungen im Profil der Reppwand nördlich des Gartnerkofels die Lage der Perm/Trias-Grenze entsprechend den internationalen Vereinbarungen exakt wiedergefunden werden konnte (Abb. 73).

Die Perm/Trias-Grenze in den Karnischen Alpen

Am Gipfel der Kammleiten auf einer Höhe von 1990 m wurde im Herbst 1986 eine wissenschaftliche Bohrung mit einer Endteufe von 331 m abgeteuft (Abb. 75). Zweck der Bohrung war die Untersuchung jener Gesteinsschichten, die zwischen dem jüngsten Erdaltertum und dem Beginn des Erdmittelalters in den Karnischen Alpen gebildet wurden und hier in einer vollständigen marinen Schichtfolge im oberen Abschnitt des Profils der Reppwand erhalten sind (Abb. 74). Dazu musste zuerst mittels Index-Conodonten die genaue Position der Perm/Trias-Grenze im Gelände bestimmt werden (SCHÖNLAUB, 1991; Abb. 73). In der Folge sollten mögliche Aussagen über die Ursache(n) für eines der größten Massensterben in der Geschichte der Erde gewonnen werden, von dem die Erde weltweit zu dieser Zeit betroffen war.

An der Perm/Trias-Grenze, das war vor etwa 251 Millionen Jahren*), kam es auf der gesamten Erde zu merkwürdigen Veränderungen, deren Ursache bisher unklar war. Unter anderem wurde der Einschlag eines Meteoriten auf der Erde angenommen.

- Weltweit wandelten sich zahlreiche Organismen „plötzlich“ um, viele starben aus, neue erschienen. Die Grenze ist eine Art „biologischer Schlagbaum“.
- Flachmeere dominierten auf der Erde.
- In den Ozeanen kam es zum Absatz ungeheurer Mengen von Steinsalz, Anhydrit und anderen Salzen.

*) Altersangabe nach GRADSTEIN et al. (2004), die nach Ansicht von MUNDIL et al. (2004) für die Perm/Trias-Grenze zu jung ist. Nach neuen Zirkon-Datierungen soll sie tatsächlich ein Alter von 252,6±0,2 Mio. Jahre haben. Für die geplante Neuausgabe des IUGS Geological Time Scale im Jahr 2008 soll daher dieser Wert auf 252 Mio. Jahre korrigiert werden.



Abb. 72.
Blick auf Reppwand und Gartnerkofel. Im Vordergrund Gipfel der Kammleiten (1998 m), auf dem im Jahr 1986 die Bohrung (331 m Tiefe) abgeteuft wurde.
Aerial view on Reppwand and Gartnerkofel. In the foreground Kammleiten peak (1998 m), the site of the scientific drilling in 1986.

- Biologisch gebildeter Kohlenstoff und bestimmte Schwefelisotope zeigen auffallende Abweichungen vom Normalwert.
- Die Richtung des Erdmagnetfeldes wechselte.

Mit Hilfe des erbohrten Gesteinskerns wurde versucht, die Ursachen dieser Erscheinungen aufzuklären. Dazu wurden verschiedene geophysikalische Messungen im Bohrloch durchgeführt, der Kern im Detail beschrieben und vermessen, über 400 Gesteinsplättchen aus dem Kern gesägt und Gesteinsdünnschliffe angefertigt, tausende geochemische Analysen der wichtigsten Hauptelemente, von Seltenen Erden, von bestimmten Isotopen (C, S, Sr) und Edelmetallen gemacht, die tonigen Beimengungen analysiert, die Wärmebeeinflussung des durchbohrten Gesteins untersucht, die Richtung des Erdmagnetfeldes an Hand von über 500 kleinen, aus dem Kern erbohrten Gesteinszylindern gemessen und schließlich der Gehalt an Mikrofossilien von Tieren und Pflanzen bestimmt, um genaue Altersangaben über die durchbohrten Gesteinsschichten zu erhalten.

Die internationale Auswertung des Probenmaterials ergab folgende Hauptergebnisse:

- Die durchbohrten Gesteinsschichten liegen – entgegen einer früheren Annahme – vollständig und ungestört übereinander. Die Grenzschicht zwischen dem Erdaltertum und dem Erdmittelalter liegt in 225 m Teufe.
- Nach dem Gesteinsaufbau und dem Chemismus gleichen sich die Schichten über und unter der Grenze, die zwischen gebankten Dolomiten liegt. Sie haben allerdings über der Grenze einen höheren Quarzgehalt als darunter. Auch die Fossilien zeigen beiderseits der Grenze deutliche Unterschiede.
- Die Bohrung bestätigte den „Faunensprung“, der weltweit vor rund 251 Millionen Jahren an der Wende vom Erdaltertum zum Erdmittelalter beobachtet wird.
- An der Grenze bei ca. 225 m und etwas höher bei ca. 185 m finden sich in den Gesteinen ungewöhnlich hohe Anreicherungen von Iridium, Schwefel, Eisen, Arsen und Kobalt. Auch im Verhältnis von anorganisch zu organisch gebildetem Kohlenstoff kommt es hier zu deutlichen Abweichungen von den Normalwerten – ein Hinweis, dass sich in dieser Zeit die Lebensbedingungen auf dem benachbarten Festland wie in den Ozeanen dramatisch verschlechterten.
- Die hohen Konzentrationen von Iridium, oft als Indiz für einen Einschlag eines Meteoriten auf der Erde gewertet, unterscheiden sich im Verhältnis zu anderen Spurenelementen von extraterrestrischen Körpern. Der Gehalt an Iridium ist zudem 5–10 Mal kleiner als jener, der weltweit in den rund 65 Millionen Jahren alten Kreide/Tertiär-Grenzschichten gefunden wurde und der mit Recht einem Meteoriten zugeschrieben wird.
- Beiderseits der Perm/Trias-Grenze wechselte das Erdmagnetfeld mehrmals seine Richtung.
- Die Erwärmung der durchbohrten Gesteine hatte nie Werte über 100 Grad erreicht. Über dem Gipfel des Gartnerkofels können daher nie große Massen jüngerer Gesteine gelegen haben.
- Im Bohrloch fanden sich in den Grenzschichten zwischen Perm und Trias Spuren vulkanischer Tätigkeit.

Die anfangs genannten Besonderheiten dieser Zeitgrenze gehen daher kaum auf einen „Besuch aus dem Weltraum“ zurück, sondern spiegeln allem Anschein nach komplexe ökologische Ereignisse in der Bio- und Hydrosphäre

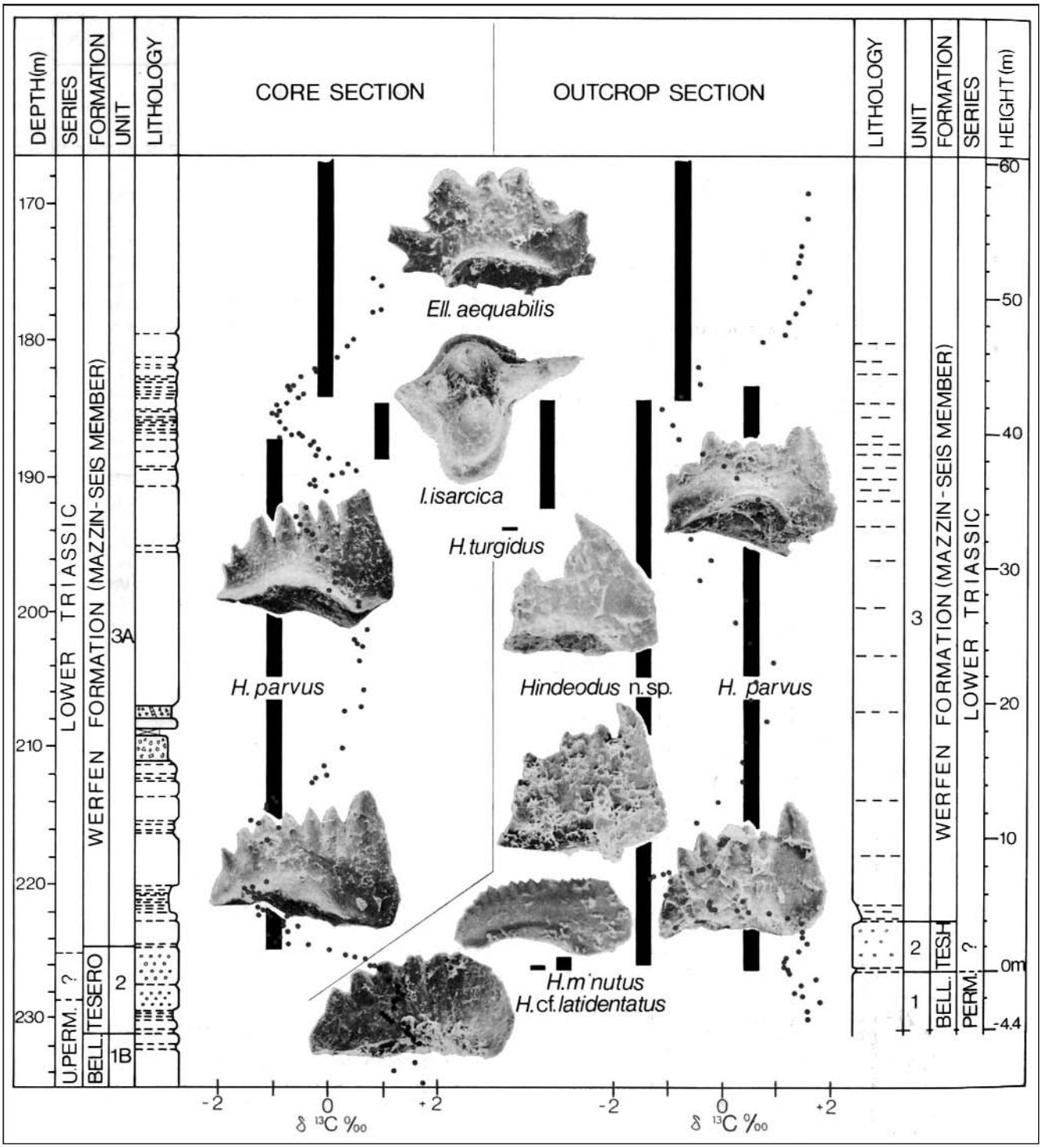


Abb. 73.
Conodontenstratigraphie und Verhältnis der stabilen Kohlenstoff-Isotope ^{13}C zu ^{12}C an der Perm/Trias-Grenze im Kern Gartnerkofel-1 und im Aufschluss in der Reppwand (nach SCHÖNLAUB [1991]).
Conodont stratigraphy and relation $^{13}C/^{12}C$ at the Permian/Triassic boundary in the Gartnerkofel-1 core and in the Reppwand outcrops (from SCHÖNLAUB [1991]).

auf der Erde wider (HOLSER et al., 1991; KOEBERL et al., 2004): Episodische Meeresspiegelschwankungen, eine verheerende Vergiftung des Meeres, zu plötzlicher Temperaturanstieg oder krasse Änderung des Salzgehaltes kommen als mögliche Ursachen in Frage. Am wahrscheinlichsten ist aber derzeit ein riesiger Vulkanausbruch, der genau zu dieser Zeit ein Gebiet in der Größe von rund 3,9 × 10^6 km² in West- und Ostsibirien betraf, in dem ein geschätztes Volumen von 2–3 bzw. 5 × 10^6 km³ basaltisches Magma gefördert wurde (REICHOW et al., 2002; RENNE, 2002; SAUNDERS et al., 2005)*). Die geschilderten wechselhaften Bedingungen, die diese Zeit prägten, sollen nach Erkenntnissen von BOWRING (1998), RAMPINO et al. (2000), MUNDIL et al. (2004) und ERWIN (2006) weniger als 200.000 Jahre gedauert haben.

In jüngster Zeit hat WARD (2006) in Anlehnung an KUMP et al. (2005) den Versuch unternommen, alle Beobachtungen über das Geschehen an der Perm/Trias-Grenze mit ihren verheerenden Auswirkungen auf die Bio- und Atmosphäre in einem Ursachen-Wirkungs-Modell zu vereinigen (Abb. 76). Ausgangspunkte für seine Überlegungen waren

*) Unter Einschluss von Intrusivgesteinen nehmen DOBRETSOV & VERNIKOVSKY (2001) sogar ein Volumen von 3–4 × 10^7 km³ an.



Abb. 74.
Die Perm/Trias-Grenze zwischen Bellerophon- und Werfen-Formation im oberen Teil der westlichen Reppwand.
The Permian/Triassic boundary between Bellerophon Formation and Werfen Formation in the upper part of western Reppwand.

die in vielen Profilen überlieferten kurzzeitigen Schwankungen im Verhältnis der Kohlenstoff-Isotopen ^{12}C und ^{13}C beiderseits der Perm/Trias-Grenze, die Entdeckung von „Biomarkern" in Form von Schwefelwasserstoff (H_2S) produzierenden grünen Schwefelbakterien, weit verbreitete anoxische Sedimente und die Erkenntnis über extreme Treibhausgas-Bedingungen zu dieser Zeit, für die ein intensiver Vulkanismus verantwortlich war (vgl. auch LANE, 2007).

1) Das von WARD (2006) vorgeschlagene Szenario beginnt mit der Freisetzung enormer Mengen von Kohlendioxid und Methan im Zuge vulkanischer Aktivitäten an der Perm/Trias-Grenze (siehe oben!).
2) Die erhöhte Konzentration von Treibhausgasen führt zu einer globalen Erwärmung der Atmosphäre und oberflächennaher Wasserschichten in den Ozeanen bei gleichzeitig verminderter Aufnahmefähigkeit von Sauerstoff im Meerwasser.
3) Der erniedrigte Sauerstoffgehalt destabilisiert die Chemokline*), an der sauerstoffreiches Wasser an solches grenzt, das mit dem Giftgas Schwefelwasserstoff angereichert ist, das von anaeroben Bakterien am Meeresboden stammt.
4) Zunehmende H_2S-Konzentration bewirkt ein Ansteigen der Chemokline bis an die Meeresoberfläche.
5) Während es in oberflächennahen Wasserschichten zu einem Blühen von Schwefelbakterien kommt, gehen andere, vom Vorhandensein von Sauerstoff abhängige Organismengruppen zugrunde.
6) Die Freisetzung von toxischem Gas (z.B. Schwefelwasserstoff) hat nicht nur lethale Auswirkungen auf die Pflanzen und Tierwelt am Festland, sondern greift auch den Ozonschild an. Die Folge ist eine verstärkte UV-Strahlung, die weiteres Leben zerstört.
7) Mit dem Nachlassen vulkanischer Exhalationen von Treibhausgasen kehrt allmählich wieder das Leben auf dem Festland und in den Ozeanen zurück.

*) Chemische Sprungschicht in einem Gewässer mit starken Konzentrationsunterschieden im Vertikalprofil.



Abb. 75.
Die wissenschaftliche Bohrung Gartnerkofel-1 am Gipfel der Kammleiten (1998 m) im September 1986.
Scientific drilling on peak of Kammleiten (1998 m) on September 15, 1986.

4.16. Werfen-Formation (19)

Ersterwähnung

LILL VON LILIENBACH, A. (1830): Ein Durchschnitt aus den Alpen mit Hindeutungen auf die Karpathen. – Jb. Min. Geogn. Geol. Petrefaktenkunde, **1**, 151–220, Heidelberg (Reichard).

Verbreitung

Auf dem Gebiet des Kartenblattes kommen die Gesteine der Werfen-Formation in der westlichen, nördlichen und östlichen Umrahmung des Gartnerkofels sowie im Westen und Norden des östlich anschließenden Zielkofels vor.

Die Mächtigkeit der Werfen-Formation schwankt im Untersuchungsgebiet zwischen 100 und etwa 180 m. Sie kommt hier in zwei Faziesausbildungen vor, nämlich in der Normalfazies der Südalpen und in der spätdiagenetisch entstandenen „Plattendolomit-Fazies". Hierbei handelt es sich um lokale Vorkommen von vollständig dolomitisierten Schichtfolgen im Reppwandprofil sowie im oberen Garnitzengraben, die teils an Störungszonen gebunden sind. Diese Ausbildung wurde erstmals von GEYER (1896) erkannt.

Mit der Werfen-Formation in der Umgebung des Gartnerkofels hat sich BOECKELMANN (1988) ausführlich beschäftigt. Ergänzt werden diese Arbeiten durch Ergebnisse aus der Forschungsbohrung Gartnerkofel-1 (HOLSER & SCHÖNLAUB, Hrsg., 1991).

Biostratigraphie

Die zeitliche Einordnung der Werfen-Formation an den Beginn der Trias basiert auf lithologischen Vergleichen mit der Schichtfolge in den westlichen Südalpen und ihrer Stellung zwischen der Bellerophon-Formation im Liegenden und der Muschelkalk-(Buchenstein-)Formation im Hangenden. Funde von Makrofossilien waren bisher äußerst selten und beschränken sich auf wenige Vorkommen. Bereits GEYER (1896) erwähnte die Muscheln *Myacites fassaensis, Myophoria costata* und *Pseudomonotis* sowie die Schnecke *Holo-*

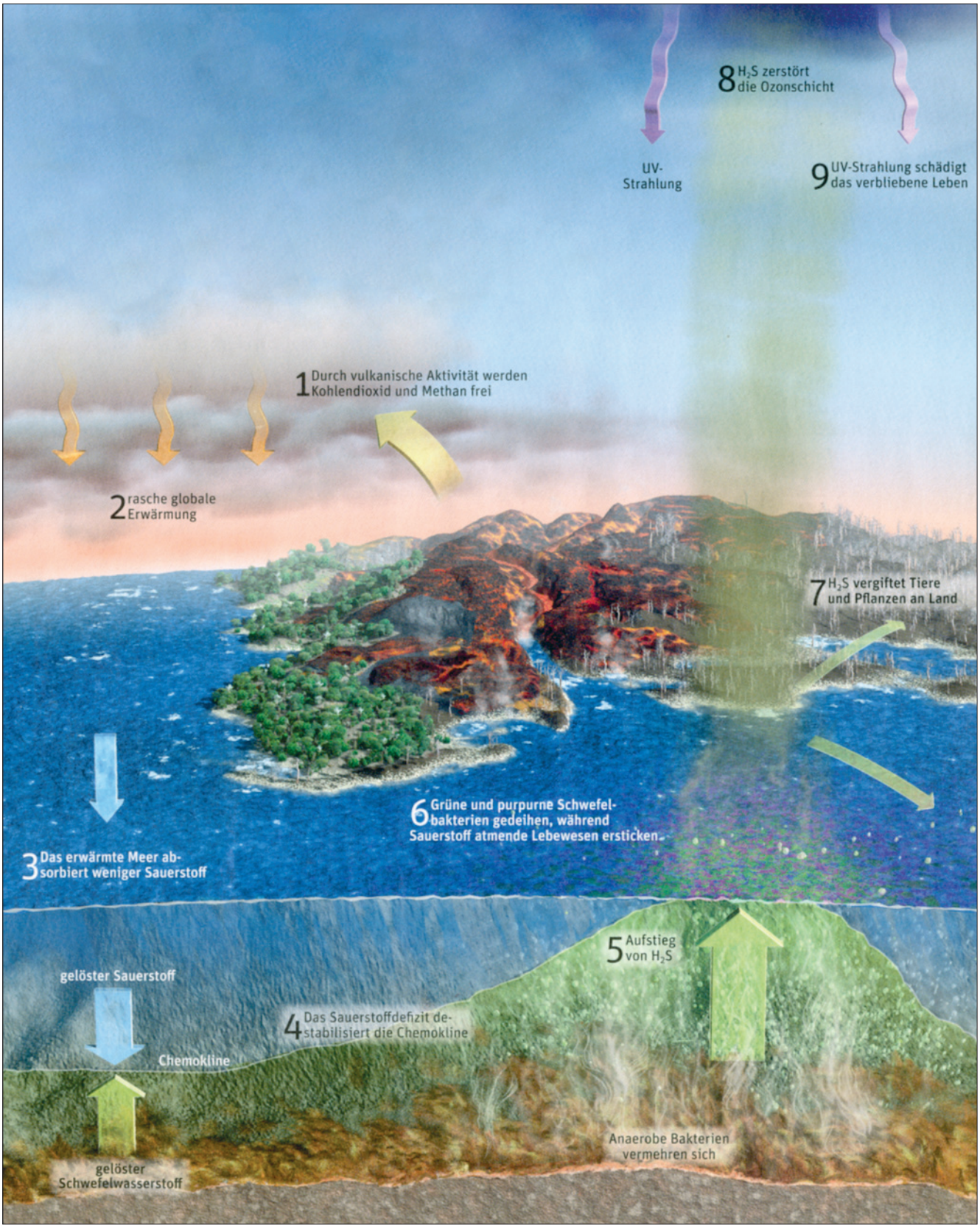


Abb. 76.
Szenario des Geschehens an der Perm/Trias-Grenze vor rund 251 Mio. Jahren (nach WARD [2006]).
Scenario of the mass-extinction event at the Permian/Triassic boundary (from WARD [2006]).

pella. Auch KAHLER & PREY (1963) führen einen Fund von *Claraia clarai* aus dem oberen Garnitzengraben an.

Mit dem Einsetzen der Werfen-Formation beobachtete BOECKELMANN (1988) im Vergleich mit den Verhältnissen in der darunter liegenden Bellerophon-Formation eine Verarmung der Foraminiferenfauna, die eine geringe Diversität aufweist und individuenarm ist. Danach handelt es sich um *Cyclogyra-Rectocornuspira*- und *Glomospirella-Meandrospira*-Assoziationen, die von Europa bis Asien relativ stabil sind. Dazu kommen Serpuliden der inkrustierenden Gattung *Spirorbis*.

An Makrofossilien beschrieb BOECKELMANN (1988) weitere Funde von Muscheln wie *Unionites canalensis* und *Unionites fassaensis* aus dem Seis-Member der Möderndorfer Alm sowie *Claraia aurita* vom Profil der Kammleiten, ebenfalls aus dem Seis-Member.

Im Rahmen der Forschungsbohrung Gartnerkofel-1 wurden die Grenzschichten zwischen dem Perm und der Trias ausgiebig auf ihre Conodontenführung hin untersucht (SCHÖNLAUB, 1991). Dabei konnte u.a. im Äquivalent des Tesero-Horizontes erstmals die Leitform für die Basis der Trias, *Hindeodus parvus* nachgewiesen werden (Abb. 73). Weiters fanden sich sowohl im Bohrkern als auch im benachbarten Obertagsaufschluss in der basalen Werfen-Formation rund 40 m über der Perm/Trias-Grenze die namengebende Form der *isarcica*-Conodontenzone, *Isarcicella isarcica* sowie Vertreter von *Ellisonia aequabilis*. Diese Conodontenfauna ist typisch für die Griesbach-Stufe der ältesten Trias.

Reppwand

Nach BOECKELMANN (1988, 1991) sind in der oberen Reppwand und am anschließenden Kammleiten-Nordhang zwischen 1810 m und 1970 m Höhe bzw. in der Forschungsbohrung Gartnerkofel-1 die Äquivalente des Tesero-Horizonts sowie des Mazzin-, Seis- und Teile des Campil-Member aufgeschlossen (Abb. 77). Allerdings ist der untere Abschnitt nahezu vollständig dolomitisiert, so dass das Mazzin- und der untere Teil des Seis-Member zur basalen Werfen-Formation zusammengefasst werden. Der oberste Abschnitt der Werfen-Formation, bestehend aus Val-Badia-, Cencenighi- und San-Lucano-Member fehlt hingegen im Naßfeldgebiet. Dafür war eine Abtragung im Anis verantwortlich. An ihrer Stelle folgt im Hangenden des Campil-Member das Muschelkalk-Konglomerat aus der Anis-Stufe, das sich aus Aufarbeitungsprodukten des Campil- und Seis-Member sowie von Vulkaniten aus dem Anis zusammensetzt.

– Basale Werfen-Formation
  Im oberen Reppwandprofil umfasst die basale Werfen-Formation (Tesero-Horizont, Mazzin- und unteres Seis-Member) eine ca. 80 m mächtige Folge von dünngebankten grauen bis bräunlichen, epigenetisch dolomitisierten Karbonaten, die ursprünglich als Teil der Bellerophon-Formation aufgefasst wurden (KAHLER & PREY, 1963; BUGGISCH, 1975). Zwischengeschaltet sind geringmächtige Lagen von dolomitischen Mergeln und dunklen Siltschiefern.
  Die untersten 4 m dieser Folge bestehen aus mittel- bis grobkörnigen Dolomiten, in denen nur vereinzelt Muschelpflaster und Ostracoden auftreten. Eine Bank etwa 3 m über der Basis enthält hingegen lagenweise völlig dolomitisierte Ooide.
  Es ist naheliegend, diesen 4 m mächtigen Bereich mit dem Oolith-Horizont in der Forschungsbohrung Gartnerkofel-1 unmittelbar über dem abrupten Ende der permischen Fauna und Flora zu parallelisieren und hier ebenfalls ein Äquivalent des Tesero-Horizonts in Südtirol anzunehmen.
  Die weitere Abfolge besteht aus einer Wechsellagerung von niedrig energetischen Karbonaten und cm- bis dm-mächtigen oft fossilreichen höher energetischen Dolomiten. Trotz der meist vollständigen Dolomitisierung lassen sich Ostracoden, Spirorben, *Earlandia* und Schalenreste unterscheiden. In den höher energetischen Bereichen sind die Biogene als Schill-Lagen angereichert mit Zunahme von Gastropoden-Muschel-Schillen nach oben.
– Oberes Seis-Member
  Der über der basalen Werfen-Formation folgende 13 m mächtige Abschnitt markiert den Übergang zwischen den relativ sterilen Dolomiten und den geringer diagenetisch beeinflussten Gesteinen des höheren Seis-Member. In den überwiegend dolomitischen Gesteinen kommen Oolithe häufiger zuammen mit Foraminiferen (*Cyclogyra* sp., *Rectocornuspira* sp.) vor, weiters schalten sich dünne Muschel-Schill-Lagen und durch Rippel charakterisierte Lagen ein.
  Ebenfalls dem Seis-Member zugerechnet wird die folgende 20 m mächtige Folge von kleinwüchsigen Ostracoden, Gastropoden, Foraminiferen,

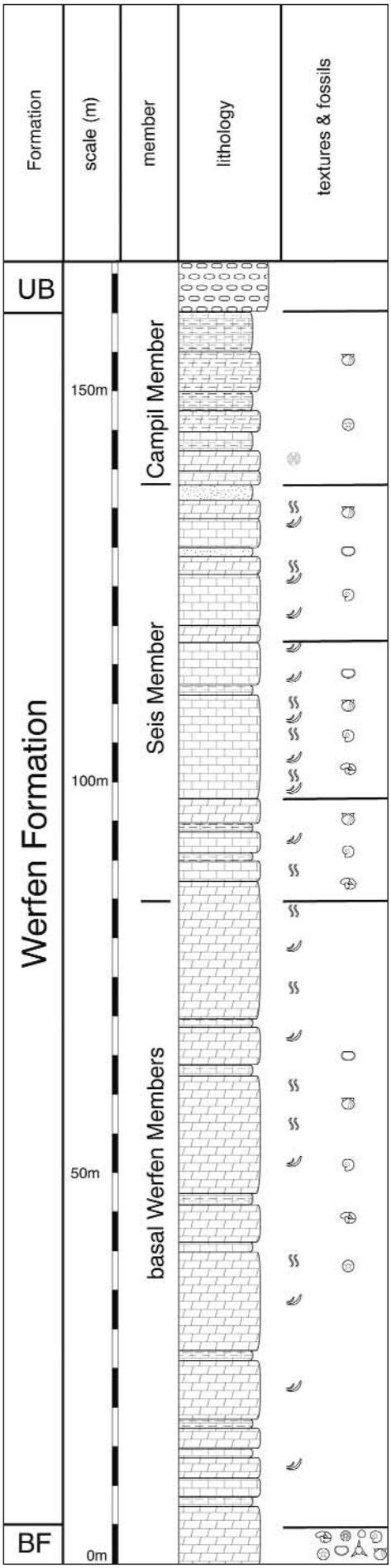


Abb. 77.
Profil der Werfen-Formation im oberen Teil der Reppwand (verändert nach BOECKELMANN [1988]).
Log of the Werfen Formation in the upper part of the Reppwand cliff (modified from BOECKELMANN, [1988]).

Spirorben und Muscheln führenden, bioturbaten Kalken und Dolomiten, die mit höher energetischen Kalken wechsellagern. Letztere werden durch meist eingeregelte, stärker ausgewaschene Gastropoden-Muschel-Schille mit Anreicherungen von detritischem Quarz charakterisiert.

Im höchsten, rund 20 m mächtigen Abschnitt des Seis-Member setzt verstärkte terrigene Sedimentzufuhr in Form Glimmer führender Quarzsilte ein, die nach oben weiter zunimmt. Die Schillkalke werden von Muschel und Spirorben führendem wacke- bis packstone bei zurücktretenden Foraminiferen und Gastropoden repräsentiert. Dieser Profilabschnitt stellt einen Übergang zum dolomitisch-klastischen Campil-Member im Hangenden dar.

– Campil-Member

Das rund 22 m mächtige Campil-Member hebt sich von den Nebengesteinen durch seine rötliche bis tiefrote Gesteinsfarbe ab. Häufige Gesteinstypen sind sehr feinkörnige, oft laminierte Dolomite und dolomitische Mergel, deren Feinschichtung von Korngrößenunterschieden resultiert. Terrigener Detritus ist lagenweise angereichert oder fein verteilt. Daneben kommen im raschen vertikalen Wechsel auch reine Siltlagen vor, die bis 0,5 m mächtig werden. In diesem Bereich sind Fossilien sehr selten, allerdings können einzelne Bänke Steinkerne von Muscheln oder Muschelschille sowie Pflanzenstreu und zuoberst Echinodermenreste enthalten.

Möderndorfer Alm und oberer Garnitzengraben

Im Bereich WSW der Möderndorfer Alm ist die Werfen-Formation in der Normalfazies aufgeschlossen und reicht hier von der basalen Werfen-Formation über das Seis-Member bis zum Einsetzen des Campil-Members.

Weiters ist die Werfen-Formation in den Seitengräben des Garnitzenbaches westlich des Zielkofels zwar gut aufgeschlossen, allerdings stark gestört, so dass die Zuordnung zu einem der bekannten Einheiten schwierig oder unmöglich ist. Eine Ausnahme bildet das bunte Campil-Member, das mit rund 50 m Mächtigkeit im Vergleich zu den Verhältnissen nördlich der Kammleiten offenbar während der anisischen Abtragung weitgehend erhalten blieb. Dieser obere Abschnitt enthält erste schlecht erhaltene Glomospirellen und häufige Pflanzenreste, die einen stärkeren klastischen Einfluss anzeigen. Dazu kommen gelbe zellige Rauwacken, Gesteinspartien mit Trockenrissen und asymmetrischen Strömungsrippeln, Tepee-Strukturen, konglomeratische Bildungen und Tempestit-Lagen. Darüber folgt das Muschelkalk-Konglomerat.

Nach KAHLER & PREY (1963) und BOECKELMANN (1988) ist die Plattendolomit-Fazies vor allem im oberen Garnitzengraben südlich einer WSW–ENE-streichenden Störung, die den Garnitzengraben bei P.1203 quert, verbreitet. Es handelt sich um eine stark gestörte, rund 70 m mächtige Folge von meist im dm-Bereich gebankten grauen, rötlichen und violetten Dolomiten, dolomitischen Mergeln und dünnplattigen Tonsteinen. Im Dünnschliff zeigen sich überwiegend epigenetisch Struktur zerstörend dolomitisierte Karbonate mit noch erkennbaren Sedimentstrukturen und Schalenresten von Muscheln, Gastropoden und gelegentlich Foraminiferen und Ostracoden. Im höheren, über 40 m mächtigen Abschnitt nehmen die roten Farben zu und die für das Campil-Member typischen Sedimente und Strukturen dominieren.

Zusammenfassung

Die für die westlichen Südalpen übliche Untergliederung in neun lithostratigraphische Einheiten, deren Ausbildung auf Trans- und Regressionsereignissen basiert, ist im Naßfeldgebiet auf Grund der küstenferneren Lage nicht so klar nachvollziehbar. Dennoch lassen sich auch hier der Tesero-Horizont, die basale Werfen-Formation (= Mazzin- und unteres Seis-Member) sowie das obere Seis- und Campil-Member unterscheiden. Die ursprünglich darüber abgelagerten Sedimente wurden während der anisischen Abtragung erodiert.

Bei der Werfen-Formation handelt es sich um niedrigenergetische Kalkschlammablagerungen im Wechsel mit höher energetischen Kalkareniten. Letztere sind als distale (Mazzin-Member) und proximale Tempestite (Seis-Member) mit meist Schill-Lagen ausgebildet. Ein übergeordneter Trend spiegelt sich in der zunehmenden Proximalität zum Hangenden wider. Dies entspricht einem Fazieswechsel vom subtidalen Milieu im Mazzin-Member zum inter- bis supratidalen im Campil-Member. Zu dieser Zeit wurde im 1. Zyklus der Höchststand der Proximalität mit sandigen Sturmflutsedimenten erreicht.

Der 2. Zyklus, der im Raum des Naßfelds nicht erhalten ist, begann mit der Badia-Transgression im Übergang vom Campil- zum Val Badia-Member. In der Folge kam es wiederum zu einer regressiven Tendenz vom zunächst subtidalen Val Badia-Member zu intertidalen Karbonaten und Klastika des Cencenighe-Member. Dieser Meeresrückzug kulminierte in einer Abtragungsphase mit Bildung des Muschelkalk-Konglomerats.

Die beiden asymmetrischen transgressiv-regressiven Zyklen überlagern die kurzfristigen sturminduzierten Ereignisse und untergeordnete, durch kleine Meeresspiegelschwankungen hervorgerufenen Zyklen, die für den Wechsel zwischen knolliger und kompakter Bankfazies verantwortlich sind (BOECKELMANN, 1988).

4.17. Muschelkalk-Konglomerat bzw. Uggowitz-Brekzie (18)

Ersterwähnung

FRECH, F. (1894): Die Karnischen Alpen. Ein Beitrag zur vergleichenden Gebirgstektonik. – 514 S., Halle.

RICHTHOFEN, F. von (1860): Geognostische Beschreibung der Umgebung von Predazzo, Sankt Cassian und der Seiser Alpe in Süd-Tyrol. – 327 S., Gotha.

WITTEMBURG, P. von (1908). Beiträge zur Kenntnis der Werfener Schichten Südtirols. – Geol. Paläontol. Abh. (N.F.), **8**, 251–292.

Der Bezeichnung Muschelkalk-Konglomerat gebührt der Vorzug vor der Bezeichnung Richthofen-Konglomerat, die von WITTEMBURG (1908) für das anisische Basalkonglomerat in Südtirol vorgeschlagen wurde. Allerdings hat RICHTHOFEN bereits 1860 den Namen Campiler Konglomerat eingeführt, das offensichtlich mit beiden Bildungen identisch ist.

Die Bezeichnung „Muschelkalk“ bzw. „Muschelkalk-Konglomerat“ wurde erstmals von FRECH (1894) für die Südalpen verwendet, hat sich aber hier nicht durchgesetzt. In der Regel ist dieser Terminus für den unteren Teil der Mitteltrias-Schichtfolge in den Nördlichen Kalkalpen („Alpiner Muschelkalk“) und dem Muschelkalk in der germanischen Trias reserviert, entspricht aber auch dort nicht den Richtlinien der stratigraphischen Nomenklatur. KRAINER & LUTZ (1995) haben daher zu Recht vorgeschlagen, für beide Begriffe allgemein akzeptierte Lokalnamen zu verwenden, und bezeichneten das Muschelkalk-Konglomerat als Uggowitz-Brekzie und setzten den darüber folgenden Muschelkalk mit der Buchenstein-Formation in Südtirol gleich. Einschränkend muss hinzugefügt werden, dass im südalpinen Raum immer noch einige Unsicherheit in der Korrelation der verschiedenen Konglomerathorizonte in der Trias herrscht (FARABEGOLI et al., 1985).

Lithologie

Dieses Gestein ist wegen seiner bunten Farben eines der auffälligsten der Schichtfolge in der Umgebung des Naßfelds. Es besteht aus polymikten kantengerundeten, zu einem geringeren Teil auch gut gerundeten, faust- bis kopfgroßen Geröllen, die Größen von durchschnittlich 2 bis 10 cm, selten auch bis Metergröße erreichen können. Sie stammen nahezu ausschließlich aus der unterlagernden Werfen-Formation und sind in einer grauen, rötlichen und gelblich anwitternden Matrix aus inhomogenem Dolomitsand bis -silt mit geringen Beimengungen von Quarz, Feldspat und Glimmer eingebettet (Abb. 78).

Die Komponenten sind gelbliche, rote, violette und graue fein- und grobkörnige Dolomite und Gastropoden-Oolithe des Campil- und Seis-Members sowie teils schlecht gerundete dolomitische Sandsteine und vereinzelt rotbraune und grünliche Vulkanite des zwischengeschalteten Andesittuffes. Dazu kommen feinkörnige graue *Glomospirella* und Ostracoden führende Dolomite, die aus der oberen, nicht mehr erhaltenen Werfen-Formation aufgearbeitet sein können. Daneben finden sich auch Klasten aus dem variszischen Untergrund oder solche vulkanischen Ursprungs mit Lava- oder Bimssteinfragmenten.

Der zweigeteilte Horizont ist undeutlich im Dezimeter- bis Meterbereich geschichtet, die Komponenten weder sortiert noch geregelt, auch wenn mitunter gröbere und feinere Partien wechseln. Die Packung ist in der Regel dicht, wobei Flächenkontakte Anzeichen von Drucklösung zeigen.

In der Forschungsbohrung Gartnerkofel-1 erreicht das nahezu horizontal gelagerte Muschelkalk-Konglomerat eine Mächtigkeit von 57 m. Hier wird es allerdings zwischen 30 und 34,5 m durch die Einschaltung einer 4,5 m mächtigen Andesittuff-Lage zweigeteilt (siehe unten).

Nach BOECKELMANN (1988) sind die vulkanischen Komponenten nebengesteinsreiche andesitische Laven mit porphyrischer Struktur und deutlichem Fließgefüge. Die Grundmasse ist kryptokristallin mit wenigen Plagioklasleisten, die das Fließgefüge nachzeichnen. Einsprenglinge sind vor allem große Plagioklase, die teils in Karbonat umgewandelt sind. Chlorit, Quarz und Kalzit bilden Pseudomorphosen nach Amphibol und Pyroxen, Biotit ist in Serizit umgewandelt.



Abb. 78.
Das Muschelkalk-Konglomerat (Uggowitz-Brekzie) zwischen Kühweger Sattel und Gipfel der Kammleiten am Naßfeld.
The Muschelkalk Conglomerate (Uggowitz Breccia) between Kühweg Pass and peak of Kammleiten at Naßfeld.

Neben dem Hauptvorkommen am Gipfel der Kammleiten finden sich weitere Vorkommen von Muschelkalk-Konglomerat auch an der Nordostflanke des Gartnerkofels, westlich der Möderndorfer Alm sowie im obersten Garnitzengraben. Die Mächtigkeit schwankt allerdings stark, und stellenweise, wie an der Ostflanke des Zielkofels, kann es ganz aussetzen. In diesem Fall folgt über der Werfen-Formation der Muschelkalk.

Das Muschelkalk-Konglomerat ist ein typisches Umlagerungsprodukt, das sehr unreif ist und dessen Ursprung nicht auf große Transportweiten zurückgeht. Für seine Entstehung dürften tektonische Bewegungen im Gefolge von Vulkanismus verantwortlich sein.

KRAINER & LUTZ (1995) unterschieden zwei verschieden alte Brekzienhorizonte. Danach ist in der Umgebung des Zielkofels lokal eine In-situ-Brekzie vorhanden, die aus dm-großen Klasten der Werfen-Formation besteht („Werfen Brekzie“) und ein Skyth-Alter haben soll. Sie wird mit Erosionskontakt von der eigentlichen Uggowitz-Brekzie überlagert, die dem Anis zugeordnet wird.

Im Gebiet des Gartnerkofels folgt über dem Konglomerat- bzw. Brekzienhorizont ein rund 10 m mächtiger karbonatischer Silt- und Feinsandbereich mit einigen zwischengeschalteten Lagen von Feinkonglomeraten, der von KOZUR et al. (1994) als „Kühweg Member“ bezeichnet wurde und zusammen mit der Uggowitz-Brekzie die Uggowitz-Formation bildet.

Nach den genannten Autoren geht die Brekzie in den meisten Vorkommen ohne scharfe Grenze in das Kühweg-Member über. Die Silt- und Sandsteine sind dünn gebankt und mehr oder weniger deutlich im mm- bis cm-Bereich laminiert. Sedimentstrukturen wie Rippeln, Kreuz- und Flaserschichtung, Gradierung und Bioturbation kennzeichnen diesen Bereich, der zudem häufig Pflanzendebris und dünne kohlige Lagen führt. Die karbonatischen Silt- und Feinsandsteine bestehen vorwiegend aus dolomikritischen Körnern mit maximal 20 % Beimengung von siliziklastischem Material aus Quarz, Feldspat, Glimmer und vulkanischen Komponenten.

Dazu kommen Bioklasten von Foraminiferen, Echinodermen und Ostracoden. Gelegentlich schalten sich in die Silt- und Feinsandsteine 1 bis 3 cm dicke unregelmäßig geformte Lagen aus mikrobiellen Krusten, bestehend aus Mikrit, Gastropoden und Ostracoden ein, außerdem dünne Karbonatlinsen aus bioturbatem wackestone, in denen Bioklasten von Brachiopoden, Gastropoden, Dasycladaceen, Foraminiferen, Ostracoden, Echinodermen und Pflanzendebris eingelagert sind. Einige sind von mikritischen Algen umkrustet.

In diese klastische Folge schalten sich lokal auch bis 2,5 m mächtige siltige Dolomitbänke ein mit geringer Beimengung von Quarz-, Feldspat- oder Glimmerkörnen. Sie enthalten vornehmlich Foraminiferen wie *Glomospira* sp., *Glomospirella* sp. und *Earlandia tintinniformis*, die auf ein subtidales Milieu unterhalb der Wellenbasis hinweisen.

Der oberste Bereich des Kühweg-Member besteht aus einem geringmächtigen Brekzienhorizont, der aus Peloiden, dolomitischen Lithoklasten und Schalenresten aus Gastropoden, Brachiopoden und Foraminiferen aufgebaut wird.

4.18. Muschelkalk-(Buchenstein-)Formation mit lokalem Tuff und Agglomerat (Pietra Verde?) (17)

Allgemeines

Der Name wurde in Analogie zum Muschelkalk in der germanischen Trias von Deutschland auf verschiedene, äußerlich ähnliche und vermeintlich gleich alte vorwiegend kalkige Ablagerungen in den Alpen angewandt. Der Umfang des Begriffes schwankte in der Vergangenheit stark und hat verschiedene Schichtglieder im Hangenden der Werfen-Formation bis zum Hallstätter Kalk umfasst. Nach Untersuchungen von KRAINER & LUTZ (1995) ist dieses Schichtglied ein Äquivalent der oberanisisch/unterladinischen (Fassan) Buchenstein-(Livinallongo-)Formation von Südtirol.

Lithologie

Der Muschelkalk besteht aus 30 bis maximal 40 m mächtigen dunkelgrauen, stellenweise dolomitischen Platten-, Netz- bis Knollenkalken, die bei stärkerer Tonbeimengung als Mergelkalke ausgebildet sein können und häufig stark bioturbat durchwühlt sind (Abb. 79). Mikrofaziell handelt es sich um Dasycladaceen-wackestone und inhomogene Pelsparite. Sie werden als lagunäre Bildungen gedeutet. An Fossilien finden sich relativ häufig Schalenfragmente von Brachiopoden und besonders Gastropoden, aber auch Echinodermen, Foraminiferen und Pflanzendebris. Vereinzelt kommen auch Korallen vor. GEYER (1896, 1901) erwähnte von einem kleinen Vorkommen südwestlich des Kühweger Törls *Terebratula vulgaris, Spirigera trigonella* und *Spiriferina mentzeli*, weiters führten KAHLER & PREY (1963) sowie PFEIFFER (1988) die Vorkommen einer oberanisischen (Pelson/Illyr) Dasycladaceen-Flora mit *Diplopora* sp. *Gyroporella* cf. *ampleforata, Teutloporella tabulata* und *Teutloporella* sp. von der Nordseite des Gartnerkofels an.

Nach Neuuntersuchungen gliederten KRAINER & LUTZ (1995) die Muschelkalk- bzw. Buchenstein-Formation in (1) Flaserkalke, (2) Knollenkalke und kieselige Knollenkalke, (3) Pyroklastika (Pietra verde) und (4) pelagische Kalke mit zwischengeschalteten Plattform-Detrituskalken.

Der Flaserkalk-Horizont ist bis 5 m mächtig und besteht aus Schlamm- bis laminierten Siltsteinen aus Mikrit mit geringer Beimengung aus siliziklastischem Material, gelegentlichen Schalenresten von Brachiopoden, Einschaltung von mikrobiellen Krusten, karbonatischen Linsen aus bioklastischem wackestone und dünnen Lagen feinkörniger Karbonatsandsteine. An Sedimentstrukturen treten kleine Rippeln auf sowie Deformationserscheinungen.

Die dunkelgrauen, bis 25 m mächtigen Knollenkalke und kieseligen Kalke mit mergeligen Zwischenlagen sind im dm-Bereich gebankt und führen verkieselte Bioklaste von Brachiopoden sowie im oberen Teil Hornsteinknollen. Ihnen sind grüne pyroklastische Lagen zwischengeschaltet.

Die Knollenkalke variieren zwischen bioklastischen bioturbat durchwühlten Schlammsteinen (darunter Brachiopoden mit Geopetal-Gefüge, Gastropoden, Ostracoden, Foraminiferen, Echinodermen, Polychaeten, Korallen), häufigem bioklastischem wacke- bis packstone (mit mikritischen Lithoklasten als Fragmente von Tubiphyten und Bio-

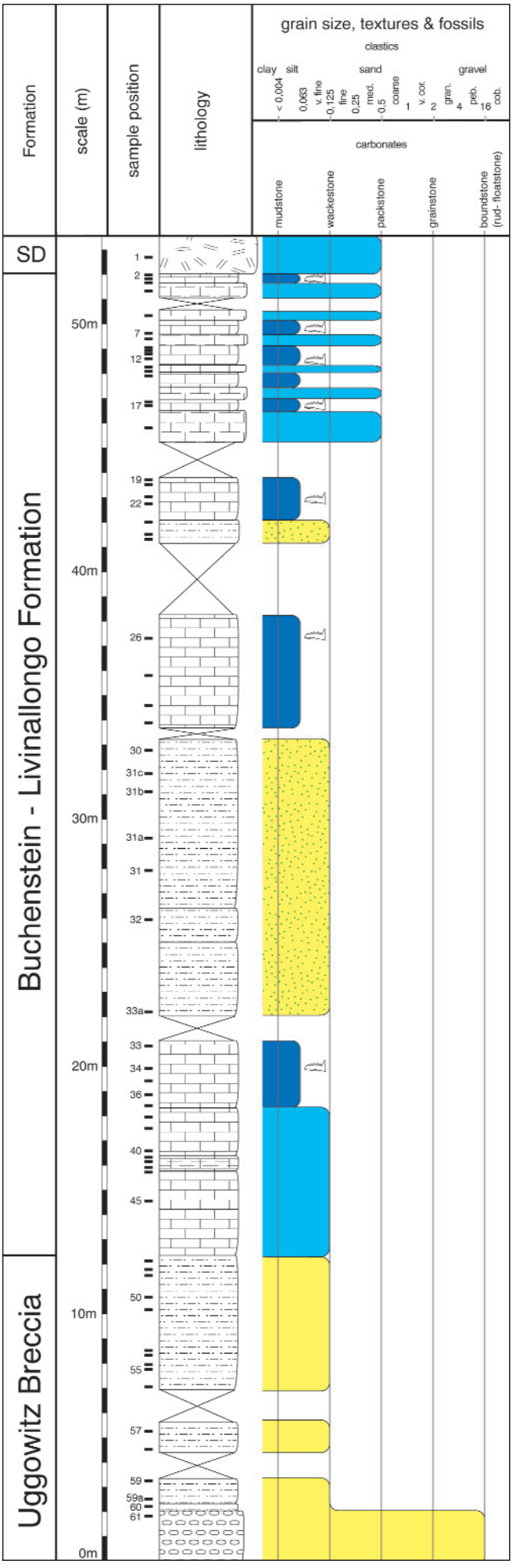


Abb. 79.
Oberer Teil der Uggowitz-Brekzie und Buchenstein-(Livinallongo-)Formation (Muschelkalk) südöstlich der Kühweger Alm (nach KOZUR et al. [1994] und KRAINER & LUTZ [1995]).
Upper part of the Uggowitz Breccia and the Buchenstein (Livinallongo) Formation (Muschelkalk Formation) southeast of Kühweg Alm (modified from KOZUR et al. [1994], and KRAINER & LUTZ [1995]).

klasten von Brachiopoden, Gastropoden, Echinodermen, Dasycladaceen, Echinidenstacheln, Korallen, Ostracoden, Foraminiferen und porostromaten Cyanophyceen) und Radiolarien führendem wackestone, der vor allem in den höheren kieseligen und stark bioturbaten Partien dominiert. Er führt vor allem Radiolarien, Filamente und Schwamm-Spicula, aber auch Ostracoden, Foraminiferen, kleine Gastropoden, Fragmente von Dasycladaceen und Tubiphyten sowie Seeigel-Stacheln.

In diese Folge schalten sich neben dicht gepacktem Pellet-grainstone sowie lokal entwickeltem rekristallisiertem Dasycladaceen-grainstone auch bis 2 cm dicke Lagen von Feinsandsteinen ein. In Letzteren kommen eckige Vulkankomponenten sowie Radiolarien und Spicula vor, die nach oben hin in Conodonten führenden Radiolarien-wackestone übergehen.

An der Nordostkante des Gartnerkofels und an einer Blöße westlich P. 1660 bei der Möderndorfer Alm sind dem Muschelkalk in unterschiedlichen Mächtigkeiten von 2–6 m Tuffe und Agglomerate zwischengeschaltet. Vielfach ist dieser Horizont aber auf ein wenige dm-dickes Tuffit- bis Mergelband mit Feldspatkörnern und Glimmerblättchen reduziert oder fehlt generell. Bei den Tuffen handelt es sich analog der Beschreibung von KAHLER & PREY (1963) um fein- bis mittelkörnige graugrüne Gesteine mit kleinen dunklen Flasern und stellenweise eingestreuten Kalkbrocken (vor allem bei der Möderndorfer Alm). Es bestehen alle Übergänge zu Agglomeraten, in denen gelbliche und graue Kalke und Dolomite in einem tuffitischen oder sandig-kalkigen Bindemittel mit wechselnden Mengen grüner Tuffe und auch Tuffbrocken eingebettet sind.

Neue petrographische Untersuchungen über das Agglomerat- und Tuffband stammen von KRAINER & LUTZ (1995). Danach handelt es sich bei den Vorkommen nahe der Jagdhütte auf der Westseite des oberen Garnitzengrabens um zwei Horizonte von pyroklastischen Gesteinen, von denen der untere rund 10 m mächtig ist und der obere in einer Mächtigkeit von 1 m aufgeschlossen ist.

Bei dieser vulkanischen Einschaltung können Agglomerate, grobkörnige Kristalltuffe und feinkörnige Tuffe unterschieden werden.

Die Agglomerate sind schlecht sortiert, matrixgestützt und bestehen hauptsächlich aus Karbonatklasten der unterlagernden Werfen-Formation, verschiedenen Schlammsteinen und bioklastischem wackestone aus der unmittelbaren Unterlage der Buchenstein-Formation. Vulkanische Klaste kommen auch vor, sind aber selten. Die Grundmasse besteht aus grünem tuffitischem Material und hier vor allem aus Plagioklas, vulkanischen Fragmenten und Quarzkörnen.

Die grobkörnigen Kristalltuffe sind undeutlich laminiert, grünlich und bestehen aus dicht gepackten zonierten Feldspäten, vulkanischem Quarz, Biotit, vulkanischen Fragmenten und einigen Xenolithen. Die Grundmasse ist feinkörniges vulkanisches Material und wahrscheinlich rekristallisiertes Glas.

Die feinkörnigen Tuffe sind massig und undeutlich laminiert und bestehen aus feinkörniger, teilweise veränderter vulkanischer Grundmasse mit wenigen vulkanischen Einsprenglingen, Feldspat, Quarz und Glimmer.

Während die Agglomerate mit nach oben abnehmender Korngröße an der Basis des unteren pyroklastischen Horizontes vorkommen, sind die Kristalltuffe und Tuffe hauptsächlich auf den oberen Teil beschränkt. Bei der genannten Jagdhütte kommt vor allem der obere pyroklastische Horizont mit wenigen Kristalltuffen vor.

Der oberste Teil des Muschelkalk-Horizontes bzw. der Buchenstein-Formation wird von max. 10 m mächtigen, dünn gebankten, teilweise knolligen hemipelagischen Kalken mit dünnen Schieferzwischenlagen gebildet. Diesen sind bis 10 cm dicke Lagen von gradierten Kalkareniten und mehrere dm-dicke Brekzienlagen zwischengeschaltet, deren Komponenten von Plattformsedimenten stammen. Mikrofaziell handelt es sich um bioklastischen wackestone bis packstone mit Filamenten, Radiolarien, Spicula, Ostracoden, Echinodermen und Kalkalgen sowie verschiedenen Lithoklasten. Die Kalkarenite werden von feinkörnigen dolomitischen Silt- und Sandsteinen sowie häufig laminiertem und normal gradiertem grain- und packstone repräsentiert. Als biogene Komponenten finden sich Schalenfragmente, Echinodermen, Ostracoden, Gastropoden, Korallen, Foraminiferen, Tubiphyten und Dasycladaceen.

Die in der Regel schlecht sortierten Brekzienlagen sind meist normal gradiert und führen bis 5 cm große Bioklasten von Gastropoden, Korallen, weiters Foraminiferen, Echinodermen, Kalkschwämme, Dasycladaceen, Tubiphytenbindstone, Intraklasten von grain- bis rudstone, Schlammkalke und wackestone. Die überwiegende Mehrheit der Klasten lässt sich von Plattformkalken herleiten.

Alter

Auf Grund der Conodonten wurde auf Ladinium (Fassan) geschlossen (KOZUR et al., 1994). Nach der heute gültigen Definition der Anisium/Ladinium-Grenze (Basis der *curonii*-Zone, BRACK et al., 2005) ist der größte Teil der Abfolge aber noch Oberes Anisium. Die Grenze befindet sich vermutlich im obersten Anteil der Buchenstein-Formation knapp unterhalb des Schlern-Dolomits (Auftreten von *Budurovignathus gabriellae* und *N. bacalovi*).

4.19. Schlern-Dolomit mit Kalkeinschaltungen (14, 15)

Ersterwähnung

Die Bezeichnung Schlern-Dolomit geht auf RICHTHOFEN (1860) zurück.

Lithologie

Der 500 bis 700 m mächtige Schlern-Dolomit als jüngstes Schichtglied der Trias des Kartenblattes baut die Hauptmasse des Gartnerkofels sowie den Zielkofel auf, von wo er nach Osten auf italienisches Gebiet weiterstreicht.

Der Schlern-Dolomit ist ein weißer bis grauer zuckerkörniger Dolomit mit enger Klüftigkeit, kleinstückigem Zerfall zu Schutt und Grus und häufig löchriger Oberfläche. Längs Störungszonen ist er meist zu Mylonit zerrieben. Auf der Südwestflanke und der Nordflanke des Gartnerkofels sowie östlich des Gipfels (vgl. Geologische Karte, Signatur 15) ist er durch Einschaltung von bis zu 50 m mächtigen, grauen, lagunären Diploporen führenden Kalkpartien deutlich gebankt.

Bisherige Fossilfunde beschränkten sich auf Funde der Muschel *Daonella* cf. *tirolensis* durch E. SUESS (in KAHLER & PREY, 1963) sowie *Diploporella annulata* und *Teutloporella nodosa* durch KAHLER & PREY (1963) bzw. FENNINGER (1982). Damit wurde die Annahme eines ladinischen Alters für den Schlern-Dolomit bestätigt. Diese Berichte wurden durch reiche Neufunde von PFEIFFER (1988) und Conodontenfunden von KOZUR et al. (1994) wesentlich erweitert.

Nach PFEIFFER (1988) bilden der Gartnerkofel und der östlich anschließende Zielkofel die Reste einer in der Mitteltrias hier existierenden Becken-Plattform-Geometrie (Abb. 80). Danach soll im Ladin westlich und nördlich des Gartnerkofels ein Becken gelegen haben („Marginal Basin"), das sich im Gartnerkofel in Form eines „onlapping" mit der Plattformfazies verzahnte. Nach diesen Vorstellungen entsprechen die heutigen Grenzen des Gartnerkofels etwa der Ausdehnung der Plattform, auf die nach Südosten eine subtidale und schließlich eine restriktive Plattform

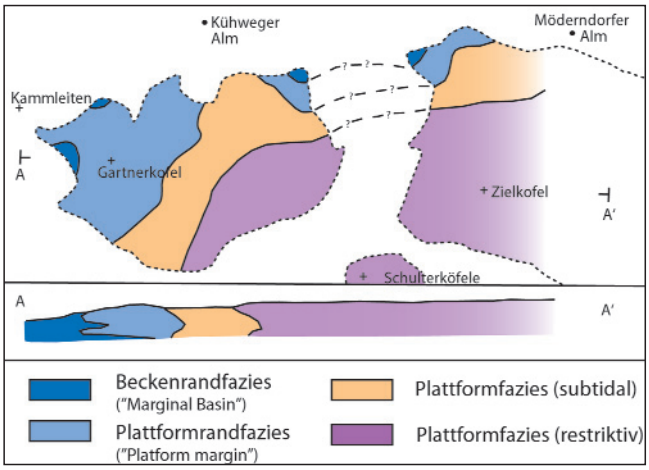


Abb. 80.
Rekonstruktion der Paläogeographie im Ladin des Gartnerkofel-Zielkofel-Gebietes (verändert nach PFEIFER, 1988).
Paleogeographic reconstruction of the Gartnerkofel-Zielkofel area during the Ladinian (modified from PFEIFER, 1988).

folgte. Die auffallende Kalkeinschaltung an der Westflanke des Gartnerkofels stellt nach PFEIFFER das im Zuge einer Transgression erfolgte Eingreifen der Beckenrandfazies („Marginal Basin") in die Plattformfazies dar. KRAINER & LUTZ (1995) widersprachen dieser Ansicht und vertraten die Auffassung, dass die Einschaltung von gebankten Kalken im Schlern-Dolomit ein Äquivalent der Buchenstein-Formation sei (Fm. di Livinallongo), die sich zwar von den Kalken der Unterlage gering unterscheidet, jedoch mit diesen innerhalb einer sehr kurzen Zeitspanne im späten Fassan abgelagert worden sind.

Die Beckenfazies besteht aus unregelmäßig dicken Kalk- und Dolomitbänken, die lateral nur über kurze Strecken verfolgbar sind. Die Kalke sind häufig an ihrer Basis laminiert und gehen nach oben in helle Klast führende Partien über. Massive Dolomite begrenzen diese Folge. Lokal schalten sich zudem mm-dicke Tuffitlagen ein. In der zur Beckenfazies gestellten Kalk-Dolomit-Folge unterschied PFEIFFER (1988) nach der mikrofaziellen Charakteristik arenitischen packstone mit Radiolarien und Filamenten sowie grain-, pack- und rudstone mit gelegentlicher Gradierung und Karbonatbrekzien. Nach KRAINER & LUTZ (1995) stammt der Großteil der Lithoklasten von Flachwasserkalken und hier vor allem von *Archaeolithoporella-Tubiphytes* bindstone. Bioklaste werden von verschiedenen Schalenfragmenten gebildet sowie von Echinodermen, Gastropoden, Foraminiferen, Algenfragmenten und Tubiphyten. Dazu gesellen sich in feinkörnigeren Lagen Rindenkörner und Radiolarien. In dieser Fazies kommt es auch zum Auftreten von Conodonten wie *Gladigondolella tethydis, Gondolella constricta* und Gondolella trammeri, die eine Zuordnung zur „Formazione di Livinallongo" der Buchenstein-Gruppe mit ihren Beckensedimenten des Fassan in Südtirol erlauben. KOZUR et al. (1994) ergänzten die bisherigen Funde und bestätigten durch den wichtigen Nachweis von *Budurovignathus gabriellae* das von PFEIFFER (1988) postulierte Fassan-Alter.

Der Plattformrand wird charakterisiert durch massige oder dick gebankte Dolomite, die im Südwesten und im Mittelteil der Nordflanke des Gartnerkofels auftreten. Sie werden hauptsächlich von rudstone aufgebaut. In vertikaler Reihenfolge werden zwei Teile unterschieden: Im unteren Teil kommen verschiedene Typen von *Tubiphytes* und Cyanophyceen bindstone mit Gastropoden, Echinodermen und Dasycladaceen vor; im oberen Teil kommen ästige, Gerüst bildende Korallen in hoher Diversität und hohem Individuenreichtum und Schwämme vor, die einen baffle-stone bilden. Als Sedimentfänger fungierten *Tubiphytes* und Cyanophyceen, die den Plattformrand stabilisierten. In der Folge kam es zur Besiedlung von Korallen und Kalkschwämmen, die infolge des regressiven Trends im Ladin aber nur ein Biostrom und kein Riff bildeten.

Die subtidale Plattform ist auf der östlichen Seite des Gartnerkofels in Form von grob gebankten Kalken und Dolomiten entwickelt. An Gesteinstypen treten hier Dasycladaceen-grainstone mit Foraminiferen, Ostracoden, Mollusken und Echinodermen sowie peloidaler grainstone mit Foraminiferen, Gastropoden, *Tubiphytes* und Cyanophyceen auf.

Die Gesteine der restriktiven Plattform sind vollständig dolomitisiert. Eine Ausnahme sind Kalke mit Algenmatten, Hohlraumgefügen und laminierten Silten. Die Dolomite sind weiß oder hellgrau und gelegentlich gebankt. Die unregelmäßige Lamination wird von Algenmatten verursacht. Andere Fossilien fehlen hingegen.

Die Rekonstruktion der Faziesverteilung im Ladin im Gartnerkofel-Zweikofel-Gebiet geht aus Abb. 80 hervor (PFEIFFER, 1988).

Nach der von KRAINER & LUTZ (1995) durchgeführten sequenzstratigraphischen Analyse werden das Muschelkalk-Konglomerat bzw. die Uggowitz-Brekzie und der basale Muschelkalk bzw. die untere Buchenstein-Formation einem „transgressive systems tract" zugeordnet, die Knollenkalke der mittleren Buchenstein-Formation einem frühen „highstand systems tract", die Vorriff-Hang-Sedimente der oberen Buchenstein-Formation einem späten „highstand systems tract" am Beginn einer Regression, während der basale Teil des Schlern-Dolomits ein „lowstand systems tract" widerspiegelt.

Die oben skizzierte Fazies-Heteropie zwischen dem Schlern-Dolomit als Plattformfazies und nahezu gleich alten Beckenbildungen ist im Ladin von Südtirol an vielen Stellen entwickelt. Sie wird sowohl von tektonischen Bewegungen als auch durch Vulkanismus gesteuert. Ihr Ende fällt mit einer Heraushebung in der späten Ladin- und frühen Karn-Stufe zusammen. Erst die Sedimentation der Raibl-Formation, die auf österreichischem Gebiet fehlt, führt zu einem Reliefausgleich.

5. Tektonik

5.1. Einleitung

Der Anteil alpidischer Tektonik am Gesamtbau der Karnischen Alpen ist nach wie vor eine offene Frage.

Zwar führte bereits HERITSCH (1936) als Beweis für das variszische Alter des Deckenbaus die Transgression der postvariszischen Gesteinsfolgen am Collendiaul und Roßkofel „über die verschiedensten Glieder des Baues des ersten Stockwerkes" an und vermutete eine mehrphasige Schubrichtung gegen Norden, doch steht dieser Ansicht die gegensätzliche Meinung von GORTANI (1957) gegenüber, der die Deckengliederung in den Karnischen Alpen generell ablehnte und die variszische Tektonik mit einem autochthonen Synklinal- und Antiklinalbau erklärte.

Wie die von HERITSCH (1936, S.141) erstmals am Lanzenboden erkannte Überschiebung von Auernig-Formation samt auflagerndem Perm von Schulter und Trogkofel auf der Gröden-Formation oder der Hochwipfel-Formation auf der Auernig-Formation bei der Waidegger Alm zeigen, haben die alpidischen Deformationen einerseits südgerich-

tete Bewegungen bewirkt, andererseits aber auch zu Aufschiebungen nach Norden geführt. Beispiele sind die Devonmassive des Monte Zermula und des Roßkofels auf Auernig-Formation oder die nach Norden gerichtete Überschiebung von Gartnerkofel, Bruckenkofel, Malurch und Lonaswipfel (HERITSCH, 1936).

Dennoch maß HERITSCH der alpidischen Deformation an der Tektonik des variszischen Stockwerkes nur geringe Bedeutung bei. HERITSCH (1936, S. 181) meinte denn auch, die Grundanlage für das

„ ... ungeheuerliche Durcheinander der tektonischen Elemente ist sicher auf die variszische Faltung zu beziehen ... die alpidische erworbene Tektonik besteht nur in einer Einmuldung der Schichten und in einer Überkippung bzw. Überschiebung dieser Mulde nach Norden".

Allerdings waren es sehr wohl alpidische Bewegungen, die die hohen tektonischen Komplikationen in dem Sinne verursacht haben, dass der Deckenbau teilweise verschuppt, verbogen und zerbrochen wurde (HERITSCH, 1936, S. 180).

SELLI (1963) lehnte die Gliederung von HERITSCH ab und sprach sich sowohl für variszische als auch alpidische nordvergente Bewegungen aus, denen ausschließlich variszische südvergente Bewegungen gegenüberstehen. Auch sollen gleittektonische Vorgänge an der variszischen Deformation beteiligt gewesen sein.

Spätere Detailarbeiten relativierten auf österreichischem Gebiet diese Aussagen. Zwar konnten durch großmaßstäbige Kartierungen, detaillierte Profilaufnahmen und conodontenstratigraphische und fazielle Untersuchungen die Deckeneinheiten und ihr stratigraphischer Umfang in vielen Details gut fundiert abgegrenzt und die Südvergenz bestätigt werden, doch wurde der Anteil der alpidischen Tektonik innerhalb des variszischen Unterbaus dennoch als relativ groß bewertet. Als Begründung für diese Annahme diente wiederum das Ausmaß der kompressiven Tektonik mit Deckenbau und Schuppung im postvariszischen Deckgebirge (SCHÖNLAUB, 1985).

Auch Arbeiten italienischer Forscher jüngeren Datums beschreiben einen süd- bis südostvergenten variszischen Schuppenbau, der durch die alpidische Tektonik nach Nord und Süd neuerlich in Schuppen zerlegt wurde (VAI, 1979; CANTELLI et al., 1982; SPALLETTA et al., 1982; VAI et al., 1984; VENTURINI, 1983, 1990a).

Nach VENTURINI (1990b) ist die alpidische Deformation das Ergebnis von drei verschiedenen Stressrichtungen:

Danach bewirkte im Paläogen ein älteres NE–SW-orientiertes Stressfeld flache südwestvergente Aufschiebungen und frontale Duplexstrukturen, die aber meist von der folgenden N–S-Einengung überformt wurden, so z.B. am Lanzenboden, Trogkofel, Auernig und am Garnitzenberg.

Die zweite kompressive Phase war N–S-gerichtet und hatte im Neogen E–W-orientierte Strukturen zur Folge. Sie äußerten sich in offenen bis leicht geschlossenen Falten, Aufschiebungen nach Norden und Süden, konjugierten vertikalen Bruchsystemen, die entweder N140–150°E oder N30°E orientiert sind und ältere Strukturen schneiden und versetzen, sowie vertikalen, N180°E verlaufenden Störungen mit einer extensionalen Komponente.

Das dritte Stressfeld war während dem Pliozän und Quartär aktiv und hatte eine ungefähre NW–SE-Orientierung. Dabei kam es zu einer Reaktivierung der in der vorangegangenen N–S-Einengung gebildeten Störungssysteme einschließlich von N270°E gerichteten Seitenverschiebungen.

Diese Ergebnisse wurden durch detaillierte Störungsflächenanalysen von LÄUFER (1996) und HUBICH (2000) bestätigt, die zweite Phase (Oligozän?–unteres Miozän) konnte dabei in mehrere getrennte kompressive/extensive Deformationsereignisse unterteilt werden.

Nach italienischen Autoren wurde der post-variszische Ablagerungsraum in alpidischer Zeit um rund 35% seiner ursprünglichen Breite in N–S-Richtung verkürzt (VAI, 1980; VENTURINI, 1990).

Im Bereich des Lanzenbodens ist die aufrechte post-variszische Schichtfolge durch die diskordante Überlagerung der Gröden-Formation auf dem unteren? Teil der Auernig-Formation gekennzeichnet; hier fehlen also mindestens die Äquivalente des obersten Oberkarbons und Unterperms (Schulterkofel-Formation, Grenzland-Formation, Zweikofel-Formation und Trogkofel-Kalk). Transgressionskontakte mit der altpaläozoischen Unterlage beweisen die autochthone Auflage dieser erstmals von MARIOTTI (1973) als „Série de type Straniger Alm" bezeichneten Abfolge. Die ebenfalls normale Schichtfolge der hangenden überschobenen Einheit, von MARIOTTI „Unité de type Auernig" genannt, umfasst hingegen die Äquivalente aus dem gesamten Zeitabschnitt vom Oberkarbon bis in die Mitteltrias, es fehlt aber der Kontakt zur altpaläozoischen Unterlage.

Basierend auf kartenmäßigen Neuaufnahmen gehören nach SCHÖNLAUB (1987) das Gebiet zwischen Cordinalm, Schulter, Rattendorfer Schneid, Trogkofel und Gartnerkofel zur „Gartnerkofeldecke", die autochthone Abfolge zwischen Bischofalm, Zollnersee, Straniger Alm, Lanzenpass, Rudnigsattel und Krone hingegen zur „Straniger Einheit". Die Überschiebung der Gartnerkofeldecke auf der Straniger Einheit ist aber nur im Bereich des Lanzenbodens durch die Überlagerung von Oberkarbon (Auernig-Formation) auf Mittelperm (Gröden-Formation) direkt nachzuweisen. Im restlichen Gebiet wird die Gartnerkofeldecke an jüngeren steilen Störungen abgegrenzt. Tatsächlich ist die Verbindung des Gartnerkofels zum allochthonen Trogkofel und Schulter durch jüngere vertikale Störungen, Hanggleitungen und Erosion verdeckt. EICHHÜBEL (1988) meinte daher zu Recht, dass die Frage der Allochthonie des Gartnerkofels nur spekulativ beantwortet werden kann, und hielt diesen nach dem gegenwärtigen Kenntnisstand für autochthon.

5.2. Tektonische Schlüsselstellen

5.2.1. Transgressionskontakte zwischen variszischer Unterlage und post-variszischem Deckgebirge

Details zur Schichtfolge und zum Alter sind im stratigraphischen Teil ausgeführt.

5.2.1.1. Die klassische Winkeldiskordanz auf der Hochfläche des Collendiaul

Die bekannte, angeblich von HABERFELLNER in den 30er-Jahren entdeckte Lokalität liegt auf der Hochfläche des Collendiaul am Verbindungsweg von der Rösserhütte (1727 m) zum Karnischen Höhenweg 403, östlich der verfallenen Kriegskasernen in einer Höhe von ca. 1740 m (Abb. 81, 82). Es handelt sich um die diskordante Auflage von mittelsteil geneigten und nach Osten einfallenden sandigen Schiefern der Auernig-Fm. (ss 160/50E) über steil gestellten gebankten Radiolariten der Zollner-Formation (ss 145/75E) aus dem jüngeren Mitteldevon. Am Kontakt hat sich zwar ein cm-tief zerhacktes Kleinrelief ausgebildet, doch fehlen jegliche ortsfremde Aufarbeitungsprodukte (Abb. 82).

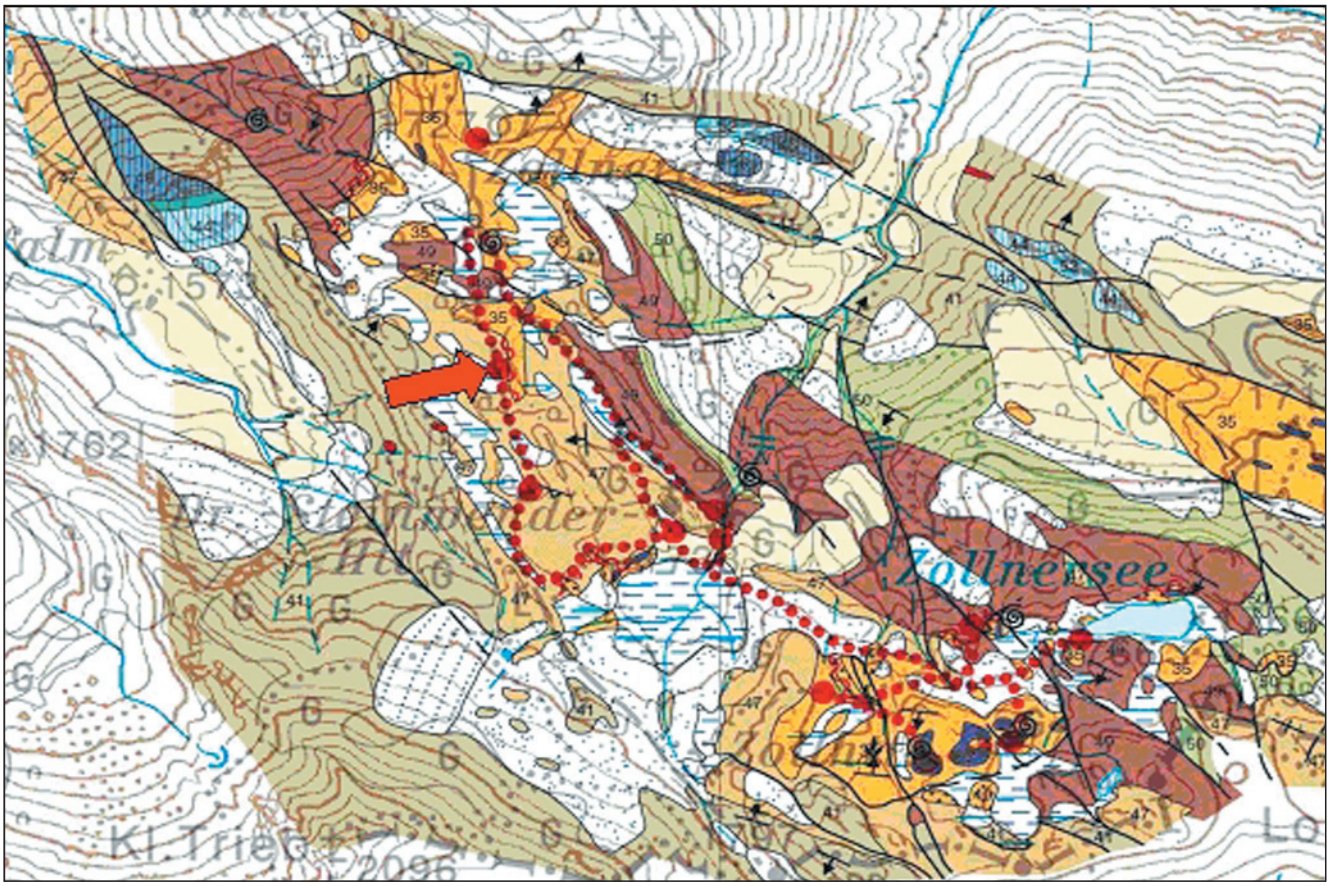


Abb. 81.
Ausschnitt aus der Geologischen Karte 1 : 12 500 der Umgebung des Zollnersees. Pfeil weist auf Lokalität 1 hin.
Detail of Zollnersee Geological map 1 : 12 500 showing the Zollnersee area. Arrow indicates locality 1.



Abb. 82.
Winkeldiskordanz zwischen Zollner-Formation (unten) und basaler Auernig-Formation (oben) auf der Hochfläche des Collendiaul.
Angular unconformity between Zollner Formation (below) and transgressive Auernig Formation (above) on the Collendiaul plateau.

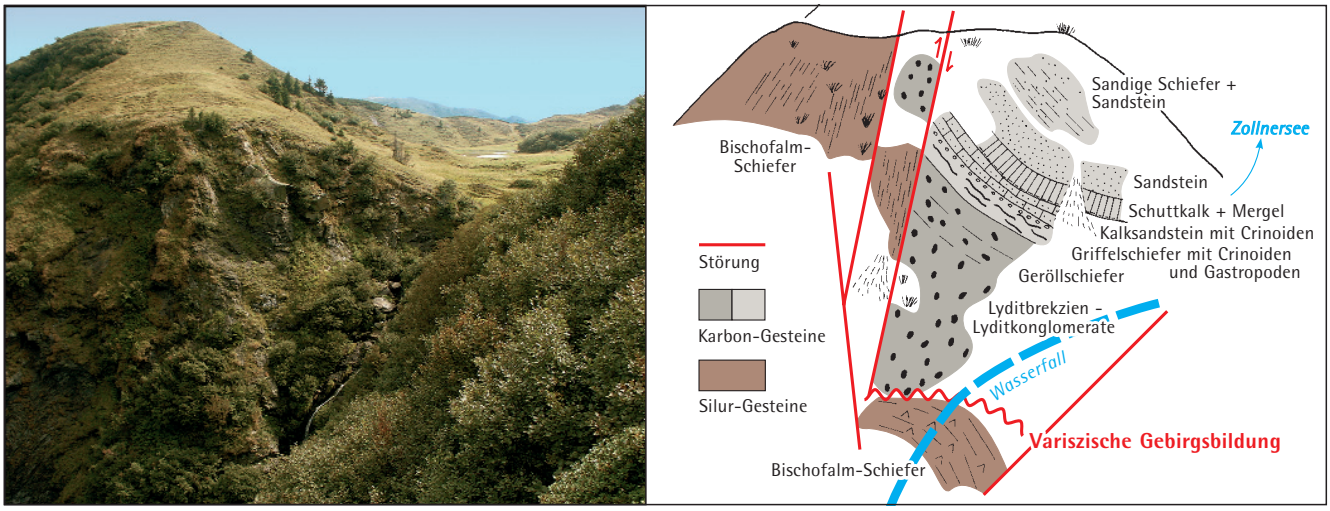


Abb. 83.
Blick vom Westen auf das Wasserfall-Profil mit dem Zollnersee im Hintergrund und Gliederung des Profils.
View on the waterfall section with Lake Zollner in the background and geological subdivision of the section.

5.2.1.2. Wasserfall-Profil nordwestlich des Zollnersees

Dieser Transgressionskontakt liegt in einem steilen schluchtartigen Graben am Abfluss des Zollnersees (Abb. 83). Die Basis bilden schwarze obersilurisch-unterdevonische Bischofalm-Schiefer, die mit scharfer Grenze von rund 20 m mächtigen, im unteren Teil komponentengestützten, im oberen Teil matrixgestützten Lyditbrekzien bis -konglomeraten und Geröllschiefern überlagert werden. Diese Transgressionsbildungen wurden von SCHÖNLAUB & FORKE (2005) als Collendiaul-Formation bezeichnet und das Wasserfall-Profil als Typusgebiet vorgeschlagen. Über der Collendiaul-Formation folgen sandig-kalkige Sedimente der Meledis-Subformation, die nach Fusulinen ein älteres Kasimovium-Alter hat (FORKE & SAMANKASSOU, 2000).

5.2.1.3. Rio Malinfier südwestlich der Straniger Alm

In der Umgebung der Straniger Alm ist sowohl entlang der Almstraße als auch abseits davon mehrmals der Kontakt zwischen dem Grund- und Deckgebirge aufgeschlossen. Besonders eindrucksvoll ist das Vorkommen im Rio Malinfier knapp südlich der Staatsgrenze in einer Höhe von ca. 1580 m (Abb. 84).

Im Vorkommen im Rio Malinfier transgredieren Geröll führende Schiefer der basalen Auernig-Formation über



Abb. 84.
Lage des Trangressionsvorkommens im Rio Malinfier südwestlich der Straniger Alm.
The site of the transgressive deposits at Rio Malinfier southwest of Straniger Alm.

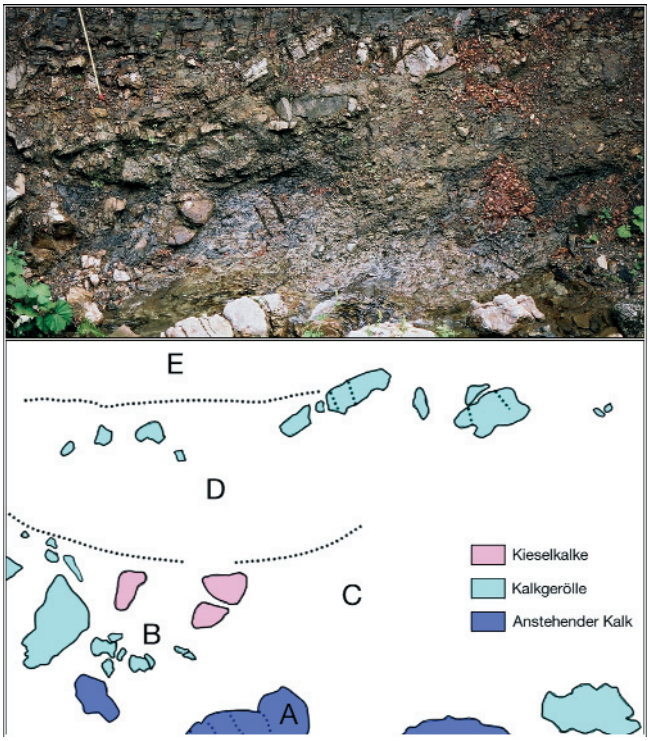


Abb. 85.
Der Kontakt zwischen variszischem Grundgebirge (Devonkalke unten) und post-variszischem Deckgebirge (oben) im Rio Malinfier SW Straniger Alm.
Contact between the Variscan basement (Lower Devonian limestone at the base) and post-Variscan cover (above) at Rio Malinfier southwest of Straniger Alm.

mittelsteil nach Norden (ss 110/60N) einfallenden Conodonten führenden Netzkalken aus dem Unterdevon (Abb. 85). Beachtenswert ist die laterale und vertikale Auflösung der zusammenhängenden Kalkfolge am unteren Bildrand in einzelne über 1 m große gerundete Kalkblöcke, die locker in graue Siltschiefer eingelagert sind.

Ihre Größe nimmt nach oben ab. Hier folgen Geröllschiefer mit aufgearbeiteten Grauwacken-, Kieselschiefer-, Lydit-, Sandstein- und vereinzelt Kalkgeröllen, die meist lose gepackt sind und in einer siltig-sandigen Matrix eingelagert sind. In diesem Abschnitt ist besonders eine 1,30 m tiefe Rinnenfüllung zu beachten. Darüber geht die grobklastische Basisbildung allmählich in feinere Partien mit einzelnen Geröllschieferlagen über.

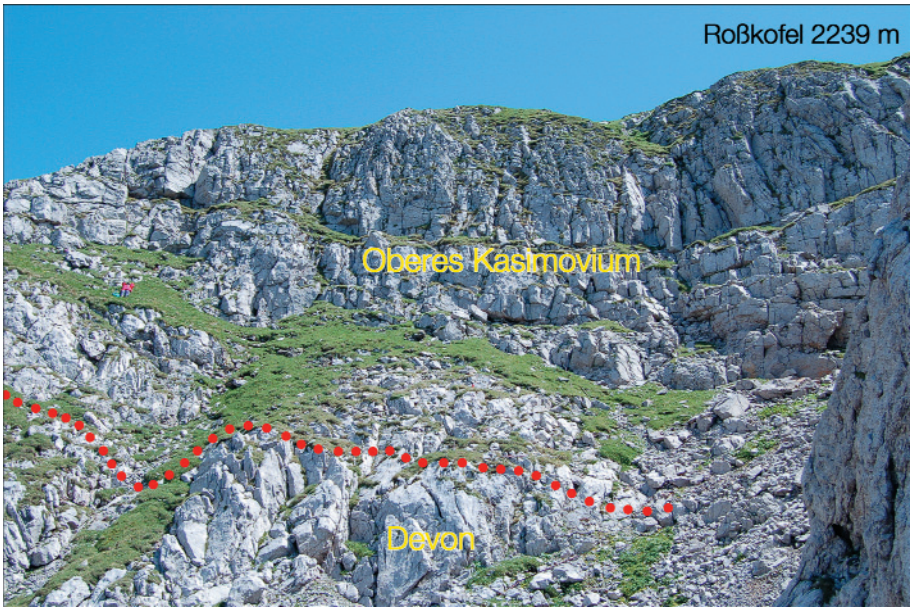


Abb. 86.
Kalk-zu-Kalk-Kontakt zwischen Kalken des Mitteldevons (unten) und Kalken des Oberkarbons (oben) in der Nische westlich unterhalb des Gipfels des Roßkofels mit Ausbildung eines deutlichen Reliefs.
Limestone to limestone contact between Middle Devonian limestones (below) and transgressive cover sediments comprising the Upper Carboniferous Trögl Formation in the niche southwest of the summit of Monte Cavallo (Roßkofel). Note the distinct relief.

Nach der neuen Terminologie wird der basale Kalkgeröll führende Abschnitt als Malinfier-Formation, der höhere als Meledis-Subformation bezeichnet.

5.2.1.4. Roßkofel (Monte Cavallo)

Am Anstieg zum Roßkofel und auf seinem Gipfelplateau sowie am benachbarten Trögl-(Creta-di-Rio-Secco)-Massiv finden sich Aufschlüsse mit einem Kalk-zu-Kalk-Kontakt zwischen dem älteren Grundgebirge und dem jüngeren Deckgebirge, aber auch gelegentlichen Spaltenfüllungen. Das oberkarbone Alter der transgressiv aufliegenden Abfolge erkannte bereits GEYER (1896). In den folgenden Jahrzehnten wurde dies mehrfach bestätigt (Abb. 86–88).



Abb. 87.
Kalk-zu-Kalk-Kontakt zwischen massigen Kalken des Mitteldevons (unten) und geschichteten Kalken des Oberkarbons ca. 50 m südlich des Gipfels des Roßkofels.
Limestone to limestone contact between massive Middle Devonian limestones (below) and bedded Upper Carboniferous limestones of the Trögl Formation approx. 50 m south of the summit of Monte Cavallo (Roßkofel).



Abb. 88.
Kalk-zu-Kalk-Kontakt (nachgezeichnet!) zwischen Kalken des Mitteldevons und Kalken des Oberkarbons in der Wandnische südwestlich des Gipfels des Roßkofels (siehe Abb. 86).
Limestone to limestone contact (drawn) between Middle Devonian and Upper Carboniferous limestones southwest of Monte Cavallo summit.

Die Grenze zwischen mitteldevonischem Stromatoporen- und Korallenkalk und oberkarbonen Kalken ist im Gelände schwer erkennbar, da sie lediglich durch Farbumschlag oder durch eine dünne Stylolithennaht markiert wird (Abb. 88).

Nach oben folgen gebankte Fusuliniden- und Algenkalke, am Gipfel schließlich Feinkonglomerate. In den Kalken enthaltene Conodonten und Fusuliniden weisen den Deckschichten ein Alter von jüngerem Kasimovium bis Gzhelium zu (KAHLER, 1985; LUPPOLD, 1994; SCHÖNLAUB & FORKE, 2005). In der Karte wurden diese Kalke als Trögl-Kalk ausgeschieden. Früher wurden sie für Unterperm gehalten, was durch die bisherigen Neufunde eindeutig widerlegt werden konnte. Details zu Lithologie und Fossilführung werden ausführlich im stratigraphischen Teil behandelt.

5.2.1.5. Auernigalm – Kontakt zwischen Deck- und Grundgebirge

Auf italienischem Gebiet ist der Kontakt zwischen variszischem Grundgebirge und seiner post-variszischen Auflage

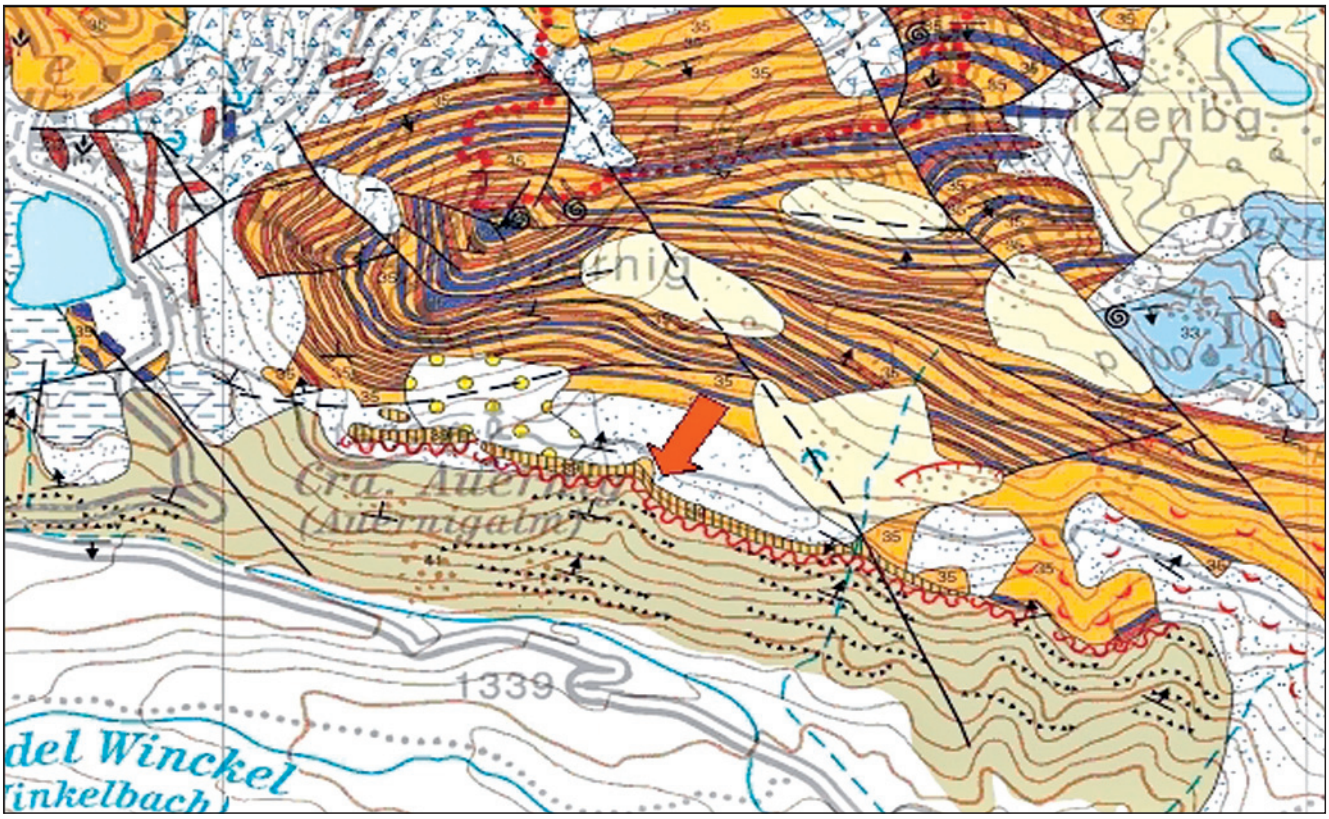


Abb. 89.
Vorkommen der Auernigalm-Kalkbrekzie in der Umgebung der Auernigalm (Cra. Auernig).
Occurrence of the Auernigalm Limestone Breccia in the surroundings of Auernigalm (Cra. Auernig).

südöstlich des Naßfelds bei der Auernigalm hervorragend aufgeschlossen. Hier tritt im Hangenden der Hochwipfel-Formation über rund 1 km Längserstreckung eine auffallende Kalkbrekzie auf, die eine markante Geländerippe mit einer bis 30 m hohen Felsstufe formt (Abb. 89). Sie wurde von SCHÖNLAUB & FORKE (2005) als Auernigalm-Kalkbrekzie bezeichnet. Nach der geologischen Neuaufnahme besteht das Brekzienvorkommen aus einem 13,5 m mächtigen basalen Teil aus teils über 1 m großen eckigen Kalkblöcken, deren Zwickel mit feineren Klasten und Silt ausgefüllt sind. Darüber folgen rund 13 m mächtige, gebankte Kalke mit Extraklasten (Abb. 90) und zuoberst erneut ein 3 m mächtiger grober Brekzienbereich (siehe Abb. 91).

Der Kontakt zwischen der Brekzie und der unterlagernden Hochwipfel-Formation ist scharf und teilweise tektonisch überformt (Abb. 92). Im unmittelbaren Kontaktbereich ist deren Lagerung flach, versteilt sich aber grabenabwärts nach wenigen Metern.

Von Interesse ist vor allem das Alter der groben Komponenten der Brekzie: Nach Conodonten handelt es sich um einen Blockschutt aus einem kalkigen Liefergebiet, in dem die Schichtfolge ursprünglich bis in das Oberdevon und Unterkarbon reichte. Im oberen Teil kommen aber auch Kalkgerölle vor, die Fusulinen führen, aber auch Conodonten, die eindeutig auf älteres Kasimovium hinweisen.

Dieses Datum lässt somit eine Bildung der Kalkbrekzie im jüngeren Karbon, d.h. in der Kasimovium-Stufe, vermuten. Direkt darüber folgen Siltschiefer, die wir als eine Vertretung des unteren Teils der Auernig-Fm. auffassen.

Nach ihrer Geometrie wird die Auernigalm-Kalkbrekzie als eine linsenförmige Einschaltung zwischen der Hochwipfel-Fm. im Liegenden und der Auernig-Fm. im Hangenden aufgefasst. Ihre Bildung dürfte auf einen ausgedehnten Schuttfächer zurückgehen, der sich im Zuge der Kippung des südlichen Roßkofel-Massivs an dessen Flanken ange-



Abb. 90.
Aufschlussfoto vom feinkörnigen Mittelteil der Auernigalm-Kalkbrekzie am Hang südöstlich der Auernigalm.
Outcrop photograph of fine-grained middle part of the Auernig Limestone Breccia on the slope southeast of Auernigalm.

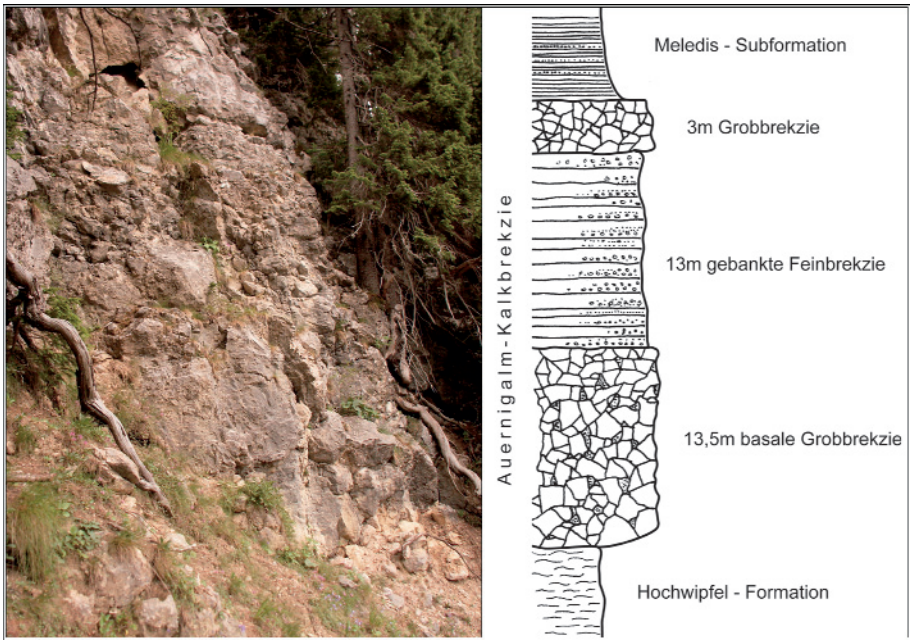


Abb. 91.
Auernigalm-Kalkbrekzie und Gesamtprofil im ersten Graben südwestlich der Auernigalm.
Auernigalm Limestone Breccia forming a distinct cliff in the first ravine approx. 200 m southeast of Auernigalm and the log of the section.

sammelt hatte. In weiterer Folge wurde der Schutt in das sich verflachende Sedimentbecken der Hochwipfel-Fm. oder des sich ausweitenden Tethysmeeres verfrachtet. Mit fortschreitender Transgression wurden diese Kalkblöcke zementiert, bis schließlich die Normalsedimentation der Auernig-Fm. diese Aufarbeitungsprodukte überdeckte.



Abb. 92.
Kontakt zwischen Hochwipfel-Formation (unten) und grobblockiger Auernigalm-Kalkbrekzie (oben) im 1. Graben südöstlich der Auernigalm.
Contact between Lower Carboniferous Hochwipfel Formation (below) and coarse block breccia of the Auernigalm Limestone Breccia in the first ravine southeast of Auernigalm.

5.2.1.6. Weitere Transgressionsbildungen

Nach geologischen Feldaufnahmen kommen auch am Nordrand des Jungpaläozoikums eindeutige Transgressionskontakte zwischen Grund- und Deckgebirge vor, wie z. B. östlich der Waidegger Alm, am Leitenkogel oder am Tomritsch (vgl. FENNINGER et al., 1976; KRAINER, 1990, 1992). Ihre Verbindung zu den südlichen Transgressionskontakten wird durch die allochthone Gartnerkofel-Decke mit ihrer aufrechten und lückenlosen Schichtfolge vom Oberkarbon bis in die Mitteltrias verdeckt.

5.2.2. Deformationserscheinungen in der Stranig-Einheit und der Gartnerkofel-Decke

Die folgenden Ausführungen basieren auf einer von EICHHÜBEL (1988) verfassten unveröffentlichten Diplomarbeit, in der eine Reihe von Strukturphänomenen auf dem Kartenblatt beobachtet und detailreich beschrieben werden. Sie bilden die Grundlage für die tektonische Analyse und Interpretation des alpidischen Deformationsgeschehens.

Aus dem von EICHHÜBEL (1988) erfassten umfangreichen Inventar von Verformungsbildern wird hier eine Auswahl von Aufschlüssen wiedergegeben, die nach Meinung des Erstautors von entscheidender Bedeutung für die tektonische Analyse und die davon abgeleiteten Schlussfolgerungen sind.

5.2.2.1. Großfalte an der Westflanke des Straniger Kopfes

Die weithin sichtbare Doppelfalte an der Westflanke des Straniger Kopfes (Abb. 93) ist eine der markantesten Deformationserscheinungen in den gesamten Karnischen Alpen. Eine detaillierte Untersuchung zur Kinematik erfolgte von EICHHÜBEL (1988), die hier wiedergegeben wird.

In der großen südwestvergenten Faltenstruktur sind an der Basis Gesteine der Auernig-Formation in Form von grauen Siltschiefern mit eingelagerten sandigen Partien und Sandsteinbänken aufgeschlossen, in der die Siltschiefer kleindimensional nach NE–SW-Achsen verfaltet sind und an nordfallenden Klüften durchschert sind (①).

Sie werden abrupt von ca. 4 m mächtigen rotvioletten Siltsteinen mit boudinierten Dolomitlagen der basalen Gröden-Formation überlagert (②).

Darüber folgen Dolomit-Tonlagen und eine Wechselfolge von roten Sandsteinen und Dolomiten mit jeweils 1 m Mächtigkeit (③ ④), die von einer auffallenden 3 m mächtigen Bank aus massigem, gelblich verwitterndem Dolomit überlagert wird (⑤).

Daran schließen eine 2 m mächtige Wechselfolge von Dolomit, Rauwacke und roten Sand- bis Siltsteinen an, die eine sigmoidale Transversalschieferung aufweisen (⑥), weiters eine 2,5 m mächtige massige Dolomitbrekzie (⑦) sowie zuoberst in der aufrechten Schichtfolge ca. 8 m mächtige rote Siltschiefer mit gelbem siltigem Dolomit (⑧).

Der überkippte Schenkel im oberen Teil des Aufschlusses ist weitgehend abgeschert. Ähnlich dem basalen Anteil beginnt die Schichtfolge auch hier mit der markanten liegenden Dolomitbank (⑤), an die die Schichtfolge aus dem Liegendbereich anschließt (siehe Abb. 93, ⑥–⑨).

Aus den Werten der Spezialfaltung am Ansatz des überkippten Schenkels und nach dem allgemeinen Streichen der sedimentären Zwischenlagen leitete EICHHÜBEL für die südwestvergente Großfalte eine SE–NW-Achse (120/30) ab.

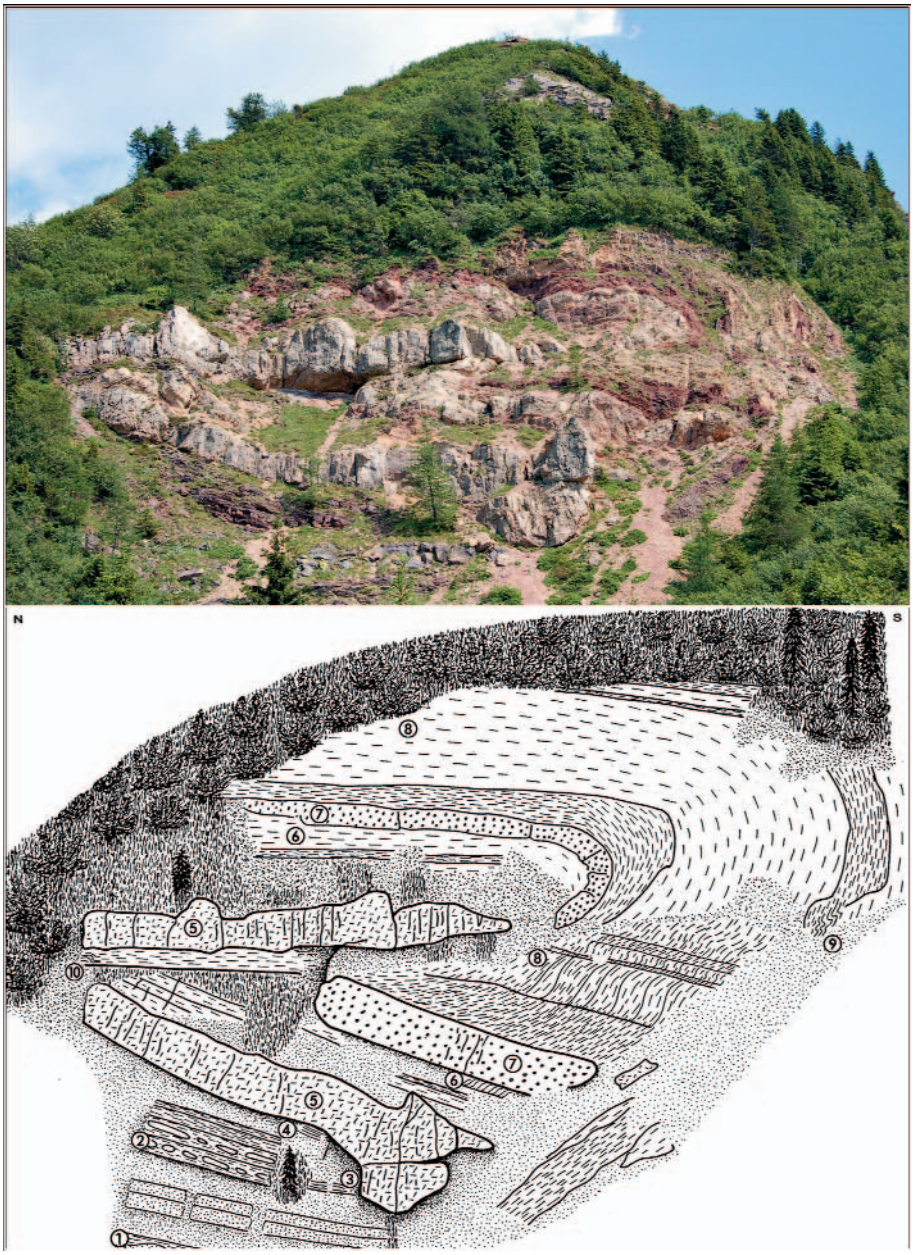


Abb. 93.
Südwestvergente Großfalte in Gröden-Fm. an der Westflanke des Straniger Kopfes (FA ~120/30) mit überkipptem abgeschertem Schenkel. EICHHÜBEL (1988) parallelisierte sie mit der Dinarischen Faltung in den Julischen Alpen (Eozän).
Southwest vergent fold structure of the Gröden Formation on the western flank of Straniger Kopf (fold axis~120/30). Note the offsheared overturned limb (modified from EICHHÜBL [1988]).

5.2.2.2. Südwestflanke Straniger Kopf

Unmittelbar südlich des Straniger Kopfes und von der vorhin beschriebenen Großfalte durch eine Störung getrennt, tritt unter dem Grenzstein n-289 in Gesteinen der Gröden-Formation und der Tarvis-Brekzie (rote Siltschiefer mit Sandsteinlagen und rauwackenartige Dolomite) eine südostvergente Verfaltung nach NE–SW-Achsen mit durchscherten nordfallenden Kluftflächen auf (Abb. 94). Diese Verfaltung interpretierte EICHHÜBEL als Anstauen der Gröden-Formation an einer lokalen steilen Aufschiebung auf der Auernig-Formation. Die neu gebildeten Kluftflächen entsprechen nach ihm einem Richtungswechsel von NW–SE nach N–S, wie er auch in anderen Bereichen zu beobachten ist.

5.2.2.3. Grenzhang südlich vom Straniger Kopf bei Grenzstein n-287

Am Grenzkamm ca. 100 m nördlich des Grenzsteins n-287 ist die sandig-siltige Auernig-Formation um NW–SE-Achsen (FA 320/15 bis FA 150/05) nordostvergent verfaltet. Ein schöner Aufschluss liegt knapp unter der Geländekante 100 m westnordwestlich des Grenzsteins n-287, in dem dm-geschichtete Kalke der Auernig-Formation zu einer großen Falte mit einer Faltenachse 133/20 nordostvergent verfaltet sind (Abb. 95). Diese Strukturen werden von EICHHÜBEL als „Gegenvergenz“ zur südwestvergenten Großfalte am Straniger Kopf gedeutet.

5.2.2.4. Geländekamm südlich Grenzstein n-292, Höhe ca. 1700 m

In der hier verbreiteten siltig-sandigen Auernig-Formation sind vereinzelt Knickfalten mit rundem Scheitel und Vergenz nach Südost ausgebildet (FA 035-050/10-30). Dazu kommen Klüfte parallel zur Achsenebene mit Tendenz zum Nordfallen (Abb. 96). Da diese Deformation dem in der zweiten Verfaltung beschriebenen Baustil gleicht, wurde sie von EICHHÜBEL (1988) demselben Deformationsakt zugeschrieben.

5.2.2.5. Kleine Cordinalm

Aus der unmittelbaren Umgebung der Kleinen Cordinalm beschrieb EICHHÜBEL (1988) in roten Siltschiefern der Gröden-Formation konjugierte Knickfalten bis Rundfalten im cm-Bereich mit Amplituden von 1 bis 2 dm mit einem mittleren Streichwert der Achsen in NW–SE-Richtung. Diese Vorkommen sind auf Grund von Wegbauten nicht mehr erhalten.

5.2.2.6. Waschbühel – Waidegger Alm

Am Nordrand des post-variszischen Jungpaläozoikums werden die tiefsten und ältesten Anteile der aufrechten Auernig-Formation von den Gesteinen der unter- bis mittelkarbonischen Hochwipfel-Formation randlich überschoben (Abb. 97). Auf dem nach Süden verlaufenden Waschbühel-Kamm kommt es in der Folge in der aufrechten Schichtfolge an E–W-streichenden Störungen zu einem staffelartigen Absinken der Auernig-Formation. Die Schichtfolge ist parallel ss geschiefert und wiederholt im cm- bis dm-Bereich knickartig gefaltet (Achsen nordfallend, Vergenz gegen W). Südlich des Fahrweges überwiegen in der Auernig-Formation E–W-Achsen mit Südvergenz, doch kommen auch N–S-Achsen häufig vor, die aber stärker streuen. Sie gehen auf eine Einengung in E–W-Richtung zurück, die aber nur in den westlichen Vorkommen des

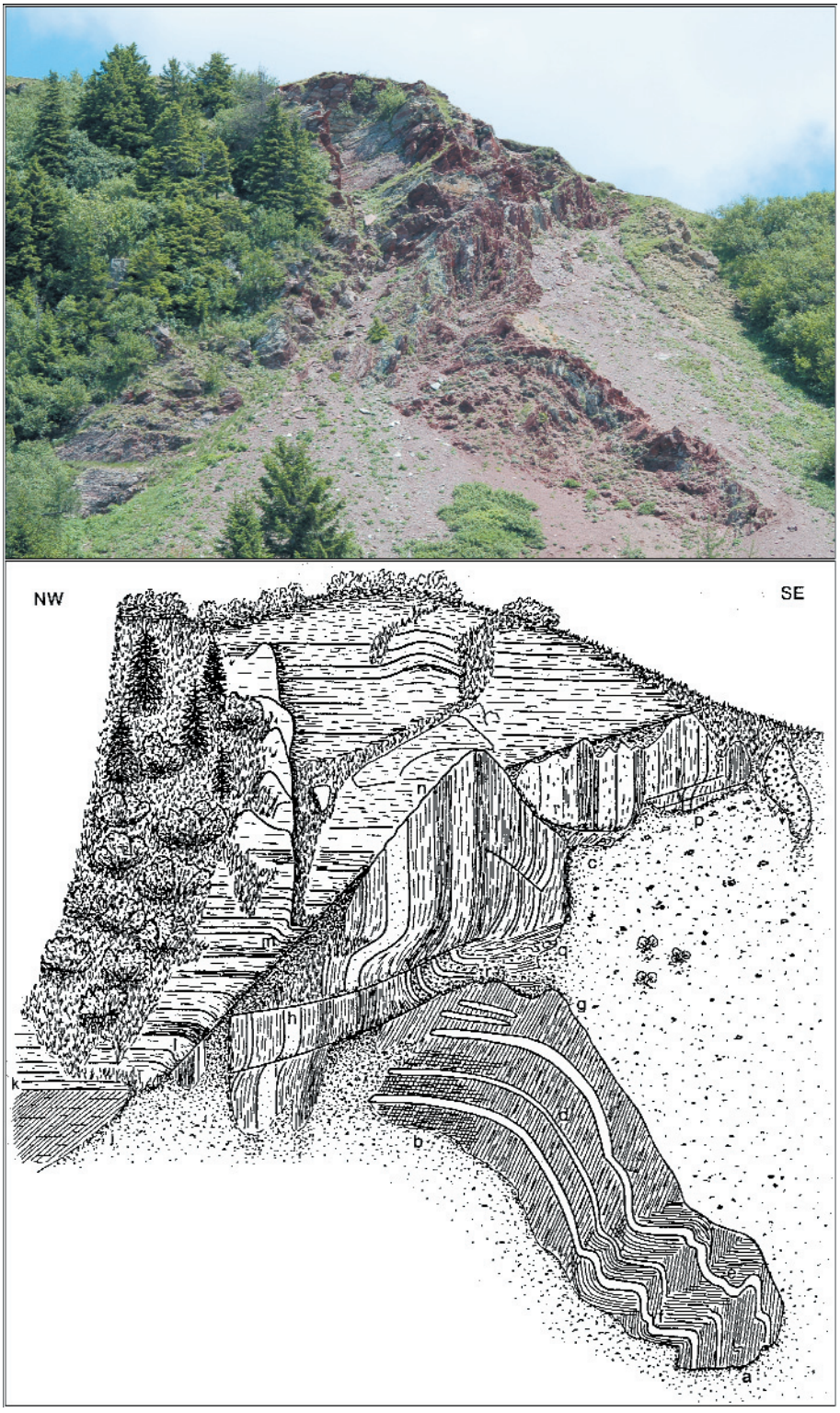


Abb. 94.
Südostvergente Verfaltung der Gröden-Formation und Tarvis-Brekzie (oben rechts) an der Südwestflanke des Straniger Kopfes unter dem Grenzstein n-289 (nach EICHHÜBL [1988]).
Southeast vergent fold structure of the Gröden Formation and the Tarvis Breccia (right upper part) at the southwestern flank of Straniger Kopf below border mark n-289 (modified from EICHHÜBL [1988]).

Jungpaläozoikums zu beobachten ist, am Lanzenboden ebenfalls nachzuweisen ist, hingegen am Rudnigsattel nur mehr untergeordnet auftritt.

Nach EICHHÜBEL (1988) erfolgte die Faltung erst konjugiert, anschließend fand eine Nachbewegung nach Osten statt (z.B. Aufschluss 100 m nördlich Grenzstein n-240). Die zeitliche Trennung beider Achsenrichtungen ist nicht möglich. Die N–S-streichende Verfaltung erfolgte nach Meinung von EICHHÜBEL (1988) als Ausgleichsbewegung (Querfaltung) bei zunehmender Einengung in N–S-Richtung.

5.2.2.7. Leitenkogel

Auf der Ostseite des Leitenkogels findet sich ein grabenartig eingesunkener Erosionsrest von Auernig-Formation, dessen Längserstreckung dem Streichen der unterlagernden Hochwipfel-Formation entspricht. Am Südwestrand sind Transgressionsbildungen aufgeschlossen, im Nordosten hingegen wird die Auernig-Formation von der Hochwipfel-Formation überschoben. Es dominiert eine NW–SE-streichende Deformationsachse, die von EICHHÜBEL (1988) als Ablenkung auf die variszische Streichrichtung im Zuge der N–S-Einengung interpretiert wurde.

Dieser kleinräumige Erosionsrest von Auernig-Formation östlich des Leitenkogels wurde von EICHHÜBEL (1988) mit einer grabenförmigen Absenkung und nachträglicher N–S-Einengung und Anpressung der ursprünglich flach gelagerten Deckschichten erklärt, wobei im Nahbereich diese Bewegung durch Deformation nach NW–SE-Achsen kompensiert wurde.

5.2.2.8. Gartnerkofel – Watschiger Alm

An der Störung südlich des Gartnerkofels bildet die Auernig-Formation eine Antiklinale mit E–W-Achse (FA 090/05), deren Nordschenkel unter die Permotrias abtaucht, während der Südschenkel im Bereich der Bergstation des Sesselliftes ein mittelsteiles Südfallen aufweist.

Diese Struktur bezeichneten bereits KAHLER & PREY (1963) als „Stauantiklinale“. Nach EICHHÜBEL (1988) soll die heutige Form der Stauantiklinale auf Einengung in N–S-Richtung im Pannon und Pont zurückgehen, die auch für lokale Überschiebungen der Hochwipfel-Formation auf die Auernig-Formation verantwortlich gewesen sein soll. Dabei wurden im Kern der Antiklinale die unteren kalkarmen Anteile der Auernig-Formation als inkompetente Lagen disharmonisch zu den höheren Schichtgruppen gefaltet und u.a. zwei südvergente Spezialfalten gebildet (siehe Abb. 98, 99).

Die auflagernden Kalk- und Dolomitgesteine der Permotrias in der Reppwand und im Gartnerkofel folgten dieser Verfaltung nicht, sondern wurden von ihrer Unterlage

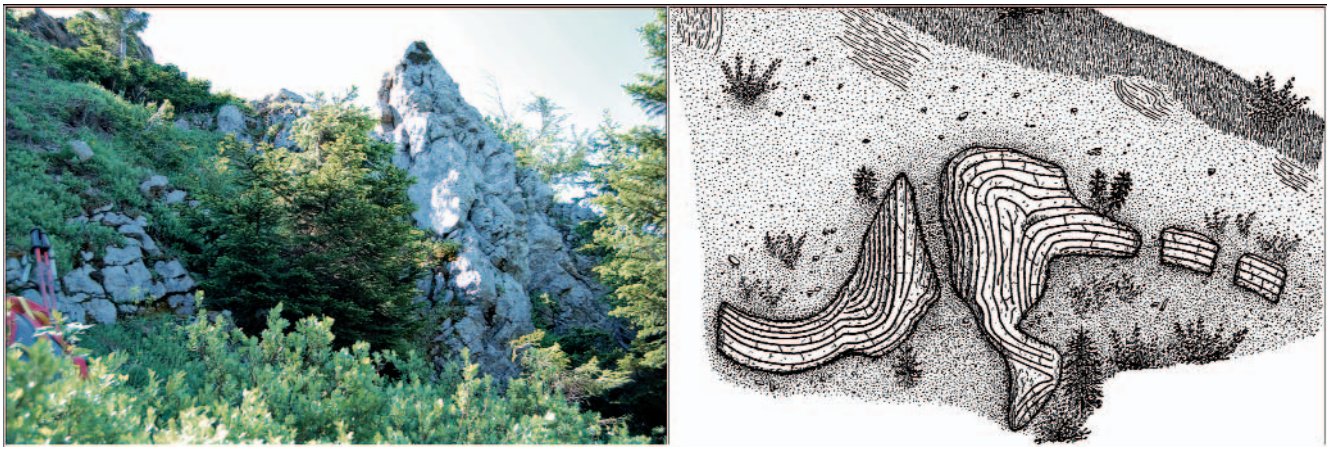


Abb. 95.
Nordostvergente Falte in dm-geschichtetem Kalk der Auernig-Fm. mit FA 133/20 an Geländekante 100 m WNW Grenzstein n-287, von P. EICHHÜBEL (1988) als „Gegenvergenz" gedeutet (Bildausschnitt ca. 15 m; Zeichnung nach EICHHÜBL [1988]).
Northwest vergent fold structure of dm-bedded limestones of the Auernig Fm. (fold axis 133/20) 100 m westnorthwest of border mark n-287. According to EICHHÜBEL (1988) this structure indicates an "antivergence" (sketch from EICHHÜBL [1988]).

abgelöst und als Teil der Gartnerkofel-Decke südgerichtet überschoben.

Nach Osten wird die Stauantiklinale von der NW–SE-streichenden Gartnerkofel-Südrandstörung schräg abgeschnitten. Daher ist Erste älter als das letzte Absinken des Gartnerkofels an dieser Störung.

Nach EICHHÜBEL (1988) wird das Abtauchen der Auernig-Formation an der Gartnerkofel-Südrandstörung, einem zwischen E–W, NW–SE und ESE–WNW pendelnden Bruchsystem, durch Schleppung infolge Absinkens der Gartnerkofel-Kammleiten-Scholle bewirkt. Die gegen Liegend zunehmende Schleppung erklärte er durch die Annahme einer nordfallenden listrischen Störungsfläche. Südlich der Störung ist hingegen eine vollständige Schichtfolge erhalten. Allerdings tritt in den untersten Anteilen der Auernig-Formation, die den intern verfalteten Kern der Stauantiklinale bilden, in der Umgebung der Watschiger Alm mitunter eine Spezialfaltung auf, bei der der Nord-

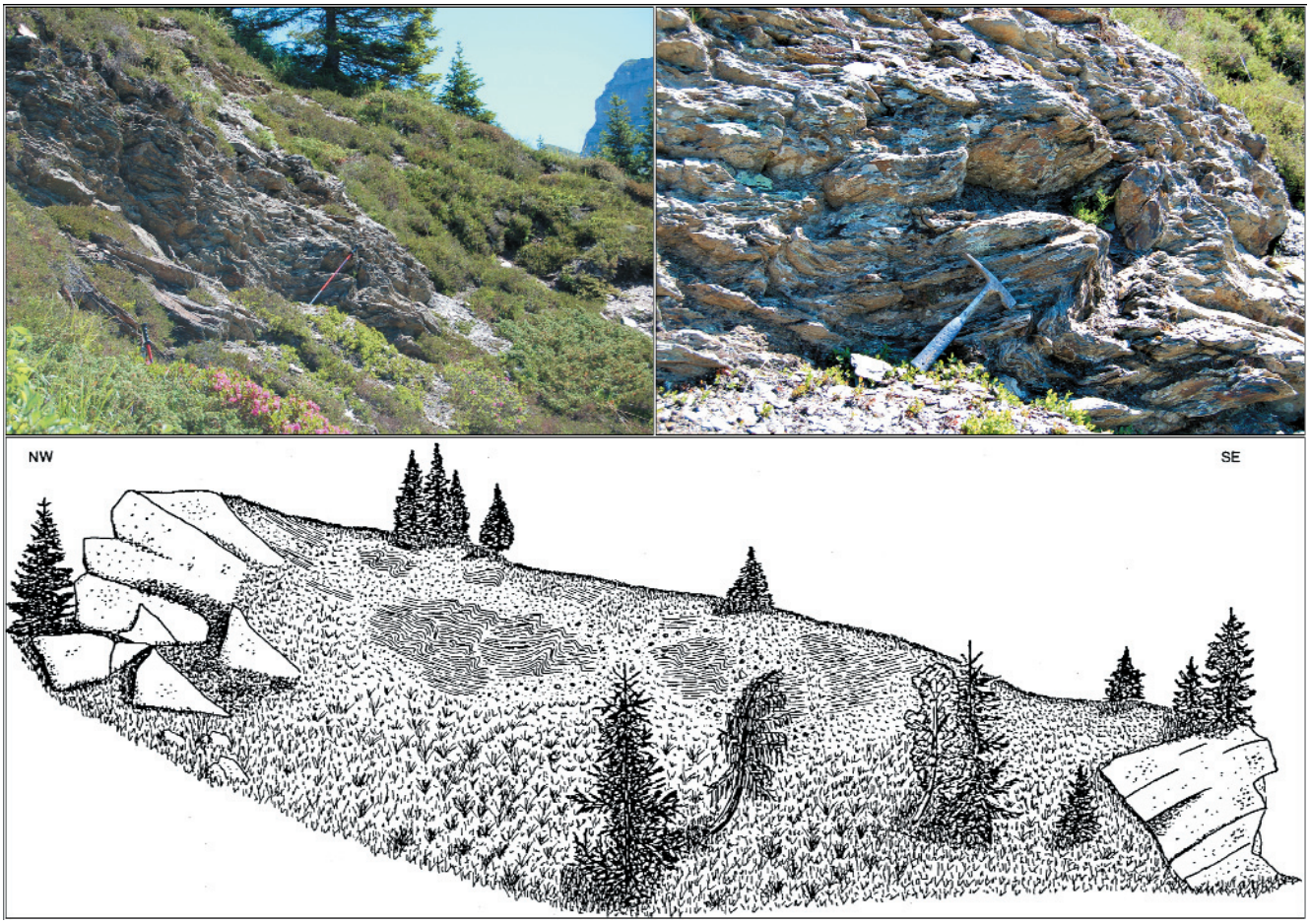


Abb. 96.
Südostvergente Verfaltung von Siltschiefern in der Auernig-Formation an der Südwestflanke des Kammes südlich des Grenzsteins n-292 mit Faltenachsen 035-050/10-30 (Zeichnung nach EICHHÜBL [1988]).
Southeast vergent folds within silty shales of the Auernig Fm. along the slope south of border mark n-292 with fold axis between 035-050/10-30 (sketch from EICHHÜBL [1988]).



Abb. 97.
Südgerichtete Aufschiebung der Hochwipfel-Formation (links) auf Sandsteine der Auernig-Formation östlich der Waidegger Alm (mit Details an der Überschiebungsfläche).
South directed thrusting of the Hochwipfel Formation over the Auernig Formation along the "Hochwipfel Fault" east of Waidegg Alm (with details of thrusting).

schenkel häufig südvergent verfaltet ist. Hier streichen die Faltenachsen überwiegend E–W mit Tendenz zu ESE–WNW (vgl. Abb. 99).

Nach EICHHÜBEL (1988) sind im Naßfeldgebiet nur wenige Faltenachsen als jüngste Auswirkungen der N–S-Einengung in NE–SW-Richtung orientiert. Diese Achsenrichtung ist älter als das Gros der E–W-streichenden Falten. Am Fuß der Reppwand sind zudem die Kalke der Zweikofel-Fm. nordwestvergent verfaltet. Südostvergenz zeigt hingegen eine Falte im Kalk der Grenzland-Formation südlich des Kühweger Törls.

5.2.2.9. Lanzenboden – Große Cordinalm – Graben Cima di Lanza

Im Bereich des Lanzenbodens und der Großen Cordinalm fällt die autochthone Straniger Einheit mit flachem Nord- bis Nordostfallen unter die gleichfalls flach gelagerten oberkarbonen und permischen Gesteinsfolgen von Schulter und Cima di Lanza ein, die die westlichsten Vorkommen der Gartnerkofel-Decke darstellen. Sie ist auf die Straniger-Einheit überschoben.

Die unterschiedliche tektonische Beanspruchung zwischen Straniger Einheit und Gartnerkofel-Decke zeigt sich südwestlich des Cima di Lanza und des Rio Cordin. Während die Unterlage ebenflächig und kaum deformiert erscheint, ist die basale Auernig-Formation in der Gartnerkofel-Decke stark verfaltet mit z.T. saigeren Achsen. Gegen das Hangende nimmt jedoch die Stärke der Deformation wieder ab, so dass die obersten Anteile der Auernig-Formation und die Schulterkofel-Formation überwiegend flach liegen. Lediglich die rund 150 m mächtige Kalkplatte der Schulterkofel-Formation ist in Blöcke zerbrochen und leicht gekippt.

Nach EICHHÜBEL (1988) steht die Überschiebung im Zusammenhang mit der Bildung einer älteren südostvergenten Faltung nach NE–SW-streichenden Achsen. Als Indiz für diese Annahme führte er eine südostvergente (Schlepp-)Großfaltenstruktur mit NE–SW-Achsen im Graben SW Cima di Lanza in Höhe von etwa 1590 m an, die ca. 100 m über der Überschiebung aufgeschlossen ist (Abb. 100). Ihre Deformation soll auf die Überschiebung in Richtung Südosten mit Nachbewegungen nach Süden bis Südsüdwesten zurückgehen, wobei die Schenkel in E–W-streichende Lagen gepresst und durchschert wurden. Dieser Ablauf soll damit der am Straniger Kopf beobachteten Richtungsänderung von NW–SE zu N–S entsprechen.

Die Ausbildung dieser Struktur erklärte EICHHÜBEL (1988) mit ihrer Lage an der Überschiebungsbahn. Die unter- und überlagernden Gesteinsfolgen blieben weitgehend von internen Deformationen verschont. Durch die Ausbildung von flower structures wurde die Schubmasse an steilen Brüchen abgesenkt, um anschließend in einem neuerlichen nach Südosten gerichteten Schub an diesen Störungen steile Aufschiebungen sowie interne Deformationen mit Kniefaltung zu bewirken.

5.2.2.10. Rudnigsattel

Am Rudnigsattel können nach VENTURINI (1990) die wesentlichen alpidischen Deformationsereignisse eindrucksvoll veranschaulicht werden. Eine erste NW–SE-orientierte Einengung führt zu südostvergenten Überschiebungen. Die folgende N–S-gerichtete Kompression resultiert in E–W-gerichteten Faltenachsen, die auf Grund dextraler Scherbewegungen entlang der Rudnigstörung noch durch südostvergente Falten überprägt werden. Insbesondere durch die schraubstockartige Einengung des nach Norden hervorstehenden Roßkofelblocks sind im Bereich des Rudnigsattels die weniger kompetenten klastischen Abfolgen der Auernig- und Grenzland-Formation intensiv verfaltet worden. Von FORKE (1995) wurde auch eine damit verbundene NE-gerichtete Aufschiebung von devonischen Kalken auf oberkarbonische Kalke (Trögl-[Creta-di-Rio-Secco-]Kalk) erkannt (Abb. 101). Auf Grund des auflagernden Oberkarbons am Gipfel des Roßkofels kann ein vertikaler Versatz von etwa 300m angenommen werden.

5.3. Die zentrale Frage: Woher kommt die Gartnerkofel-Decke?

Basierend auf einem umfangreichen Datenpool aus sorgfältig im Gelände erhobenen Befunden entwickelte EICHHÜBEL (1988) einen mehrphasigen Deformationsplan,

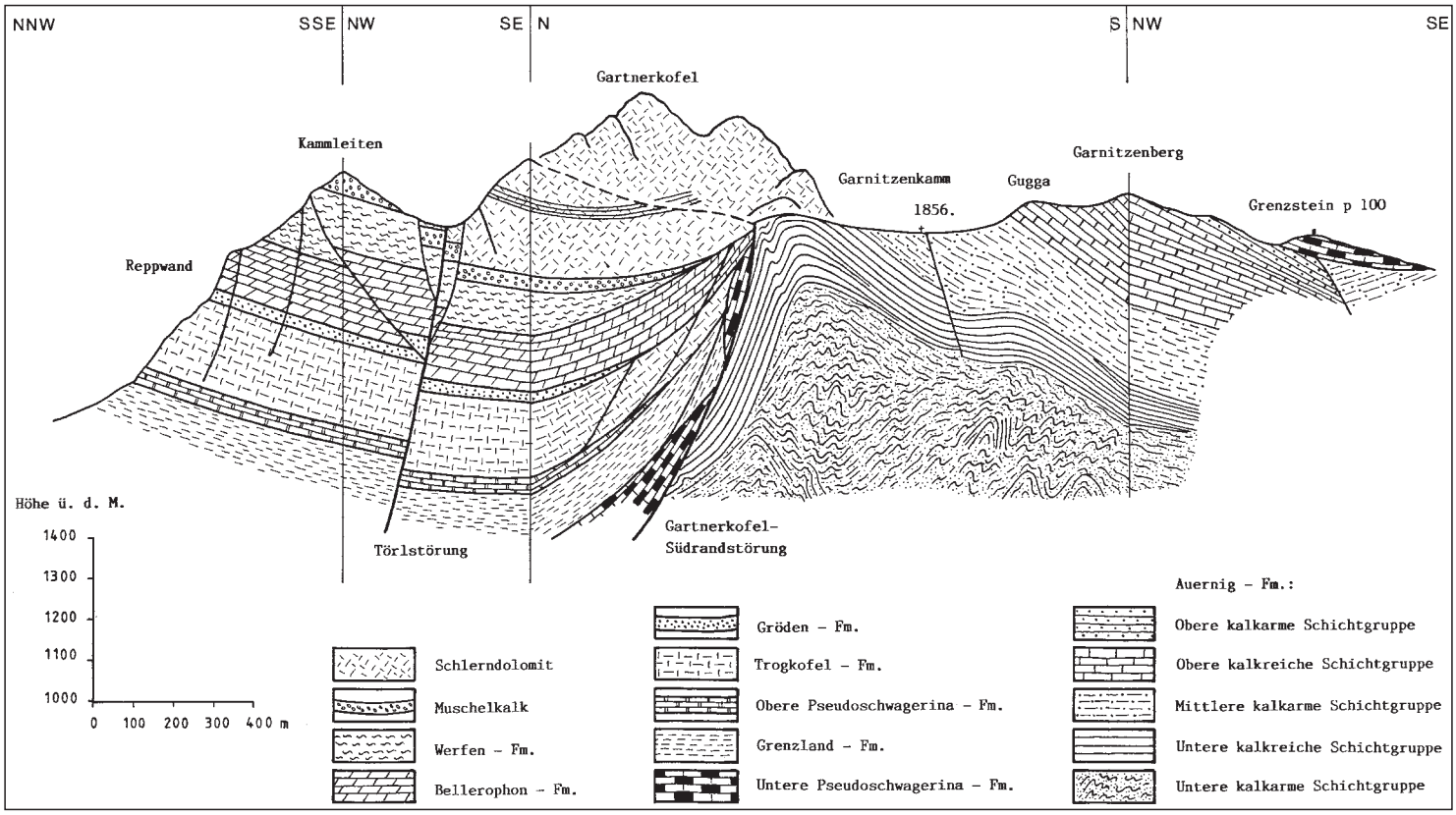


Abb. 98.
Profil Kammleiten – Gartnerkofel – Bergstation Gartnerkofel-Bahn – Garnitzenberg mit „Stauantiklinale".
Nach KAHLER & PREY (1963), verändert von EICHHÜBEL (1988).
Section Kammleiten – Gartnerkofel – summit station of chair lift – Garnitzenberg showing deformed anticlinal structure.
After KAHLER & PREY (1963), modified by EICHHÜBEL (1988).

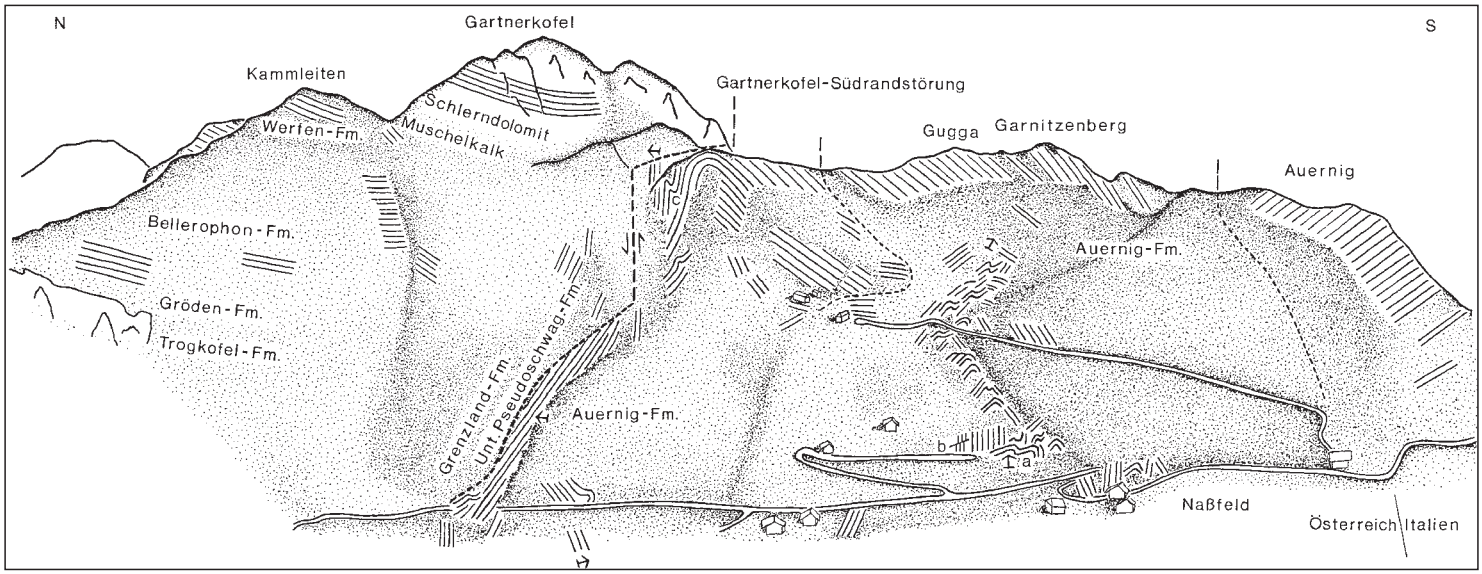


Abb. 99.
Blick auf Gartnerkofel und Auernig von der Treßdorfer Höhe mit grober Gliederung der Hauptgesteine und Eintragung von internen Spezialfalten sowie Polarität der Lagerung (Pfeile) nach EICHHÜBEL (1988).
View from west to Gartnerkofel and Auernig mountains showing the main lithologies and special folds and polarity of bedding (arrows) after EICHHÜBEL (1988).

in dessen Mittelpunkt die Überschiebung der von ihm als Trogkofel-Schulter-Masse bezeichneten jungpaläozoischen Decke nach Südost steht, die im jüngeren Eozän stattgefunden haben soll.

Dieses NW–SE-orientierte Stressfeld soll die Folge einer Überlagerung der alpinen N–S-Einengung der Südalpen mit der dextralen Bewegungstendenz entlang des Periadriatischen Lineaments sein. Älter sei hingegen die nordgerichtete Überschiebung der südlich anschließenden Bereiche, die er mit der Überschiebung der Koschuta-Decke in den Karawanken parallelisierte. Nach der Bildung eines großräumigen Scherflächensystems (Schwarzwipfelbruch, Hochwipfelbruch) wirkte die NW–SE-gerichtete Einengung weiter und führte zu südostvergenten Falten en échelon (Achsen NE–SW) sowie steilen Aufschiebungen mit gleicher Richtungstendenz. Gleichzeitig fanden am genannten

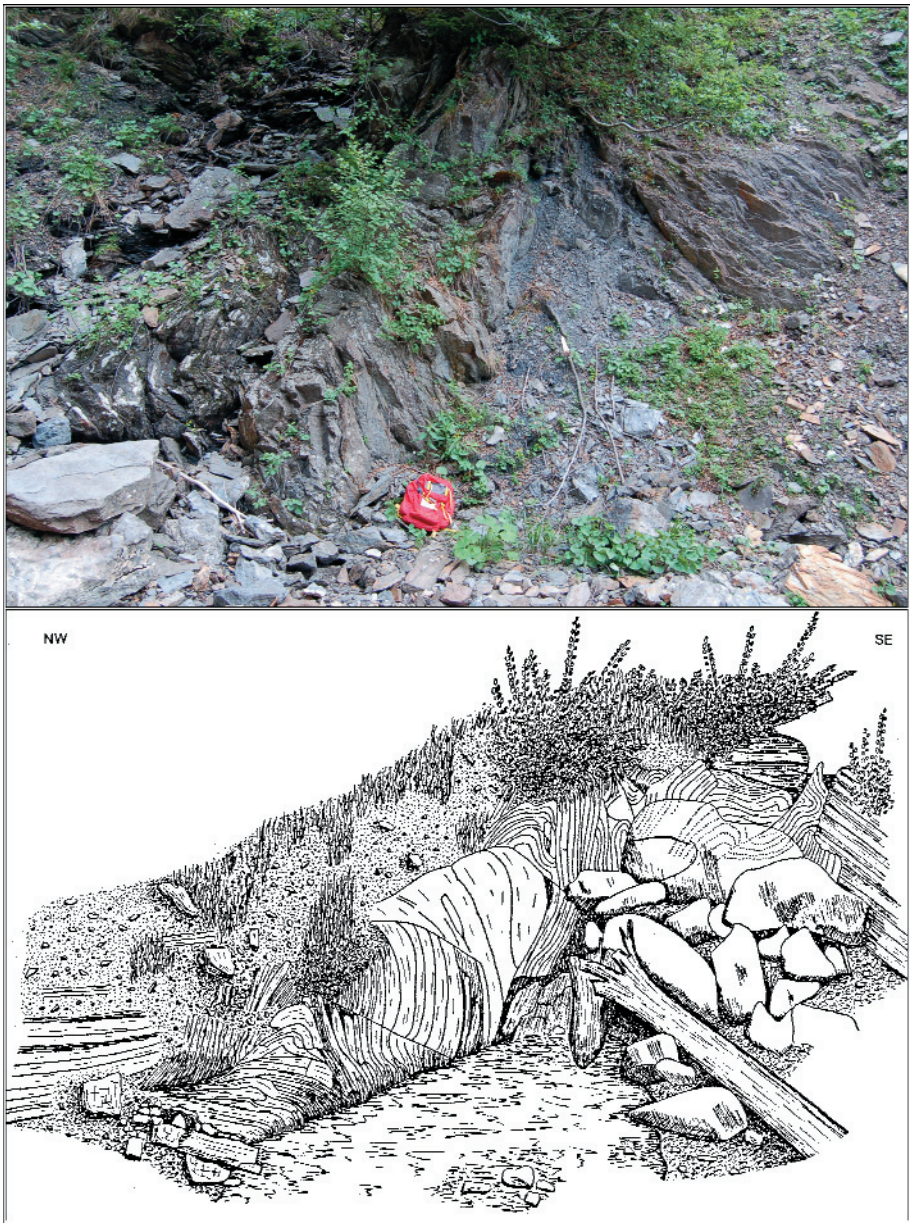


Abb. 100.
Südostvergente Verfaltung einer sandig-siltigen, cm-geschichteten Abfolge der Auernig-Formation im Graben SW Cima di Lanza auf Höhe 1590 m. Flacher aufrechter Schenkel am linken und rechten Bildrand (ss 345/30 bzw. 150/60), steiler bis überkippter Schenkel in Bildmitte (ss 335/90). Die südostgerichtete Überschiebung wurde von EICHHÜBEL (1988) als Ursache für die Anlage dieser Faltenstruktur mit NE–SW-Achsen gewertet (Zeichnung nach EICHHÜBEL [1988]).
Southeast-vergent fold structure of the Auernig Fm. in the creek southwest of Cima di Lanza at an altitude of 1590 m. Flat normal fold limb on the right and left side of the foto (ss 345/30 and 150/60, respectively), steep and overturned limb in the central part (ss 335/90). The southeast-directed thrusting was used by EICHHÜBEL (1988) to explain the formation of the NE–SW-axis of this fold structure (sketch from EICHHÜBL [1988]).

Scherflächensystem bedeutende vertikale Bewegungen statt. So ist z.B. am Hochwipfel-Bruch der aus Gesteinen des Perms aufgebaute Schulterkofel gegenüber dem aus silurisch bis karbonischen Gesteinen bestehenden Hochwipfel um mehrere 100 m abgesenkt.

So wertvoll und anerkennenswert die Sammlung und Dokumentation dieser strukturprägenden tektonischen Elemente ist, haben die davon abgeleiteten Schlussfolgerungen unserer Meinung nach aber dennoch entscheidende Schwachstellen:

1) Das gesamte Verbreitungsgebiet des Jungpaläozoikums ist durch einen sehr heterogenen Deformationsstil gekennzeichnet, der sich in verschiedenen Vergenzen der Achsenebenen manifestiert.
2) Aufschlüsse mit Faltenstrukturen beschränken sich auf gut ein Dutzend Vorkommen.
3) Die zeitliche Einordnung und die Reihenfolge der Bewegungsabläufe ist weitgehend ungeklärt oder mehrdeutig, eine Zuordnung zu „tektonischen Phasen“ willkürlich.
4) Die allochthone Natur des Gartnerkofels mit seiner syntektonischen Verbindung zur Trogkofel-Schulter-Masse wird negiert.
5) Im bisherigen Konzept wird die fazielle Beziehung zwischen der überschobenen Einheit und der darunter liegenden autochthonen Basis nicht berücksichtigt.

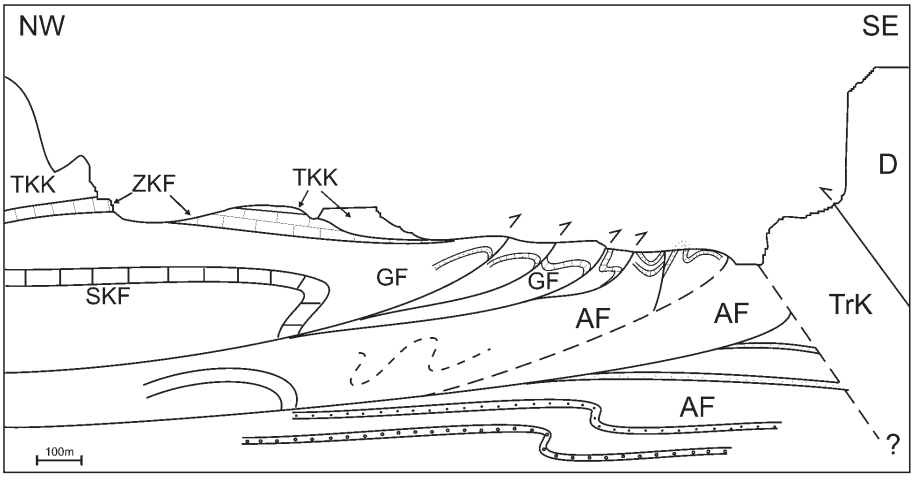


Abb. 101.
Vereinfachte, tektonische Skizze des Rudnigsattels zwischen Trogkofel und Roßkofel (verändert nach VENTURINI, 1990).
D = Devonkalk; TrK = Trögl-Creta di Rio secco Kalk; AF = Auernig-Formation; SKF = Schulterkofel-Formation; GF = Grenzland-Formation; ZKF = Zweikofel-Formation; TKK = Trogkofel-Kalk.
Simplified sketch of the tectonic of Rudnig saddle between the Trogkofel and Roßkofel montains (modified from VENTURINI, 1990).
D = Devonian limestone; TrK = Trögl-Creta di Rio secco Limestone; AF = Auernig Formation; SKF = Schulterkofel Formation; GF = Grenzland Formation; ZKF = Zweikofel Formation; TKK = Trogkofel Limestone.

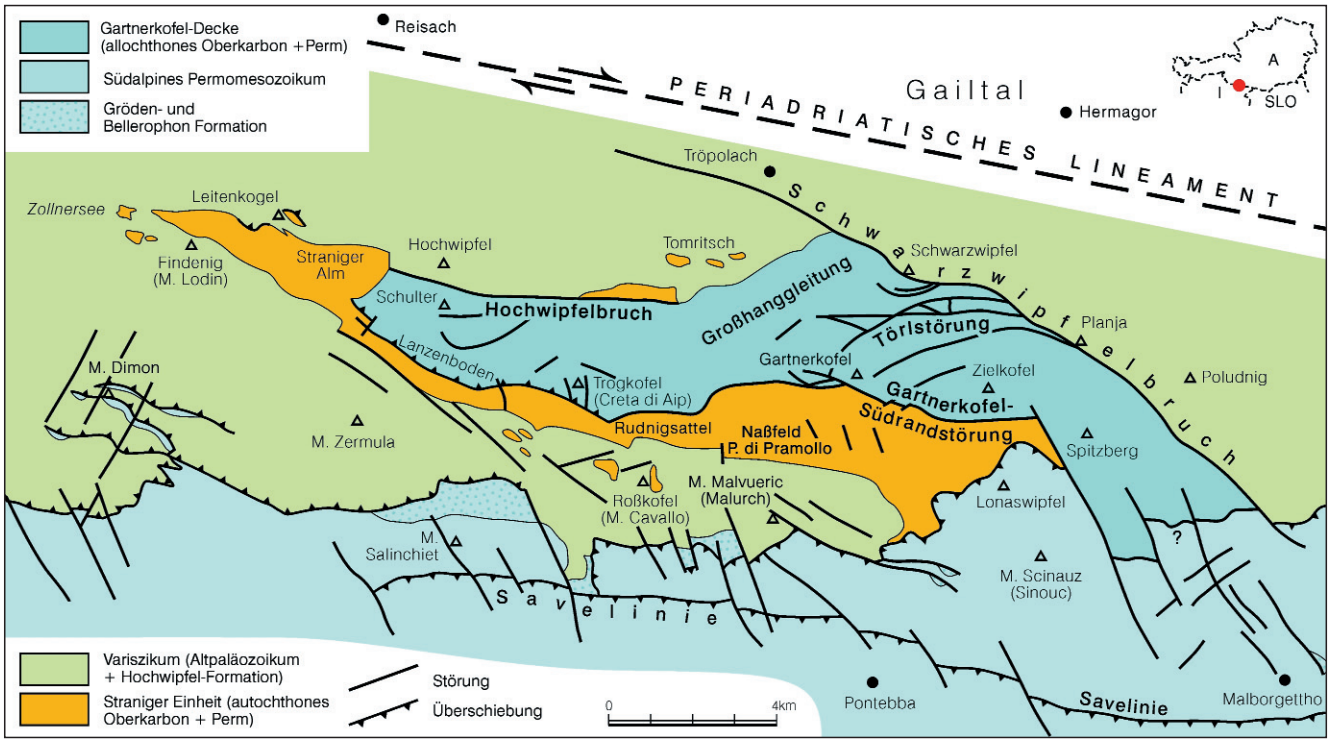


Abb. 102.
Tektonische Gliederung der post-variszischen Serien der Karnischen Alpen zwischen Malborghet und Monte Dimon/Zollnersee.
Verändert nach EICHHÜBEL (1988).
Tectonic map of the post-Variscan series of the Carnic Alps between Malborghet and Monte Dimon/Lake Zollner.
Modified from EICHHÜBEL (1988).

Entgegen der Vorstellung von EICHHÜBEL (1988) wird hier die Meinung vertreten, dass sowohl viele geologische als auch fazielle Befunde für eine Herkunft der Gartnerkofel-Decke aus dem Süden sprechen. So bilden im Osten Gartnerkofel, Zielkofel, Spitzberg, Schinouz und Lonaswipfel ein geschlossenes Gebiet, das von einer nordgerichteten Überschiebung betroffen wurde, die auch von EICHHÜBEL (1988) in seinem tektonischen Entwicklungsschema vertreten wurde und mit dem Nordschub der Koschuta-Decke in den Südkarawanken gleichgesetzt wurde. Im Gebiet des Naßfelds hat sich in weiterer Folge ein tektonisches Halbfenster ausgebildet.

Geologische Beobachtungen sprechen auch dafür, zwischen dem Trogkofel und dem Schulterkofel im Westen und dem Gartnerkofel im Osten eine Verbindung anzunehmen, die allerdings heute unter jüngeren Ablagerungen und Hanggleitungsphänomenen verdeckt ist.

Das wichtigste Argument gegen eine Herkunft der Gartnerkofel-Decke aus dem Nordosten stellen aber fazielle Überlegungen dar. Im Nordosten der heutigen Karbon- und Permablagerungen war zu dieser Zeit ein Festland mit kontinentalen Ablagerungen und nicht eine zeitweise hochenergetische, komplex gegliederte Karbonatplattform, auf der die Ausgangsgesteine der Schulterkofel-, Grenzland- und Zweikofel-Formation sowie der Trogkofelkalk gebildet wurden. Die Transgressions- und Festlandbildungen östlich der Waidegger Alm, am Leitenkogel oder auch am Tomritsch sind Erosionsreste am nördlichen Ufersaum des jungpaläozoischen Sedimentationstroges, die heute von der Straniger Einheit s.str. isoliert liegen. Es ist im höchsten Maße unwahrscheinlich, dass diese Bildungen jemals die Basis der mächtigen Schichtfolge vom Oberkarbon bis in die Mitteltrias gebildet haben bzw. der Bildungsraum dieser Gesteine noch weiter nordöstlich gelegen hat.

Nicht auszuschließen wäre hingegen, dass die Überschiebung am Lanzenboden mit der paläogenen NE–SW-Kompression zusammenhängt. Die Annahme einer geringen Überschiebungsweite von wenigen Kilometern würde aber eine Erklärung der diskordanten Überlagerung der Gröden-Formation auf verschiedenen alten jungpaläozoischen Einheiten auf engstem Raum erfordern. Dies wäre nur mit einer intrapermischen, bruchtektonischen Zerlegung und Erosion zu erklären („Saalische Phase“ sensu KAHLER [1980]).

Das gleichzeitige Auftreten von extensionalen Ereignissen und dem Aufdringen von magmatischen Schmelzen (Athesian Volcanic Group [SCHALTEGGER & BRACK, 2007]) wäre dabei ein Hinweis auf transtensionale und transpressive Tektonik durch dextrale Scherbewegungen, wie sie von vielen Autoren (ARTHAUD & MATTE, 1977; VAI, 2003) vermutet werden.

Eine weitere Möglichkeit besteht darin, dass die Gartnerkofel-Decke weit südlich der heutigen autochthonen Straniger Einheit gelegen hat. Sie wäre daher im Zuge der ersten nach Norden gerichteten Deckenbewegungen, für die EICHHÜBEL (1988) ein Kreide-Alter annimmt, in ihre heutige Position transportiert worden. Ein intrapermisches Deformationsereignis mit tiefreichender Erosion wäre dann nicht unbedingt erforderlich, da in der nördlich angrenzenden Straniger Einheit keine durchgehende Sedimentation bis ins höhere Unterperm angenommen werden muss.

Die alpine N–S-Einengung und eine überlagernde Stresskomponente durch dextrale Bewegungen längs der Gailtallinie bzw. des Periadriatischen Lineaments, die erhebliche Auswirkungen auf die tektonische Gefügeprägung haben, werden hingegen nicht in Frage gestellt.

5.4. Errata in der Geologischen Karte

1) Der Name Collendiaul-Formation fehlt in der Kartenlegende. Es wird nur allgemein von Transgressionsbildungen gesprochen und der Begriff Malinfier-Formation erwähnt.

2) In der Karte wurden die Basiskonglomerate in die Schulterkofel bzw. Zweikofel-Formation miteinbezogen. Somit ist die Untergrenze der jeweiligen Formation nicht durch den lithologischen Wechsel charakterisiert, sondern mit der Basis eines Ablagerungszyklus.
3) Die in der Karte eingetragene Signatur für eine Spaltenfüllung auf der Ostseite des Zweikofels (S) ist zu hoch eingetragen. Sie findet sich richtigerweise in der Umgebung der Bergstation der Zweikofelbahn in Höhe von rund 1830 m.
4) Die Übertragung von Ergänzungen von H. FORKE ist teilweise fehlerhaft. So ist SE der Höhe 2004 (nicht auf der Karte angegeben) die Überschiebungsgrenze von Grenzland-Formation auf Auernig-Formation irrtümlich verdoppelt dargestellt.
5) Die Eintragung von Trögl-Kalk am Maldatscher Berg ist lediglich eine Vermutung und konnte bisher nicht verifiziert werden. Es gibt von dort lediglich eine unpublizierte Diplomarbeit (ARGNANI, 1982), die darauf hinweist.
6) Die devonischen Kalke im Creta de Rio Secco am Roßkofel-Massiv sind einheitlich als „Cellon-Kalk" gekennzeichnet. Es handelt sich jedoch laut ARGNANI & CAVAZZA (1984) um mehrfach tektonisch gestapelte Abfolgen von devonischen Riffkalken (Cellon-Kalk) und zwischengeschalteten pelagischen (oberdevonisch-unterkarbonischen) Kalken (Pal-Kalk, Kronhof-Kalk).
7) Nach Ansicht von H. FORKE repräsentieren die in der Umgebung der Tröpolacher Alm auf der Karte ausgeschiedenen Gesteine möglicherweise nicht die Auernig-Formation, sondern die Grenzland-Formation. Eine eindeutige Zuordnung zu einer der beiden Formationen ist derzeit nicht mit Sicherheit möglich.
8) Die Signatur für die Tarvis-Brekzie fehlt im östlichen Teil der mittleren Reppwand in der Rinne unter dem „Sauboden".
9) Bei den kleinen Vorkommen von Treßdorf-Kalk WNW der Treßdorfer Alm fehlt die Zahl 24. Darüber hinaus fehlt bei einem Vorkommen die Signatur der Unterlage aus Trogkofel-Konglomerat.
10) Die Kalkeinschaltung im Schlern-Dolomit am Gartnerkofel (15) ist nur undeutlich lesbar.
11) Entgegen der Darstellung auf der Karte scheint die Plattendolomitfazies der Werfen-Formation im oberen Garnitzengraben südlich von P. 1203 weiter nach Süden zu reichen.

6. Ausgewählte Exkursionspunkte im Jungpaläozoikum der Karnischen Alpen

Die folgenden Exkursionspunkte bieten einen Überblick über die oberkarbonisch-permischen Ablagerungen in den Karnischen Alpen zwischen Collendiaul/Zollnersee im Westen und dem Gipfel der Krone im Osten.

6.1. Stop 1 Collendiaul südlich der Zollnerhöhe

- ÖK Blatt 197, Kötschach, 13°4'1"E/46°36'33"N; Geologische Karte Kötschach 1 : 50 000, 1 : 10 000 (SCHÖNLAUB, 1985c).
- Klassische Winkeldiskordanz zwischen devonischen Lyditen der Zollner-Formation und sandigen Schiefern der Basis der Auernig-Formation (vgl. S. 86–87).

6.2. Stop 2 Ausfluss an der Westseite und Kalkkuppen südlich des Zollnersees

- ÖK Blatt 197, Kötschach, 13°4'43"E/46°36'14"N; Geologische Karte Kötschach 1 : 50 000, 1 : 10 000 (SCHÖNLAUB, 1985c).
- Lyditkonglomerate (Collendiaul-Formation) auf Bischofalmschiefern. Darüber Schiefer, Kalke und Sandsteine der basalen Auernig-Formation. Die Fortsetzung der Abfolge ist an der Südseite des Zollnersees aufgeschlossen mit einer 7 m mächtigen Einheit von gebankten bis massigen Kalken über basalen Schiefern (vgl. S. 14, 16, 86–88; Abb. 108, 110).

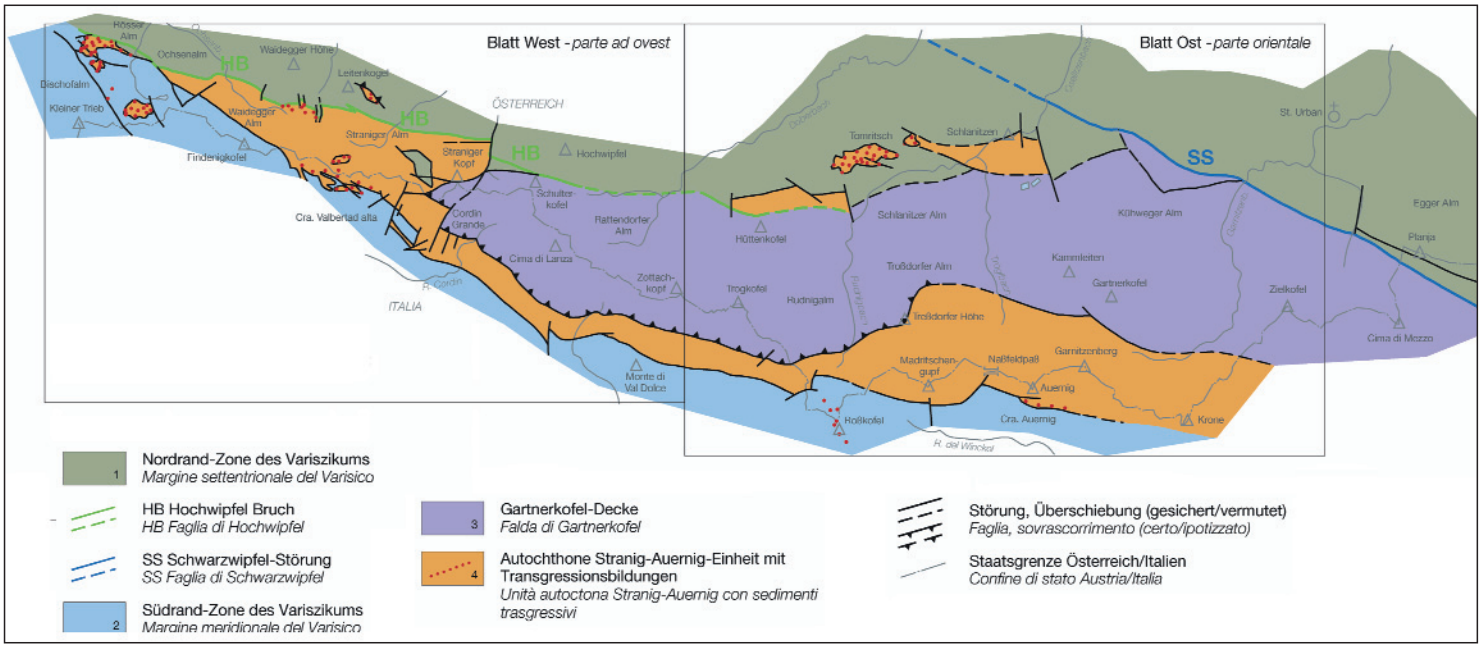


Abb. 103.
Tektonische Übersicht des post-variszischen Jungpaläozoikums zwischen dem Zollnersee im Westen und der Garnitzenklamm im Osten.
Tectonic map of the post-Variscan sequences between Lake Zollner in the west and Garnitzen gorge in the east.

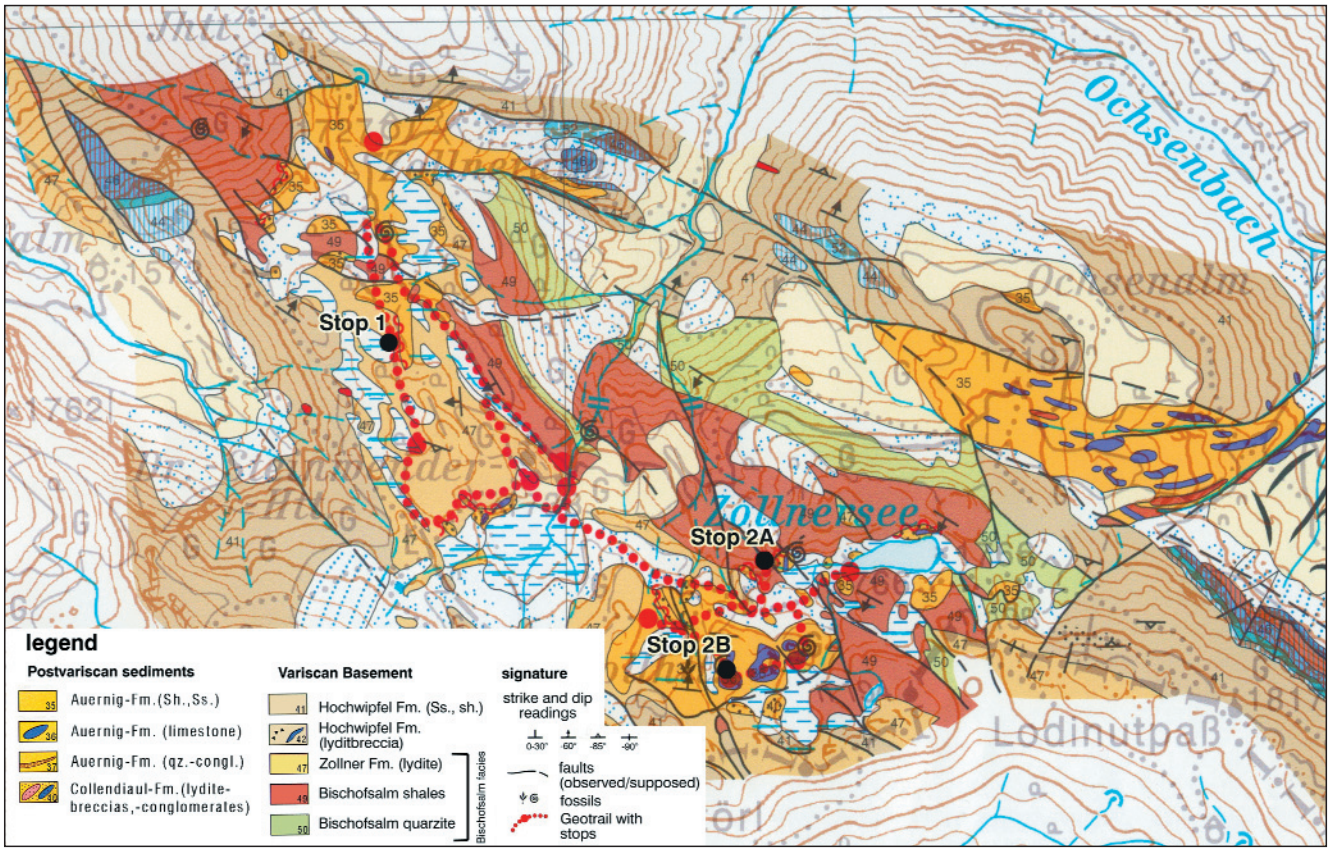


Abb. 104.
Geologische Karte der Umgebung des Zollnersees mit Eintragung der Exkursionspunkte.
Geological map of the surroundings of Lake Zollner with indication of field trip stops.



Abb. 105.
Klassische Winkeldiskordanz zwischen hellen Lyditen der Zollner Formation und transgressiver Auernig-Formation.
Angular unconformity between the Variscan basement and the post-Variscan cover, here the basal Auernig Formation.

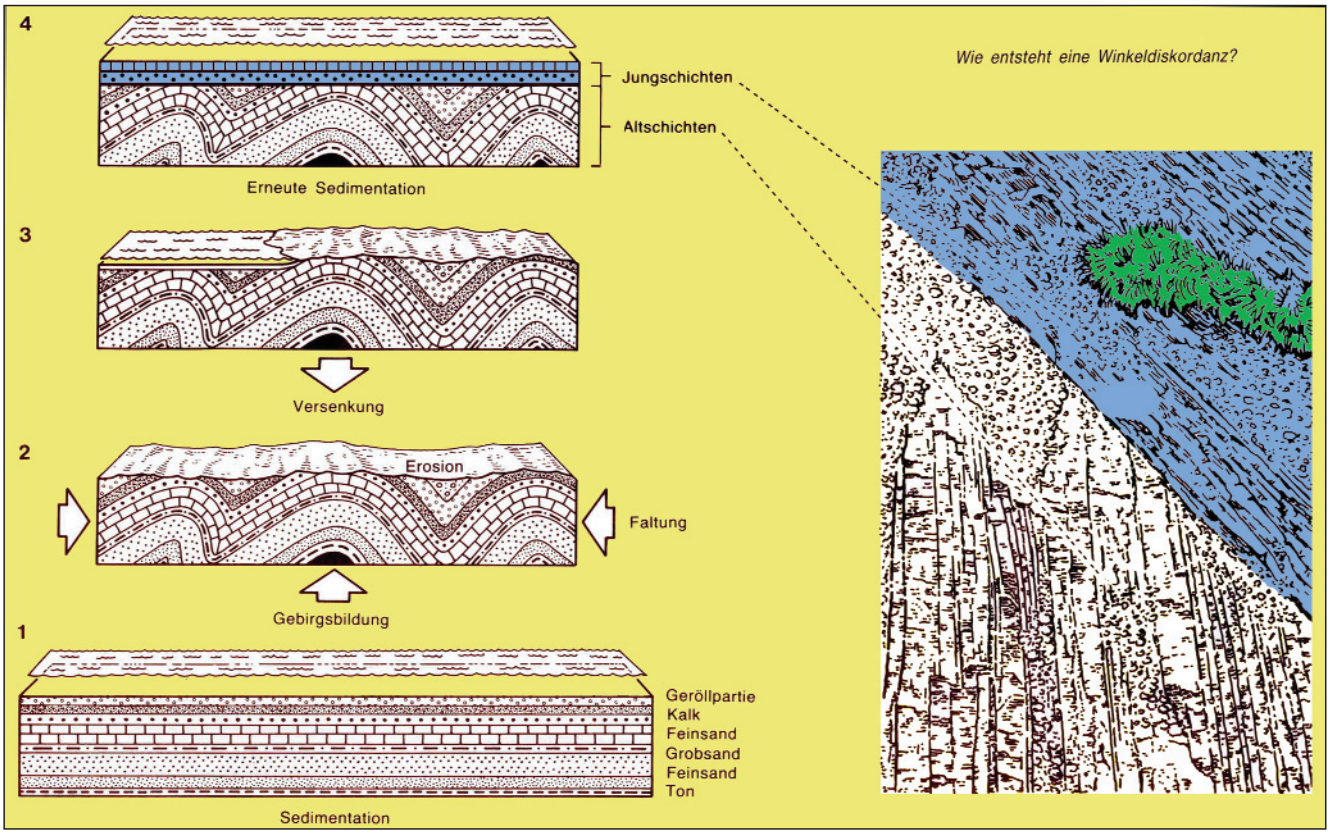


Abb. 106.
Erklärung der Entstehung der Winkeldiskordanz auf der Hochfläche des Collendiaul.
Explanation for the angular unconformity on the plateau of Collendiaul.

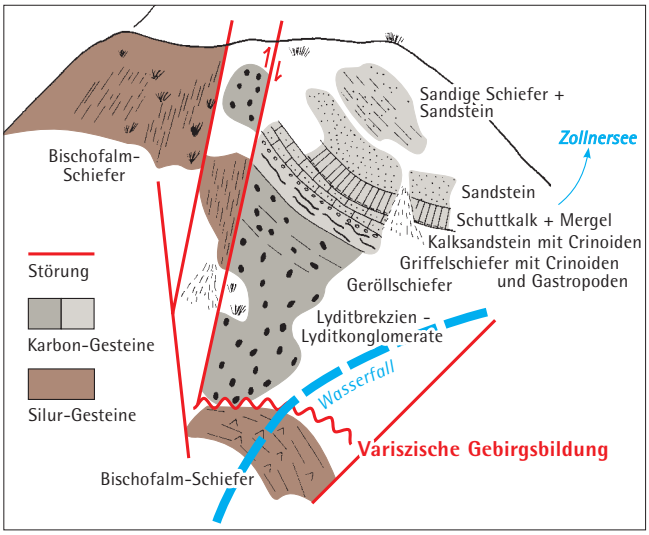


Abb. 107.
Skizze des Transgressionsvorkommens am Ausfluss des Zollnersees.
Sketch showing the main lithologies of the waterfall section west of Lake Zollner.

6.3. Stop 3
Waschbühel-Kamm S Waidegger Alm

- ÖK Blatt 198, Weißbriach, Geologische Karte Weißbriach 1:50.000 (SCHÖNLAUB, 1987).
- Im Nahbereich zur Staatsgrenze liegt das Typusprofil der „Unteren kalkarmen Schichtgruppe“ und des tieferen Teils der „Unteren kalkreichen Schichtgruppe“ von HERITSCH et al. (1934), die ein Kasimovium-Alter haben (Khamovnikium–Dorogomilovium; Abb. 113). Die hier verbreiteten Kalke führen u.a. Index-Fusuliniden wie *Montiparus subcrassulus* bzw. die Conodonten *Streptognathodus* cf. *confragus*, *Str.* aff. *elegantulus* und *Idiognathodus toretzianus* (Abb. 109).
- Am Nordrand des Jungpaläozoikums werden die tiefsten und ältesten Anteile der aufrechten Auernig-Formation von den Gesteinen der unter- bis mittelkarbonischen Hochwipfel-Formation randlich überschoben. Entsprechende Aufschlüsse finden sich an der Straße von der Straniger zur Waidegger Alm ca. 200 m nördlich des Sattels bzw. unterhalb des Geopunkts der Höhe 1815 m (Abb. 97). Hier liegt das beeindruckende von GAURI (1965) im Detail bearbeitete Fossilvorkommen der „Waidegger Fauna“.

6.4. Stop 4
Cima Val di Puartis

- ÖK Blatt 198, Weißbriach, 13°7’20”E/46°35’24”N; Geologische Karte Weißbriach 1:50 000 (SCHÖNLAUB, 1987).
- Basale Auernig-Formation (Kasimovian, Krevyakinian?–Khamovnikian).
- Das Profil hat eine aufgeschlossene Mächtigkeit von ca. 10 m (Abb. 8). Die Schichtfolge zeigt einen Fining-upward-Trend und besteht aus einem basalen Brekzienhorizont, gefolgt von feinkörnigen Sandsteinen und Konglomeraten, grauen fossilführenden Siltsteinen und Schiefern mit Partien von Kalksandsteinen sowie dunklen, Fossil führenden Siltsteinen mit zwischengeschalteten Lagen von Algenkalken und einem kleinen Auloporiden-Mound (S. 14–16).
- Die zur Malinfier-Formation gerechnete Basalbrekzie wird als Ablagerung eines distalen Fandeltas gedeutet, das auf einen submarinen Debrisflow zurückgeht. Die überlagernden Feinkonglomerate und fossilführenden Sandsteine, die den fossilführenden Siltsteinen zwischengeschaltet sind, stellen Ablagerungen von Trübe-

Abb. 108.
Das Kalkprofil auf der Hügelkette südwestlich des Zollnersees (Haltepunkt 12 Geotrail).
The limestone section southwest of Lake Zollner (Geotrail Stop 12).



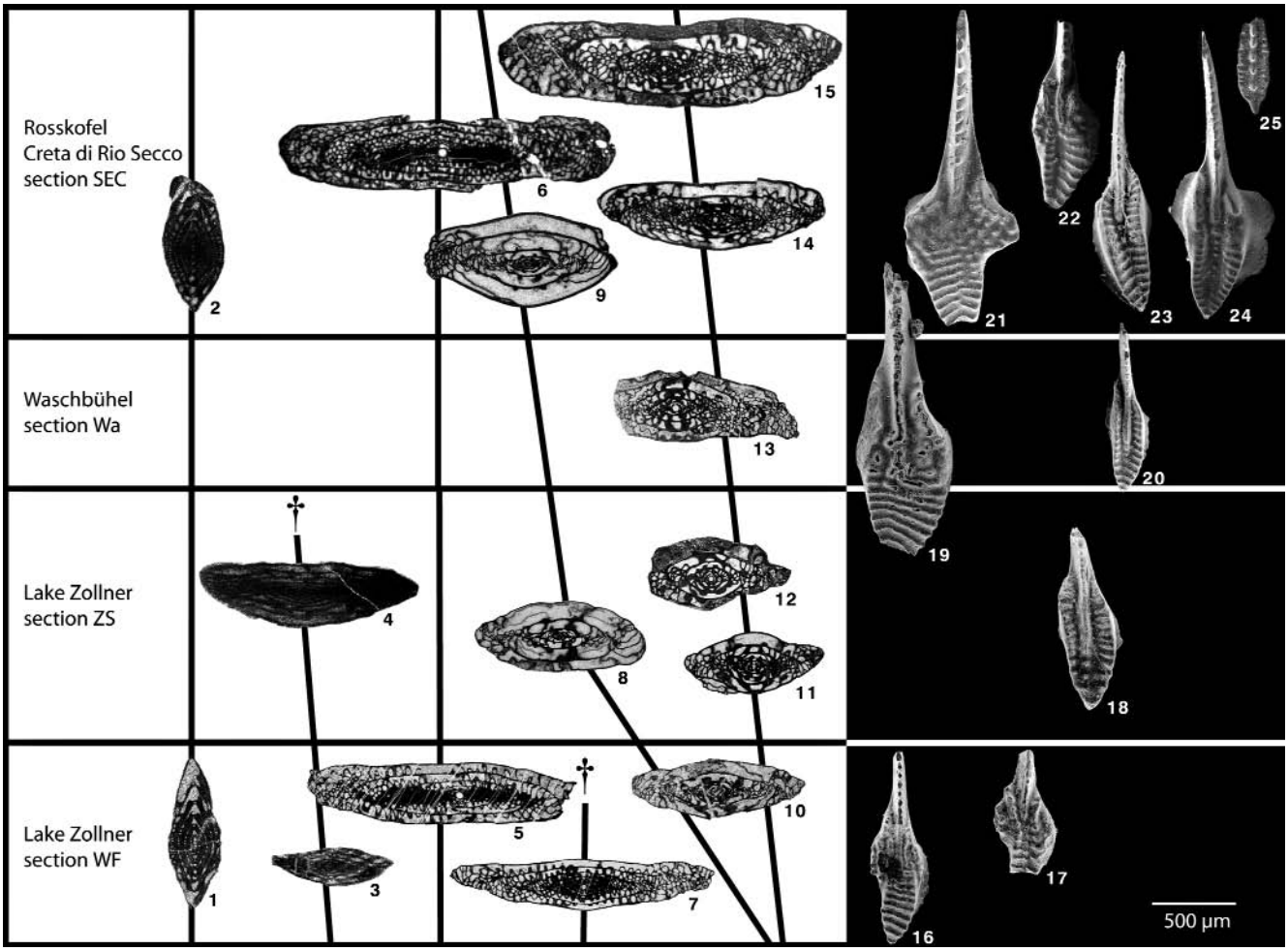


Abb. 109.
Fusuliniden und Conodonten aus dem tieferen Teil der Auernig-Formation (Profile Zollnersee WF-ZS-SWH, Cima Val di Puartis CI/P, Waschbühelkamm, Roßkofel-Gipfel); Kasimovium (verändert nach FORKE & SAMANKASSOU [2000], FORKE [2001] und LUPPOLD [unveröffentlicht]).
1 = *Ozawainella mosquensis* RAUZER-CHERNOUSSOVA, 1951; sample WF 3, ×20; 2 = *Ozawainella* cf. *kumpani* SOSNINA, 1951; sample CRS/S 1, ×20; 3 = *Fusiella* cf. *lancetiformis* PUTRJA, 1939; sample WF 3, ×20; 4 = *Fusiella* cf. *rawi* LEE, 1927; sample ZS 15, ×20; 5 = *Fusulina (Quasifusulinoides) juvenatus* KIREEVA, 1963; sample WF 3, ×7,5; 6 = *Quasifusulina eleganta* SCHLYKOVA, 1948; sample Ro 2, ×7,5; 7 = *Beedeina (Pseudotriticites) asiaticus* BENSH, 1972; sample WF 3, ×7,5; 8 = *Protriticites* ? *inflatus* BENSH, 1972; sample ZS 15, ×7,5; 9 = *Tumefactus* aff. *expressus* (ANOSOVA, 1969); sample Lu 5a, ×7,5; 10 = *Protriticites* aff. *permirus* (BOGUSH, 1963); sample WF 3, ×7,5; 11 = *Protriticites* aff. *ovatus* PUTRJA, 1948; sample ZS 9, ×7,5; 12 = *Protriticites* ? *pramollensis* (PASINI, 1963); sample CI/P 4, ×7,5; 13 = *Montiparus subcrassulus* ROZOVSKAYA, 1950; sample 96 (coll. Prof. KAHLER), ×7,5; 14 = *Rauserites* sp. 1 ex gr. *rossicus* (SCHELLWIEN, 1908); sample Lu 5a, ×7,5; 15 = *Rauserites* sp. 2 ex gr. *rossicus* (SCHELLWIEN, 1908); sample CRS/S 1, ×7,5; 16 = *Idiognathodus* cf. *expansus* STAUFFER & PLUMMER, 1932 sample WF 5, ×50; 17 = *Swadelina* ? *makhlinae* (ALEKSEEV & GOREVA; 2001); sample WF 5, ×50; 18 = *Streptognathodus neverovensis* (GOREVA & ALEKSEEV, 2006); sample ZS 12, ×50; 19 = *Idiognathodus toretzianus* KOZITSKAYA, 1978; sample WA 2I, ×50; 20 = *Streptognathodus* aff. *elegantulus* STAUFFER & PLUMMER, 1932; sample WA 2I, ×50; 21 = *Idiognathodus magnificus* STAUFFER & PLUMMER, 1932; ×50; 22 = *Streptognathodus zethus* CHERNYKH & RESHETKOVA, 1987; ×50; 23 = *Streptognathodus elegantulus* STAUFFER & PLUMMER, 1932; ×50; 24 = *Streptognathodus pawhuskaensis* ? HARRIS & HOLLINGSWORTH, 1932; ×50; 25 = *Gondolella* cf. *elegantulus* HARRIS & HOLLINGSWORTH, 1932; ×50.
Fusulinoideans and conodonts from the lower part of the Auernig Formation (sections Lake Zollner WF-ZS-SWH, Cima Val di Puartis CI/P, Waschbühel ridge WA, Roßkofel Lu-SEC-CRS), Kasimovian (modified from FORKE & SAMANKASSOU [2000], FORKE [2001], and LUPPOLD [unpublished]).

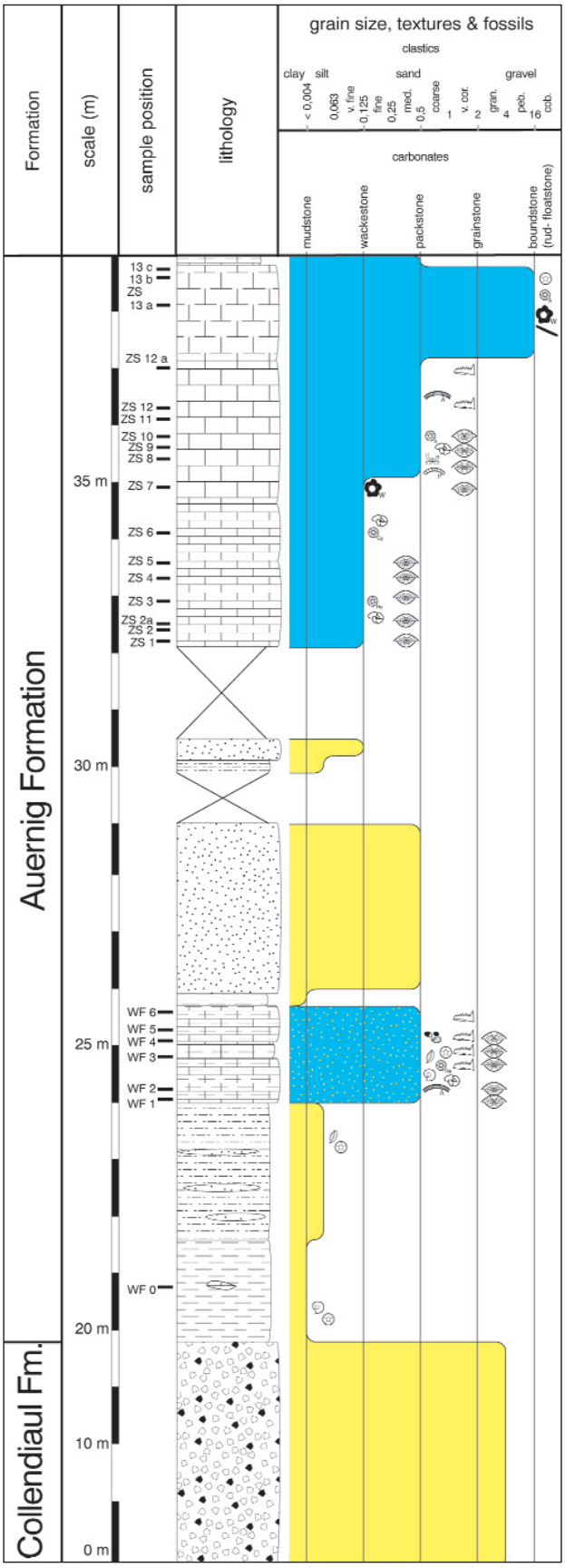


Abb. 110.
Zusammengesetztes Profil der post-variszischen Schichtfolge in der Umgebung des Zollnersees (Wasserfall-Profil und Hügelkette im Südwesten; verändert nach FORKE & SAMANKASSOU [2000] und FORKE [2001]).
Composite section of the post-Variscan sedimentary sequence in the surroundings of Lake Zollner (modified from FORKE & SAMANKASSOU [2000] and FORKE [2001]).

strömen dar. Der hangende kleine Auloporiden-Mound und die gebankten Algenkalke repräsentieren ein niedrig-energetisches Milieu am offenen Schelf unterhalb der Wellenbasis.
- Die in den bioklastischen Bereichen vorkommenden Fusuliniden haben infolge der Durchtränkung der Gehäusewand mit Hämatit einen besonderen Erhaltungszustand. Zwar ist der Lagenbau der Wand nicht sichtbar, doch sind die Poren und sekundären Ablagerungen ausgezeichnet erhalten.
- H. FORKE identifizierte die Fusuliniden *Protriticites* ? *pramollensis, Protriticites* ? *inflatus* und *Montiparus* ? sp. (vgl. Abb. 8).
- DAVYDOV & KRAINER (1999) geben an (vgl. Abb. 8):
  VP-6: *Pr. globulus, Pr. pseudomontiparus, Pr. sphaericus, Pr. semikhatovae*.
  VP-8: *Pr. globulus, Pr. pseudomontiparus, Pr. rotundatus, Pr. ovoides*.
  VP-10: *Pr.* cf. *globulus, Pr. pseudomontiparus, Pr. rotundatus, Pr. ovoides, Pr. lamellosus*.
  VP-16: *Montiparus paramontiparus, M. umbonoplicatus*.
  VP-17: *Montiparus montiparus, M. umbonoplicatus, M. likharevi*.
  VP-18: *Obsoletes timanicus, Montiparus montiparus, M. umbonoplicatus, M. likharevi, M. paramontiparus, M. rhombiformis*.

6.5. Stop 5
Rio Malinfier SW Straniger Alm

- ÖK Blatt 198, Weißbriach, 13°7'20"E/46°35'24"N; Geologische Karte Weißbriach 1 : 50 000 (SCHÖNLAUB, 1987).
- Kontakt zwischen Flaserkalken des Unterdevons und (Kalk-) Geröll führenden Siltschiefern der basalen Auernig-Formation (Malinfier-Formation und Meledis-Subformation; vgl. S. 88).

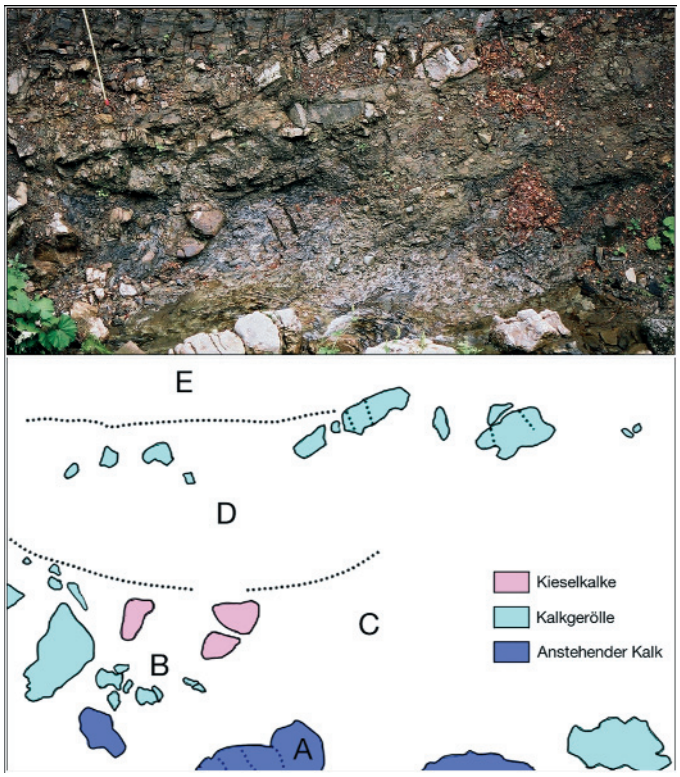


Abb. 111.
Das post-variszische Basisprofil im Rio Malinfier (Marchbach) südlich der Straniger Alm.
Oben: Aufschluss nach der Reinigung im Jahr 1992.
Unten: A = Oberkante der Kalke des Unterdevons (Lochkov-Stufe), B = Kalkgerölle (inkl. Kieselkalkgerölle) aus der Unterlage, C = Geröllschieferhorizont, D = Rinnenfüllung mit eckigen Sandstein- und Lyditgeröllen, E = Feinsandsteine mit Lagen von Geröllen und Siltschiefer der „Normalsedimentation".
Basal post-Variscan succession at the Rio Malinfier creek with sketch map. Outcrop as seen after cleaning in 1992. A = top of the Lower Devonian limestones, B = reworked limestone pebbles, C = pebble-bearing horizon, D = channel deposit with angular sandstone and lydite clasts, E = fine-grained sandstone with intercalated layers of pebbles and siltstones of the "normal" sedimentation.

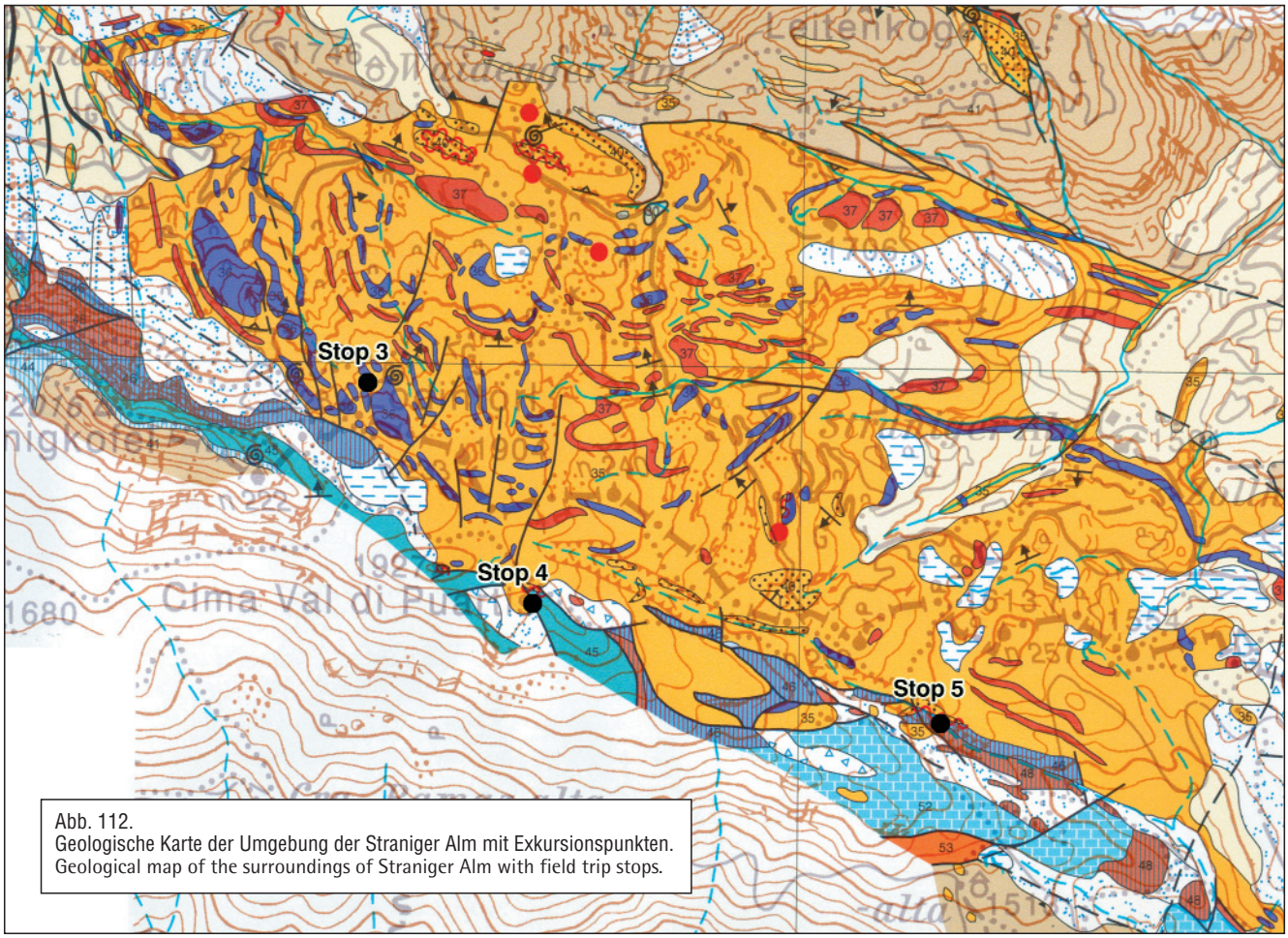
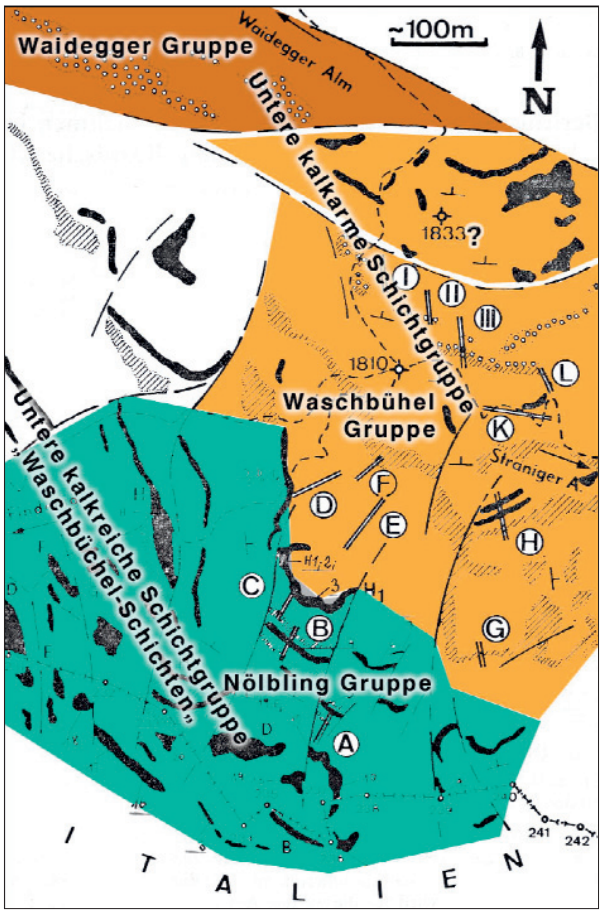


Abb. 112.
Geologische Karte der Umgebung der Straniger Alm mit Exkursionspunkten.
Geological map of the surroundings of Straniger Alm with field trip stops.



6.6. Stop 6
Gipfel der Kammleiten (1998 m)

- ÖK Blatt 198, Weißbriach, Geologische Karte Weißbriach 1 : 50 000, 1 : 10 000 (SCHÖNLAUB, 1987).
- Blick über das Gailtal in die Gailtaler Alpen, Hohe Tauern und und Ostkärnten. Nahe dem Gipfel liegt der Bohrpunkt für die im Jahr 1986 abgeteufte wissenschaftliche Bohrung zur Analyse des Geschehens an der Perm/Trias-Grenze (s. S 75–78).

6.7. Stop 7
Bergstation des Gartnerkofel-Sesselliftes (1902 m)

- ÖK Blatt 198, Weißbriach, 13°17'58"E/46°34'2"N; Geologische Karte Weißbriach 1 : 50 000, 1 : 10 000 (SCHÖNLAUB, 1987).
- Überblick über Geologie der Umgebung, im Besonderen des Jungpaläozoikums im Vordergrund und Kammleiten (1997 m) als nördlichen Vorgipfel des Gartnerkofels. Am Gipfelplateau wurde im Jahr 1986 eine wissenschaftliche Bohrung zur Analyse des Geschehens an der Perm/Trias-Grenze abgeteuft (Abb. 72, 75, 117).

Abb. 113.
Typusprofil des unteren Teils der Auernig-Formation am Waschbühel–Kamm. Lithologische Untergliederung nach HERITSCH et al. (1934) und FENNINGER et al. (1971, verändert).
Type section of the lower part of the Auernig Formation on the Waschbühel ridge. Lithologic subdivision after HERITSCH et al. (1934) and FENNINGER et al. (1971) (modified).

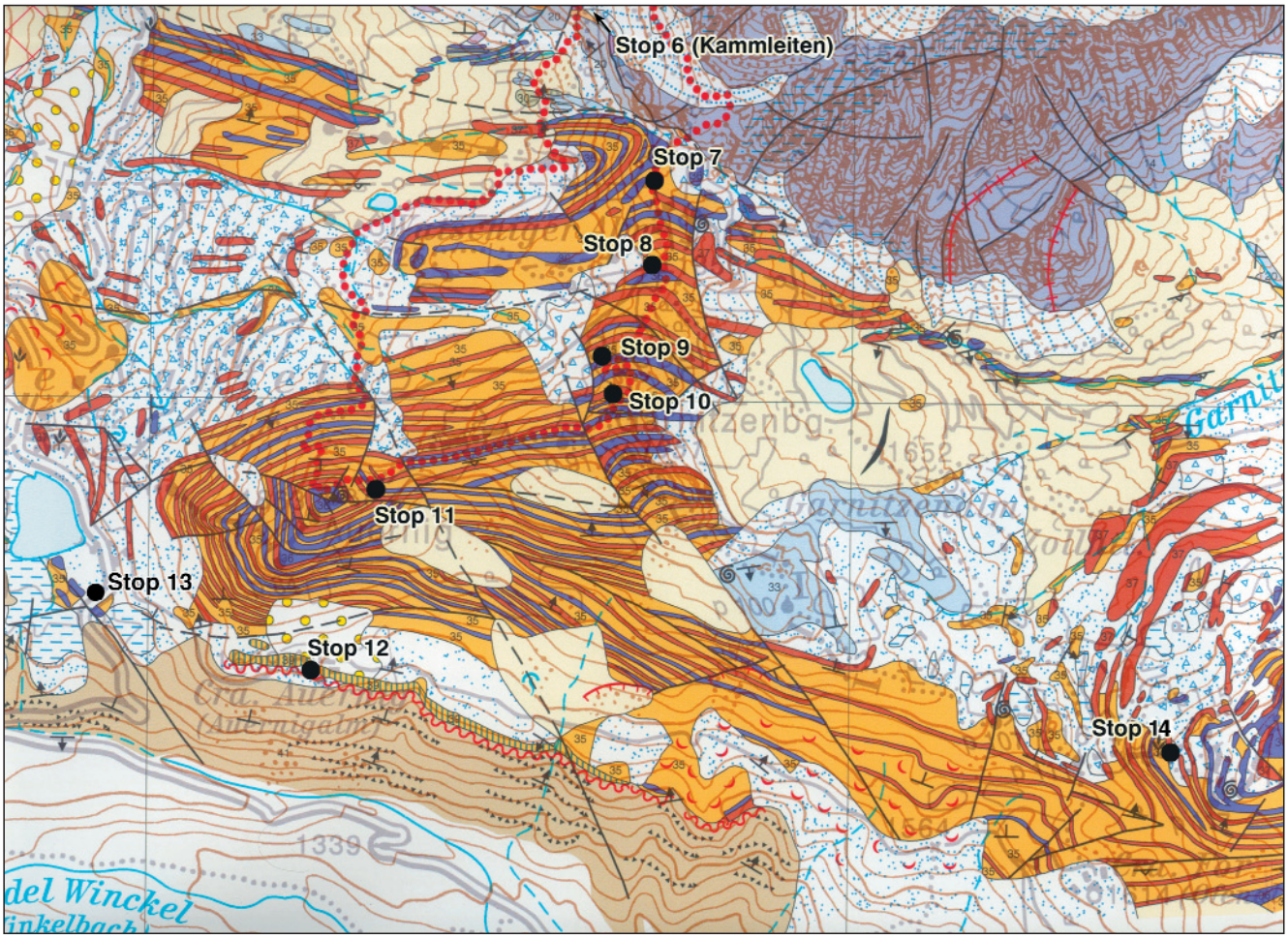


Abb. 114.
Geologische Karte des Naßfeldgebietes mit Exkursionspunkten.
Geological map of the Naßfeld-Gartnerkofel area with indication of field trip stops.

- Panorama über das Gailtal („Gailtal-Störung“ als Teilsegment der Periadriatischen Linie), Gailtalkristallin und Drauzug sowie im Hintergrund die Hohen Tauern als tiefstes Stockwerk in den Ostalpen.
- Der Gipfelaufbau des Gartnerkofels (2195 m) besteht aus über 500 m mächtigem Schlerndolomit. Auf österreichischem Gebiet ist er das jüngste Gestein in den Karnischen Alpen. Er ist überwiegend ungeschichtet, lediglich in der Südwand sind schichtige Kalke eingeschaltet (vgl. S. 84–85). Neben vereinzelten Conodontenfunden enthalten die Dolomite Reste von Kalkalgen (*Diplopora annulata* und *Teutloporella nodosa*) sowie sehr selten Korallen.

Der Gartnerkofel wird im Süden durch eine bedeutende Störung von den Gesteinen der Auernig-Formation getrennt. Dabei kam es zu Vertikalbewegungen von mehreren 100 m (vgl. S. 93–95; Abb. 98, 99).

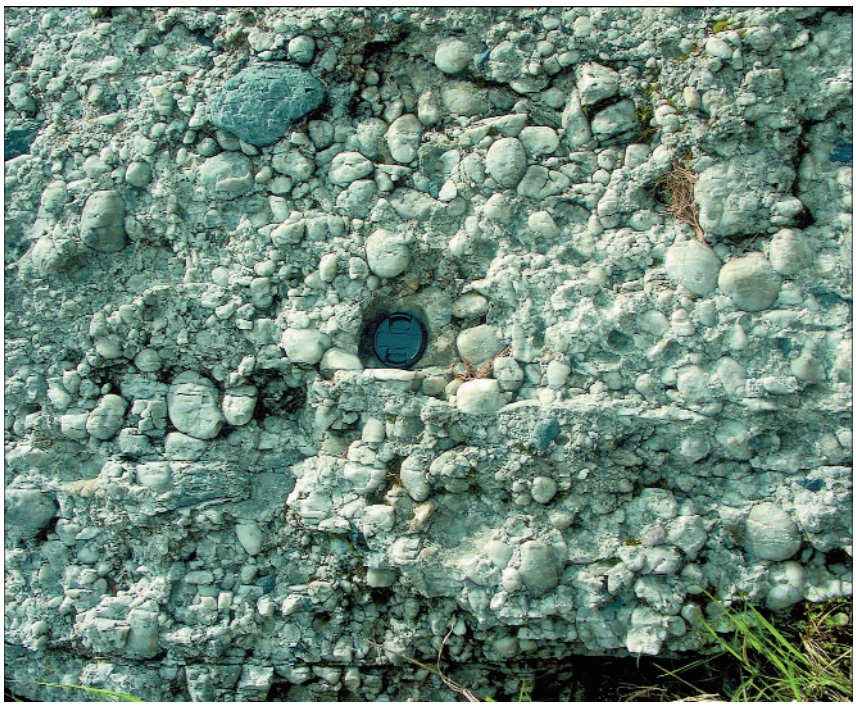


Abb. 115.
Quarzkonglomerate von der Nordseite des Garnitzenberges.
Quartz-bearing conglomerates north of Garnitzenberg.



Abb. 116.
Luftaufnahme des Naßfeld-Gartnerkofel-Gebietes.
Aerial photograph of the Naßfeld-Gartnerkofel area.

6.8. Stop 8
Sattel südlich Bergstation (1856 m)

- ÖK Blatt 198, Weißbriach, 13°18'1"E/46°33'54"N; Geologische Karte Weißbriach 1 : 50 000, 1 : 10 000 (SCHÖNLAUB, 1987).
- Die über 10 m mächtige Bank von Quarzkonglomeraten (Abb. 115) liegt etwa in der Mitte der 600–800 m mächtigen Auernig-Formation. Sie stellen reife, im Küstenbereich abgelagerte Restschotter dar. Die 3–4 cm großen Gerölle sind gut gerundet und bestehen zu über 90 % aus reinem Quarz, daneben finden sich Schieferbruchstücke, Quarzit-, Glimmerschiefer- und Gneisgerölle. Zudem fallen durch ihre schwarze Farbe Lyditgerölle auf, die vermutlich aus dem altpaläozoischen Untergrund stammen.
  Die Herkunft der Restschotter ist unklar, wahrscheinlich wurden sie aber aus einem mit Pegmatiten durchsetzten metamorphen Hinterland, das im Oberkarbon im Norden und Westen des Gailtals lag, angeliefert. Dazu passen die variszischen Abkühlalter in diesen Gebieten mit 310 Mio. Jahren, die als Hinweis auf Hebung und einsetzende Erosion der metamorphen Hüll- und Deckschichten im Hinterland und anschließenden Transport klastischer Sedimente in das sich ausweitende Tethys-Randmeer gedeutet werden können.

6.9. Stop 9
Gugga (1928 m)

- ÖK Blatt 198, Weißbriach, 13°17'58"E/46°33'46"N; Geologische Karte Weißbriach 1 : 50 000, 1 : 10 000 (SCHÖNLAUB, 1987).
- An diesem Haltepunkt sind ein Auernig-Zyklothem und ein Algen-Mound von besonderem Interesse (Abb. 118). Die Abfolge beginnt im Liegenden der Kalkrippe der

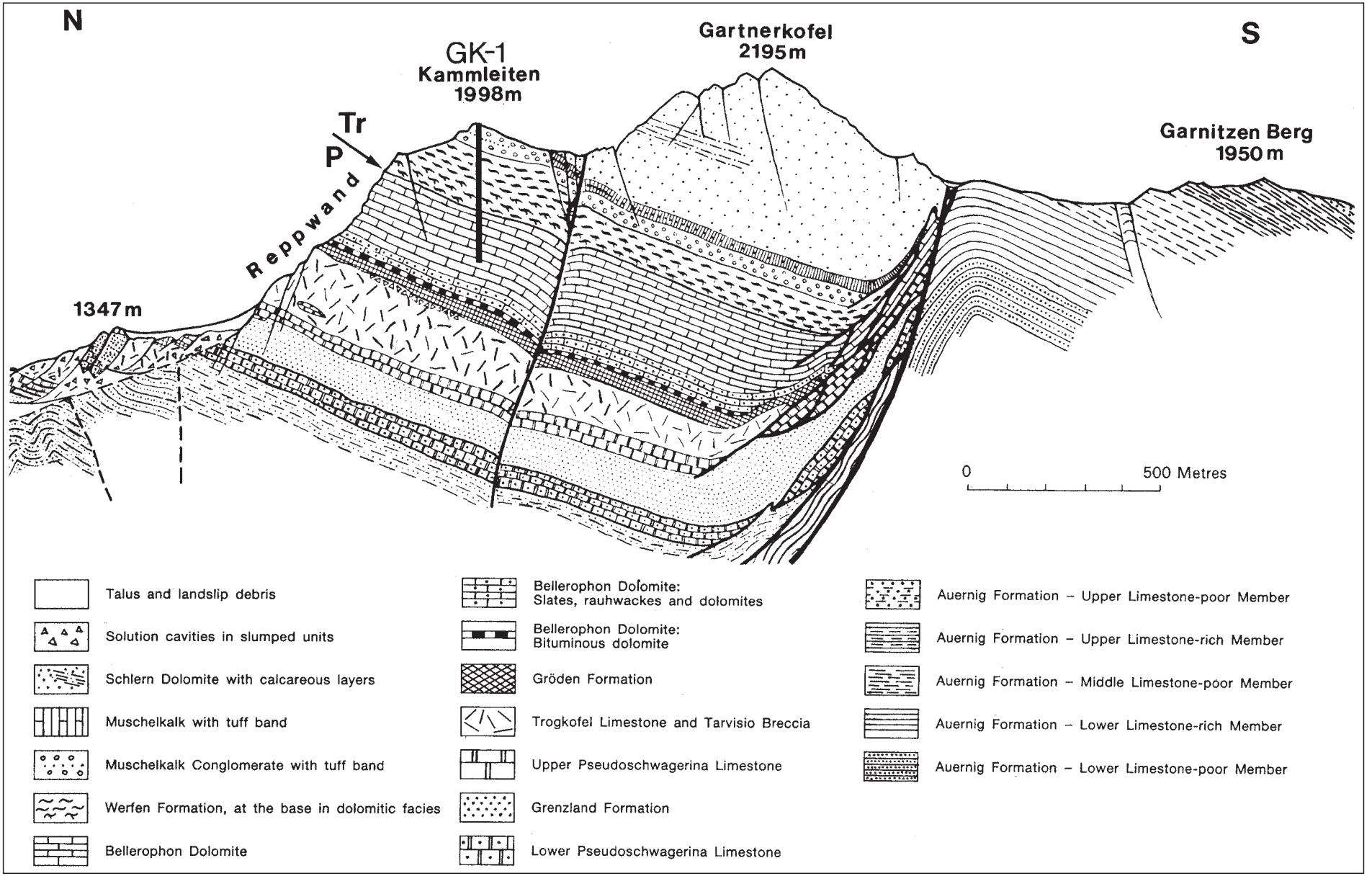
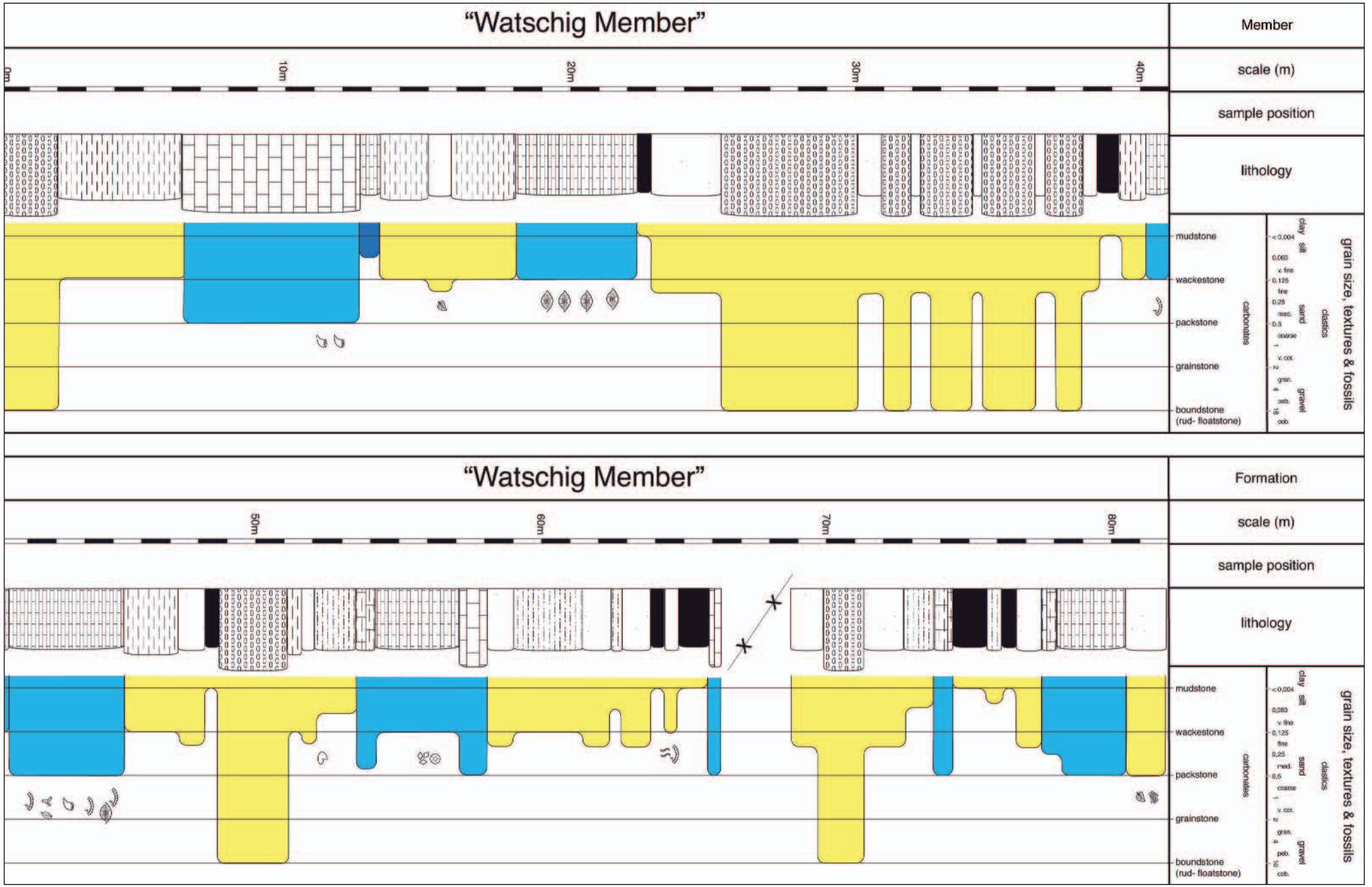
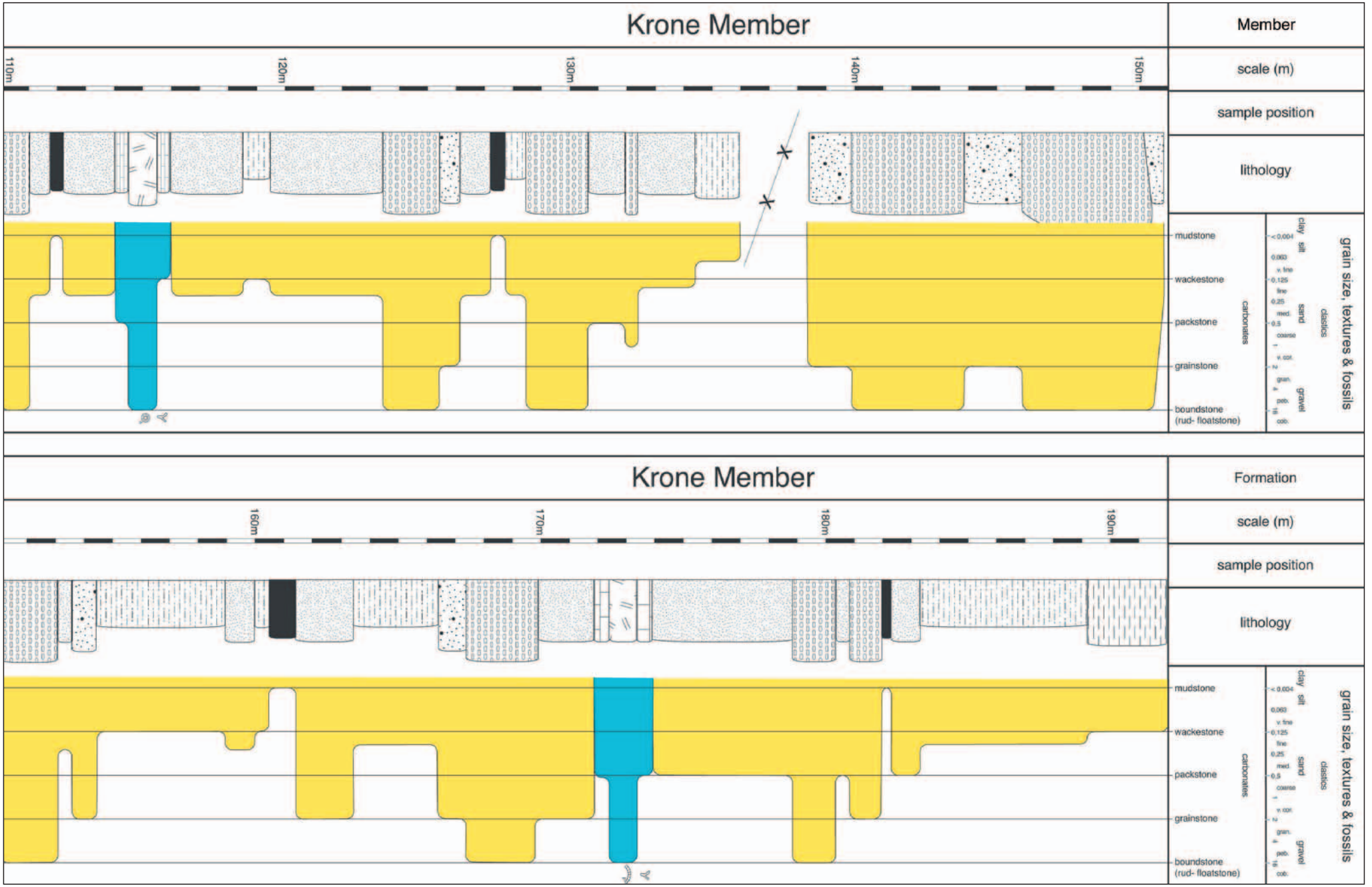
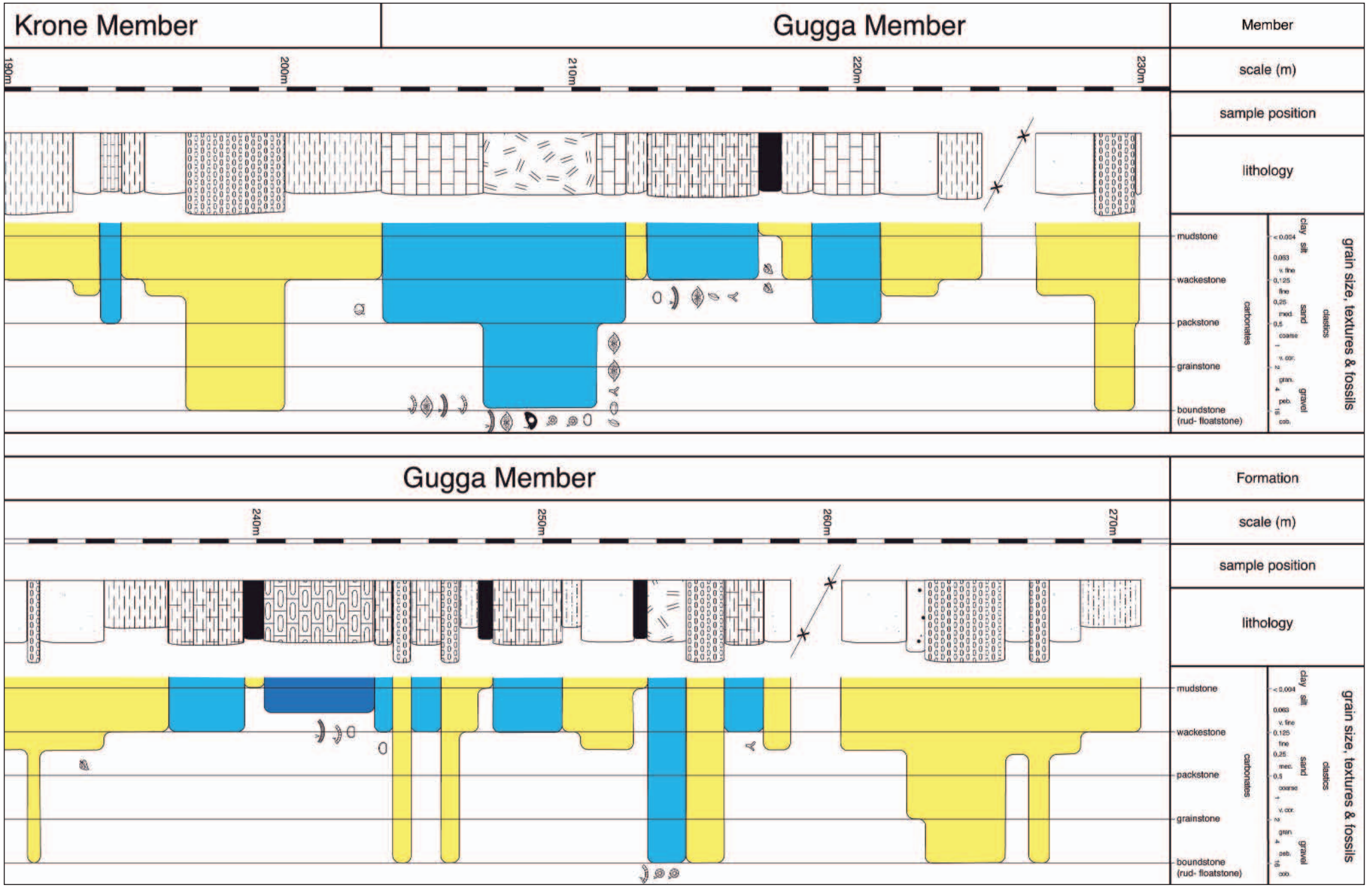


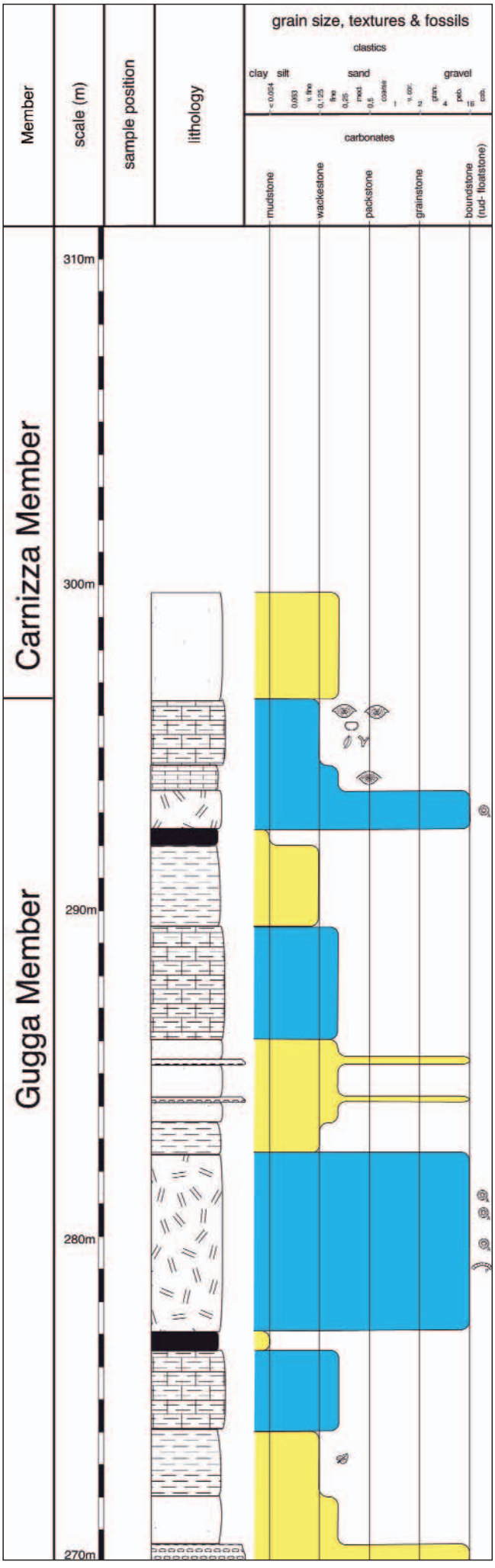
Abb. 117.
N-S-Profil über Reppwand – Kammleiten – Gartnerkofel zum Garnitzen-Berg mit Eintragung der Bohrung am Gipfel der Kammleiten.
N–S-running section between Kammleiten and Garnitzenberg with indication of the drill campaign in 1986.

Abb. 118. (S. 108–111)
Das Profil der Gugga im Verband von Watschig- und Carnizza-Subformation.
The Gugga section as part of the sequence from the basal Watschig to the Carnizza Subformations.




Krone Member
Member
110m
120m
130m
140m
150m
scale (m)
sample position
lithology
mudstone
wackestone
packstone
grainstone
boundstone
(rud- floatstone)
carbonates
clastics
clay
silt
sand
gravel
< 0,004
0,063
v. fine
0,125
fine
0,25
med.
0,5
coarse
1
v. cor.
2
gran.
4
peb.
16
cob.
grain size, textures & fossils
Krone Member
Formation
160m
170m
180m
190m
scale (m)
sample position
lithology
mudstone
wackestone
packstone
grainstone
boundstone
(rud- floatstone)
carbonates
clastics
clay
silt
sand
gravel
< 0,004
0,063
v. fine
0,125
fine
0,25
med.
0,5
coarse
1
v. cor.
2
gran.
4
peb.
16
cob.
grain size, textures & fossils


Krone Member
Gugga Member
Member
190m
200m
210m
220m
230m
scale (m)
sample position
lithology
mudstone
wackestone
packstone
grainstone
boundstone
(rud- floatstone)
carbonates
clastics
clay
silt
sand
gravel
< 0.004
0.063
v. fine
0.125
fine
0.25
med.
0.5
coarse
1
v. coar.
2
gran.
4
peb.
16
cob.
grain size, textures & fossils
Gugga Member
Formation
240m
250m
260m
270m
scale (m)
sample position
lithology
mudstone
wackestone
packstone
grainstone
boundstone
(rud- floatstone)
carbonates
clastics
clay
silt
sand
gravel
< 0.004
0.063
v. fine
0.125
fine
0.25
med.
0.5
coarse
1
v. coar.
2
gran.
4
peb.
16
cob.
grain size, textures & fossils



Gugga mit einem quarzreichen, im Küstenbereich abgelagerten Konglomerat, das mit einem Erosivkontakt Hummocky-kreuzgeschichtete Sandsteine überlagert. Über dem Konglomerat folgt ein 10–20 cm dicker Siltstein-Schiefer-Horizont mit reichlicher Pflanzenführung aus der Stefan-Stufe. Bisher wurden von hier 16 Taxa gemeldet, so u.a. *Alethopteris bohemica, Odontopteris brardii und Pecopteris feminaeformis* (FRITZ & BOERSMA, 1990). Dieses Intervall wird von einigen Metern Siltsteinen mit zwischengeschalteten Feinsandsteinen überlagert.

- Über dieser klastischen Gesteinsgesellschaft folgt der 16 m mächtige Gugga-Kalk, der an der Basis und im oberen Bereich eine deutliche Bankung zeigt, während der Mittelteil massig ausgebildet ist. Dieser Teil bildet eine Algen-Hügelstruktur (Algal mound) von *Anthracoporella*-wackestones und -Bafflestones. Die gebankten Kalke gehören zur Intermound-Fazies und bestehen aus bioklastischem wackestone und packstone.
  Besonders im gebankten Teil ist der Gugga-Kalk reich an Fusuliniden, die nach KAHLER (1983, 1985, 1986) und KRAINER & DAVYDOV (1998) ein Alter in der Oberen Gzhelium-Stufe anzeigen.
- Auf dem geneigten Grashang knapp über dem Gugga-Kalk sind Feinsandsteine verbreitet. In früheren Jahren fanden sich hier viele limonitisch durchtränkte Abdrücke von Brachiopoden (Productiden und Spiriferiden). Sie werden dem regressiven Zyklus nach dem Meeresspiegel-Hochstand zugeschrieben, als sich die Uferlinie meerwärts verschob und die Kalksedimentation von küstennahen Sanden abgelöst wurde.

6.10. Stop 10
Garnitzenberg Nord (1960 m)

- ÖK Blatt 198, Weißbriach, 13°17'50"E/46°33'42"N; Geologische Karte Weißbriach 1 : 50 000, 1 : 10 000 (SCHÖNLAUB, 1987).
- Kurz vor der Weggabelung ist ein Schichtpaket aus Geröll führenden Grobsandsteinen aufgeschlossen mit einzelnen Lagen von großen weißen Quarzgeröllen, schräg geschichteten Sandsteinbänken und gradierten Partien. Es handelt sich um das fossile Gegenstück zu Ablagerungen, wie sie heute im Mündungsbereich von großen, mit Sedimentfracht beladenen Flüssen angetroffen werden.

6.11. Stop 11
Auernig (1853 m)

- ÖK Blatt 198, Weißbriach, 13°17'14"E/46°33'31"N; Geologische Karte Weißbriach 1 : 50 000, 1 : 10 000 (SCHÖNLAUB, 1987).
- Diese Lokalität zählt zu den wissenschaftlich interessantesten Fundpunkten im Jungpaläozoikum der Karnischen Alpen. Bereits zu Ende des 19. Jhdt. wurde der gesamte Schichtaufbau an der West- und Südflanke des Auernig untersucht, der aus einem Wechsel von Konglomeraten, Sandsteinen, Mergeln und Kalken besteht. Die einzelnen Schichtglieder wurden mit Buchstaben (SCHELLWIEN, 1892) bzw. Ziffern (GEYER, 1896) versehen. Der oberste Kalk erhielt so die Bezeichnung „s" (Abb. 18, 19). Von SCHELLWIEN (1898) wurden aus dem Auernig-Profil mehrere Fusulinenarten erstmals bestimmt. Aus der Schicht s stammen *Daixina communis* und *Dutkevitchia multiseptata* (Abb. 119).
  Die Schicht s enthält selektiv verkieselte Organismenreste von Ostracoden, kleinen Foraminiferen, Fusuliniden, Bryozoen, Brachiopoden und Fragmente von Kalkalgen. Sie sind relativ leicht im Säurebad zu gewinnen (Abb. 20–24, 120, 121).

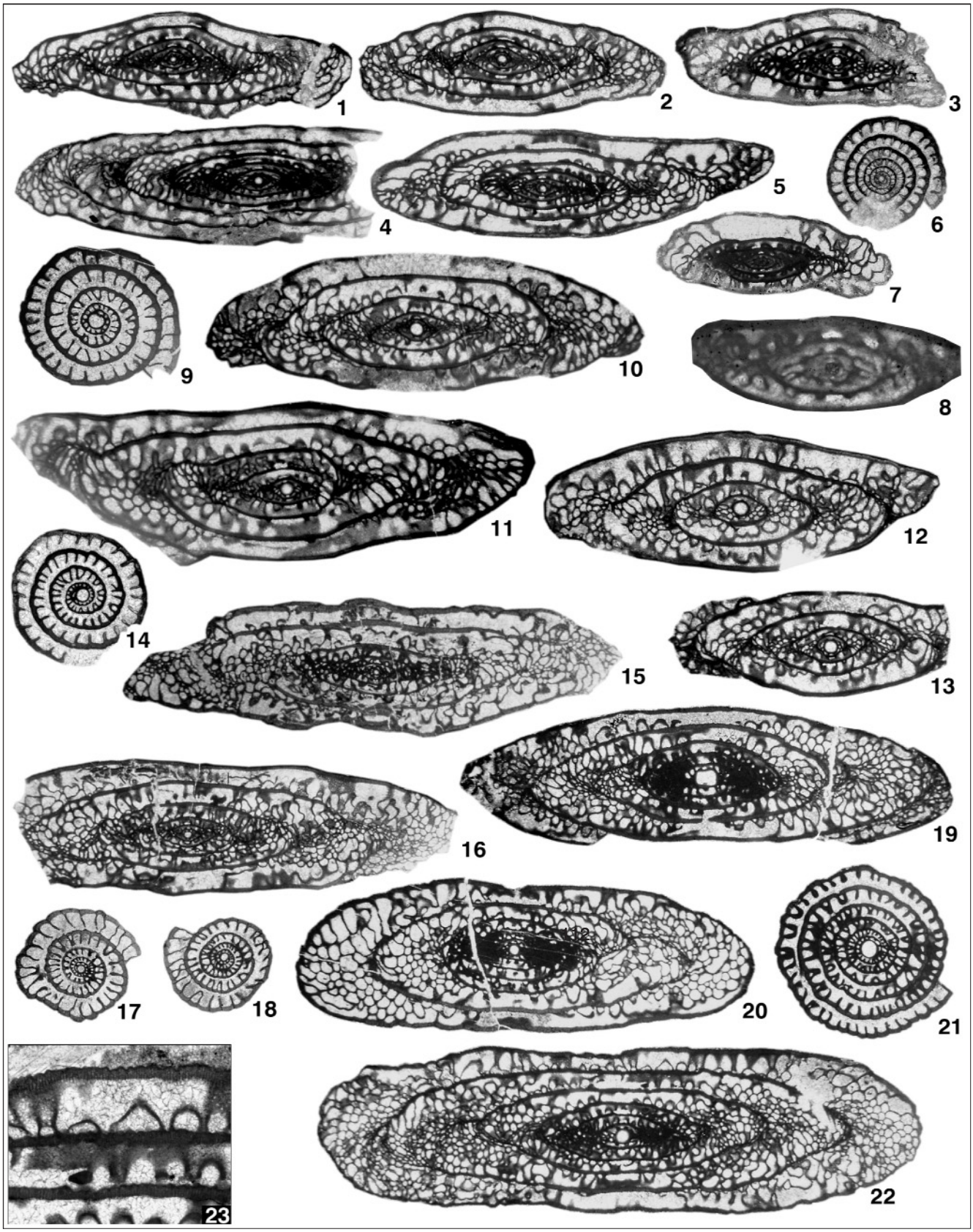


Abb. 119.
Ausgewählte Fusulinen aus dem Auernig-Profil (Schicht g, Auernig-Subformation und Schicht s, Carnizza-Subformation) und dem Garnitzen-Profil (Schicht 116, Auernig-Subformation und Schicht 148, Carnizza-Subformation) der Auernig-Formation, Gzhelium E (aus FORKE [2007]).
1–3 = *„Triticites“* cf. *immutabilis*; Schicht s, Schicht 148, ×7,5; 4–6 = *„Triticites“* sp. A.; Schicht s, Schicht 148, ×7,5; 7–8 = *„Triticites“* sp. B; Mikrosphäre; ×7,5 (8 = Vergrößerung der inneren Windungen mit schräg zur Aufrollungsachse angeordneten Kammern in der ersten Windung, Schicht 148, ×30); 9– 14 = *Daixina communis;* Schicht s, ×7,5; 15–18 = *Daixina alpina*; Schicht g, ×7,5; 19–23 = *Dutkevitchia* aff. *multiseptata*; ×7,5; 23, vergrößerter Ausschnitt der Wand mit klein-welliger Rugosität des Tectums; Schicht 116, ×21.
Selected fusulinoideans from the Auernig section (Bed g, Auernig Subformation, and Bed s, Carnizza Subformation, Gzhelian E (from FORKE [2007]).

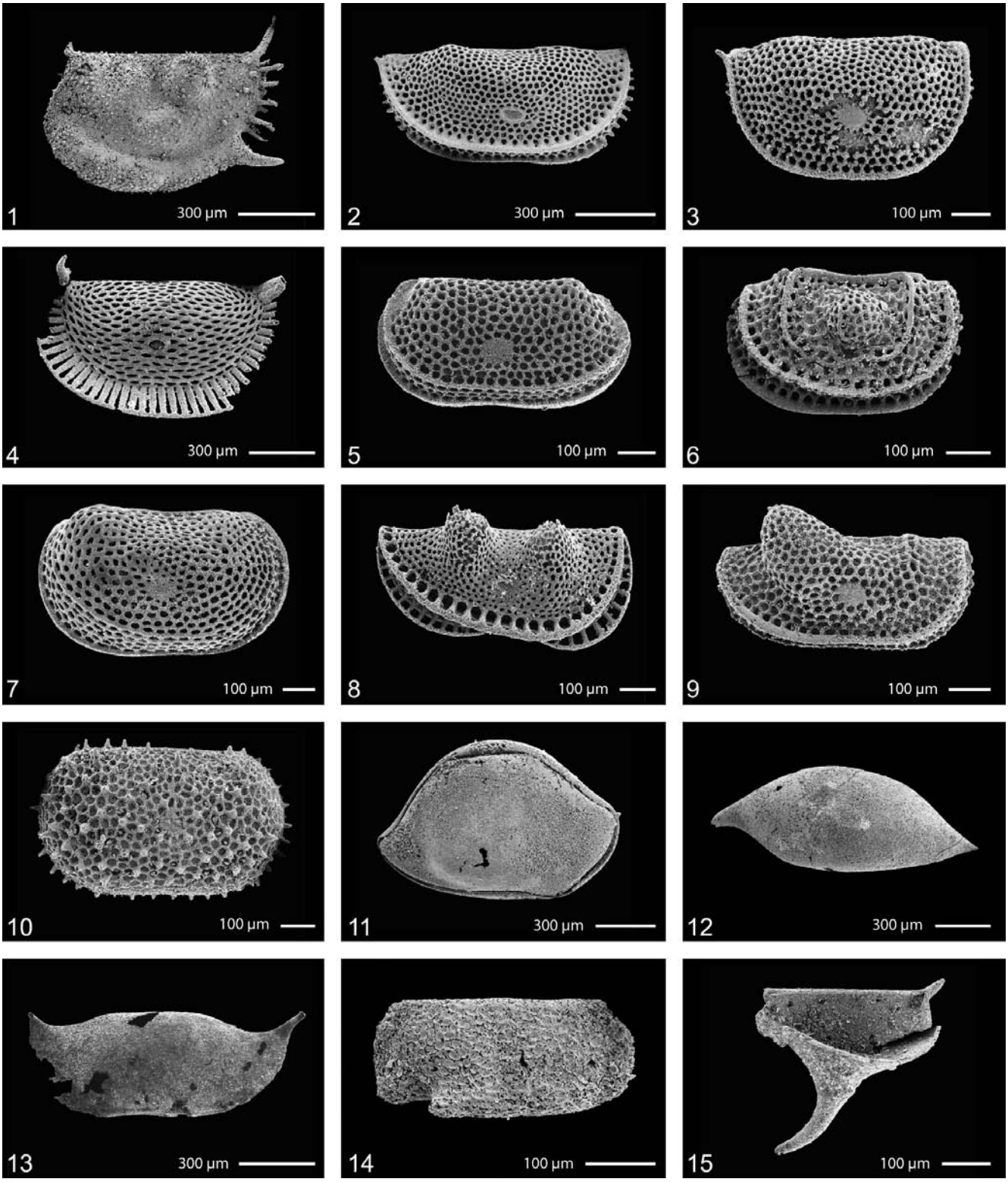


Abb. 120.
Verkieselte Ostracoden aus der Schicht s am Auernig (verändert nach FOHRER [1991]).
1 = *Hollinella (Hollinella) ulrichi* (KNIGHT, 1928); 2 = *Aurikirkbya hispanica* BECKER, BLESS & SÁNCHEZ DE POSADA, 1977; 3 = *Aurikirkbya carinthica* SÁNCHEZ DE POSADA & FOHRER, 2001; 4 = *Coronakirkbya pramolla* SÁNCHEZ DE POSADA & FOHRER, 2001; 5 = *Knightina* aff. *bassleri* KELLETT, 1933; 6 = *Amphissites (Amphissites) centronotus* (ULRICH & BASSLER, 1906); 7 = *Shleesha* cf. *pinguis* (ULRICH & BASSLER, 1906); 8 = *Kellettina carnica* RUGGIERI & SIVETER, 1975; 9 = *Semipetasus unicornus* FOHRER, 1991; 10 = *Roundyella simplicissima* (KNIGHT, 1928); 11 = *Bairdia* sp.; 12 = *Acratia* sp.; 13 = *Acanthoscapha* sp.; 14 = *Monoceratina* sp.; 15 = *Tricornina* sp.
Silicified ostracodes from the "Bed s" limestone, Auernig section (modified from FOHRER [1991]).
1 = *Hollinella (Hollinella) ulrichi* (KNIGHT, 1928); 2 = *Aurikirkbya hispanica* BECKER, BLESS & SÁNCHEZ DE POSADA, 1977; 3 = *Aurikirkbya carinthica* SÁNCHEZ DE POSADA & FOHRER, 2001; 4 = *Coronakirkbya pramolla* SÁNCHEZ DE POSADA & FOHRER, 2001; 5 = *Knightina* aff. *bassleri* KELLETT, 1933; 6 = *Amphissites (Amphissites) centronotus* (ULRICH & BASSLER, 1906); 7 = *Shleesha* cf. *pinguis* (ULRICH & BASSLER, 1906); = *Kellettina carnica* RUGGIERI & SIVETER, 1975; 9 = *Semipetasus unicornus* FOHRER, 1991; 10 = *Roundyella simplicissima* (KNIGHT, 1928); 11 = *Bairdia* sp.; 12 = *Acratia* sp.; 13 = *Acanthoscapha* sp.; 14 = Monoceratina sp. 15 = *Tricornina* sp.

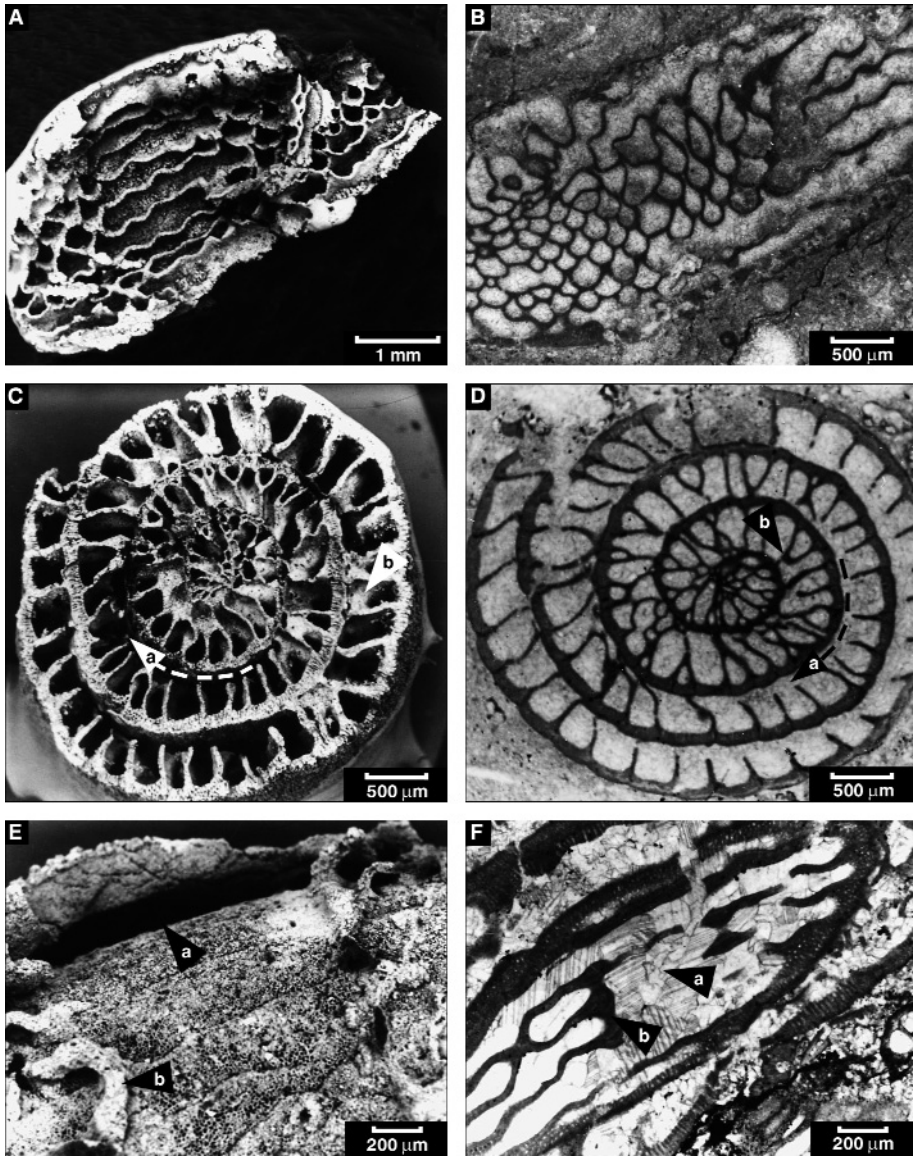


Abb. 121.
Verkieselte Fusulinen – im Vergleich REM Aufnahmen (3D) und Dünnschliffaufnahmen (2D) aus LEPPIG et al. (2005) – aus der Schicht s am Auernig.
A) 3D: *Dutkevitchia multiseptata*, Blick von außen in die äußeren Windungen des Gehäuses.
B) 2D: *Dutkevitchia multiseptata*, Tangentialschnitt. Septenfältelung in den äußeren Windungen.
C,D) 3D–2D: *Daixina communis*, etwas schräger Äquatorialschnitt.
Tunnel (Pfeil a), „Brücke" bedingt durch die Septenfältelung (Pfeil b)
E) 3D: *„Triticites"* cf. *immutabilis*, Blick auf die vorletzte Windung.
Tunnel (Pfeil a), Choma (Pfeil b)
F) 2D: *„Triticites"* cf. *immutabilis*, Tangentialschnitt.
Tunnel (Pfeil a), Choma (Pfeil b).
3D (SEM) and 2D (thin-section) images of structural elements in silicified specimens from Bed s of Auernig mountain (from LEPPIG et al., 2005).
A) 3D: *Dutkevitchia multiseptata*, view from outside on one individual into the ultimate whorl.
B) 2D: *Dutkevitchia multiseptata*, tangential to slightly oblique section. Septal fluting is less pronounced in the right corner caused by slightly oblique section.
C) 3D: *Daixina communis*, slightly transverse section. Tunnel (arrow a), "bridge" caused by septal fluting (arrow b)
D) 2D: *Daixina communis*, slightly transverse section. Tunnel (arrow a), "bridge" (arrow b).
E) 3D: *"Triticites"* cf. *immutabilis*, view on the penultimate whorl. Tunnel (arrow a), choma (arrow b).
F) 2D: *"Triticites"* cf. *immutabilis*, tangential section. Tunnel (arrow a), choma (arrow b).

Die Art der Verkieselung (1 : 1 von $CaCO_3$ in SiO_2) führte zu einer einzigartigen Erhaltung. Ostracoden und hier ihre Ornamentierung sind bis hin zu den Eindrücken der Schließmuskelfelder erhalten (Abb. 120). Die Fauna besteht aus 62 Arten, von denen 75 % zur mehr oder weniger glattschaligen Ordnung der Podocopida gehören und 25 % zu den stark ornamentierten Palaeocopida. Ihr Lebensraum war flachmarin und küstennah mit einem niedrig energetischen Milieu (BECKER, 1982; BLESS, 1983; FOHRER, 1991).
Bei den Fusuliniden sind auch die keriothekale Wandstruktur und die „Septenporen" (Aperturen des äußersten Kammerseptums) bis ins Detail erhalten. Unvollständig verkieselte oder zerbrochene Gehäuse gestatten es, den dreidimensionalen Aufbau im REM zu studieren und funktionsmorphologische Aspekte zu diskutieren (LEPPIG et al., 2005) (Abb. 121, 122).

- Mikrofaziell lassen sich 6 Typen unterscheiden, die durch (1) massige autochthone Algen-wackestones (mit *Archaeolithophyllum missouriense* in Wuchsstellung und/oder *Anthracoporella*) und (2) bioklastische wackestones, packstones und grainstones repräsentiert werden (Abb. 122). Letztere zeigen eine deutlich größere Biodiversität.
- Biostratigraphisch sind hier die obersten Partien der Auernig-Formation erhalten, die dem oberen Anteil des Gzhelium E (*vasilkovskyi*-Subzone) angehören.
- Das Profil spiegelt ein Auernig-Zyklothem wider: Es beginnt mit einer transgressiven „Fining-upward"-Sequenz mit Konglomeraten, Hummocky-kreuzgeschichteten Sandsteinen und Siltsteinen, die nach oben in gebankte und massige Kalke übergehen. Der darüber folgende Bereich besteht aus einer nach oben zu gröberen Abfolge von gebankten Kalken, die in Sandsteine mit konglomeratischen Lagen übergehen, die einem regressiven Trend zugeschrieben werden (Abb. 25, 123).

6.12. Stop 12
Auernigalm und Umgebung – Naßfeld

- ÖK Blatt 198, Weißbriach, 13°17'13"E/46°33'17"N; Geologische Karte Weißbriach 1 : 50 000, 1 : 10 000 (SCHÖNLAUB, 1987).
- Auernigalm-Kalkbrekzie bei und in der Umgebung der Auernigalm; Kontakt mit Hochwipfel-Formation im ersten Graben östlich der Alm; Diskussion des Alters und der Entstehung der Brekzie (vgl. S. 16–18).

6.13. Stop 13
Parkplatz an der Brücke bei den italienischen Restaurants

- Diese Lokalität wurde erstmals von PASINI erwähnt, der die neue Art *Protriticites* ? *pramollensis* (PASINI, 1963) beschrieb.

- Feinkörniger Sandstein
  Der hellbraune, Hummocky-kreuzgeschichtete Sandstein ist bis zu 2,50 m mächtig und enthält in seinen oberen Partien eisenreiche Knollen. Eine Lamination ist durch angereicherte dunkle Mineralien angedeutet. Das Gestein besteht hauptsächlich aus wenig bis subangular gerundeten Quarzkörnern. Bis zu 20 cm lange Risse sind charakteristisch, verbreitet sind irreguläre, teilweise anastomosierende Stylolithe.
- Feinkörniger kalkhältiger Sandstein
  Diese Schicht ist nur 10 cm dick. Quarz, der dominierende Gemengteil, ist ähnlich geformt wie im oben genannten Beispiel. Annähend ein Drittel des Sediments besteht aus abgerollten Fusuliniden, Crinoidenschutt, auloporiden Korallen und Extraklasten (bis 15 cm Durchmesser), die meist aus Calcisphären führendem wackestone bestehen. Häufig sind verschiedene opake Minerale, ebenso im oberen Teil Glimmer.
- Sandiger Kalk
  Diese 20 cm dicke Schicht besteht aus bioklastischem packstone. Sie ist fossilreich und enthält Fusuliniden, Algen (*Herakella, Beresella*), kleinere Foraminiferen, Ostracoden und Gastropoden. Die Fossilien in dieser Mikrofazies sind besser erhalten als in den oben beschriebenen Typen. Stylolithen sind häufig.
- Dunkler, wellig-schichtiger Kalk
  Der dunkle, knollige Kalk ist 20 cm mächtig und besteht aus zwei Lagen. Die untere ist ein onkolithischer wackestone mit einer vielfältigen Fauna und Flora: auloporide Korallen, Fusuliniden, kleinere Foraminiferen, Crinoidenschutt.
- Massiger Kalk
  Der dunkelgraue, massige Kalk ist 4 m mächtig und besteht aus Algen führendem wackestone und packstone. Die Algen *Rectangulina* und *Beresella* bilden mehr als 90 % des Fossilinhalts. Die restlichen Fossilien sind kleinere Foraminiferen, Gastropoden und Schwamm-Spiculae. Die peloide Matrix zeigt klumpige Strukturen. Der oberste Teil ist dolomitisiert.
- Grauer, wellig-schichtiger Kalk
  Der knollige Kalk ist 2 m mächtig und besteht aus bioturbatem wackestone und packstone, ähnlich der Mikrofazies des massigen Kalkes. Gegen das Hangende nimmt die Biodiversität zu: phylloide Algen, *Eoflugelia*, Fusuliniden, Bryozoen, Crinoidenstiele und Wurmröhren kommen zu den oben angeführten Fossilen. Peloide sind häufiger als im massigen Kalk.
- Identifizierte Fossilien
  Staffella sp., *Fusiella* cf. *rawi, Protriticites* ? *pramollensis* (PASINI, 1963).

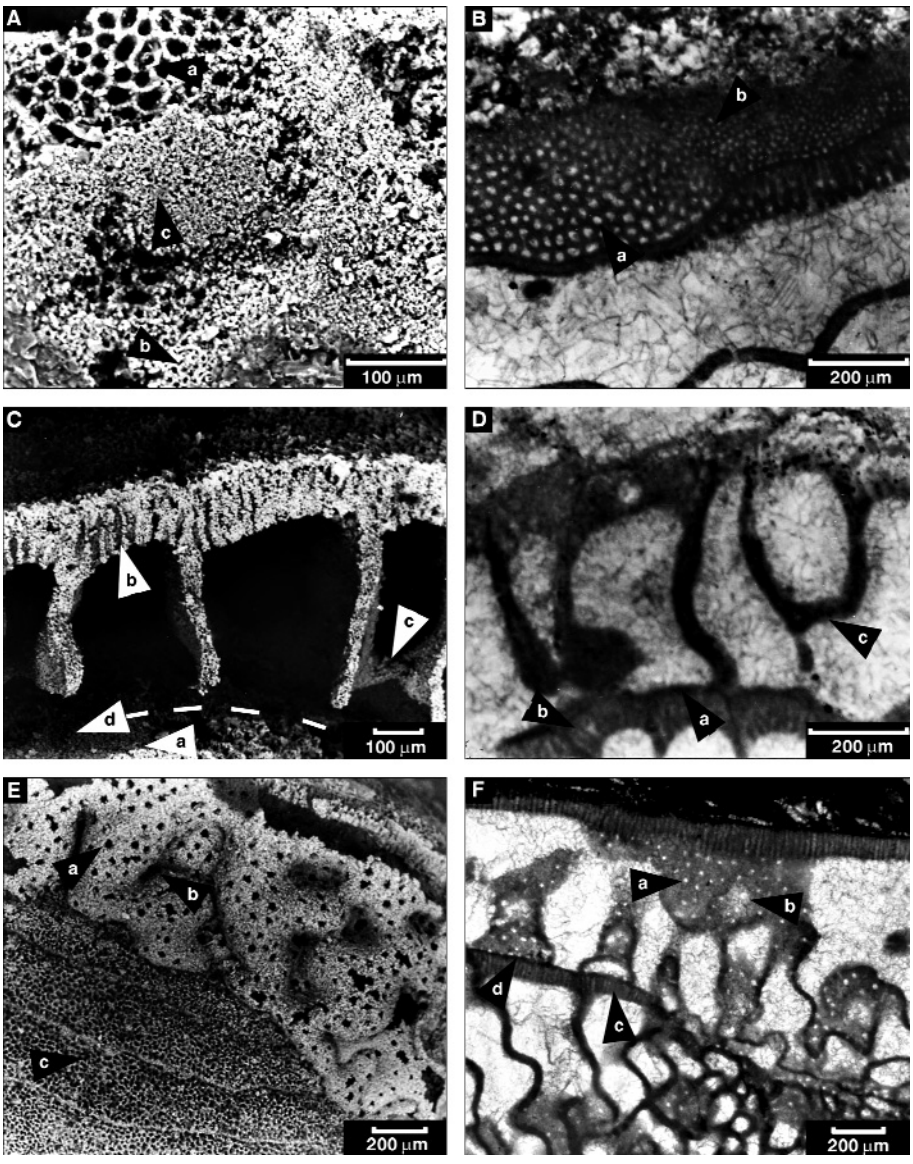


Abb. 122.
Verkieselte Fusulinen – im Vergleich REM-Aufnahmen (3D) und Dünnschliffaufnahmen (2D) von Strukturelementen (aus LEPPIG et al. [2005]).
A) 3D: Blick von oben auf die Spirothek. Untere (innere) Keriothek (Pfeil a), obere (äußere) Keriothek (Pfeil b), Tectum (Pfeil c).
B) 2D: Tangentialschnitt durch die Keriothek. Untere (innere) Keriothek (Pfeil a), obere (äußere) Keriothek (Pfeil b).
C) 3D: Spirothek und Septen von der Seite. Tectum (Pfeil a), Keriothek (Pfeil b), „Brücke“ zwischen zwei Septen (Pfeil c), Tunnel (Pfeil d).
D) 2D: Äquatorialschnitt. Tectum (Pfeil a), Keriothek (Pfeil b), „Brücke“ zwischen zwei Septen (Pfeil c).
E) 3D: *Daixina communis*, Blick auf die letzte Windung mit äußerem Septum. Septenporen (Pfeil a), irreguläre Septenfältelung führt zu Einbuchtungen (Pfeil b), Keriothek (Pfeil c).
F) 2D: *Daixina alpina*, Tangentialschnitt durch die vorletzte und letzte Windung. Septenporen (Pfeil a), Einbuchtung des Septums durch irreguläre Septenfältelung (Pfeil b), Keriothek (Pfeil c), Tectum (Pfeil d).
3D and 2D images of structural elements (from LEPPIG et al. [2005]).
A) 3D: View on spirotheca. Lower (inner) keriotheca (arrow a), upper (outer) keriotheca (arrow b), tectum (arrow c).
B) 2D: Tangential section. Lower (inner) keriotheca (arrow a), upper (outer) keriotheca (arrow b) 3D: Equatorial view. Tectum (arrow a), keriotheca (arrow b), “bridge“ between two septa (arrow c), tunnel (arrow d).
D) 2D: Equatorial section. Tectum (arrow a), keriotheca (arrow b), “bridge“ between two septa (arrow c).
E) 3D: *Daixina communis*, view on the last whorl with last septum. Septal pore (arrow a), irregular septal fluting causing a depression (arrow b), keriotheca (arrow c).
F) 2D: *Daixina alpina*, tangential section through the ultimate and penultimate whorl. Septal pore (arrow a), depression in the septum caused by irregular fluting (arrow b), keriotheca (arrow c), tectum (arrow d).

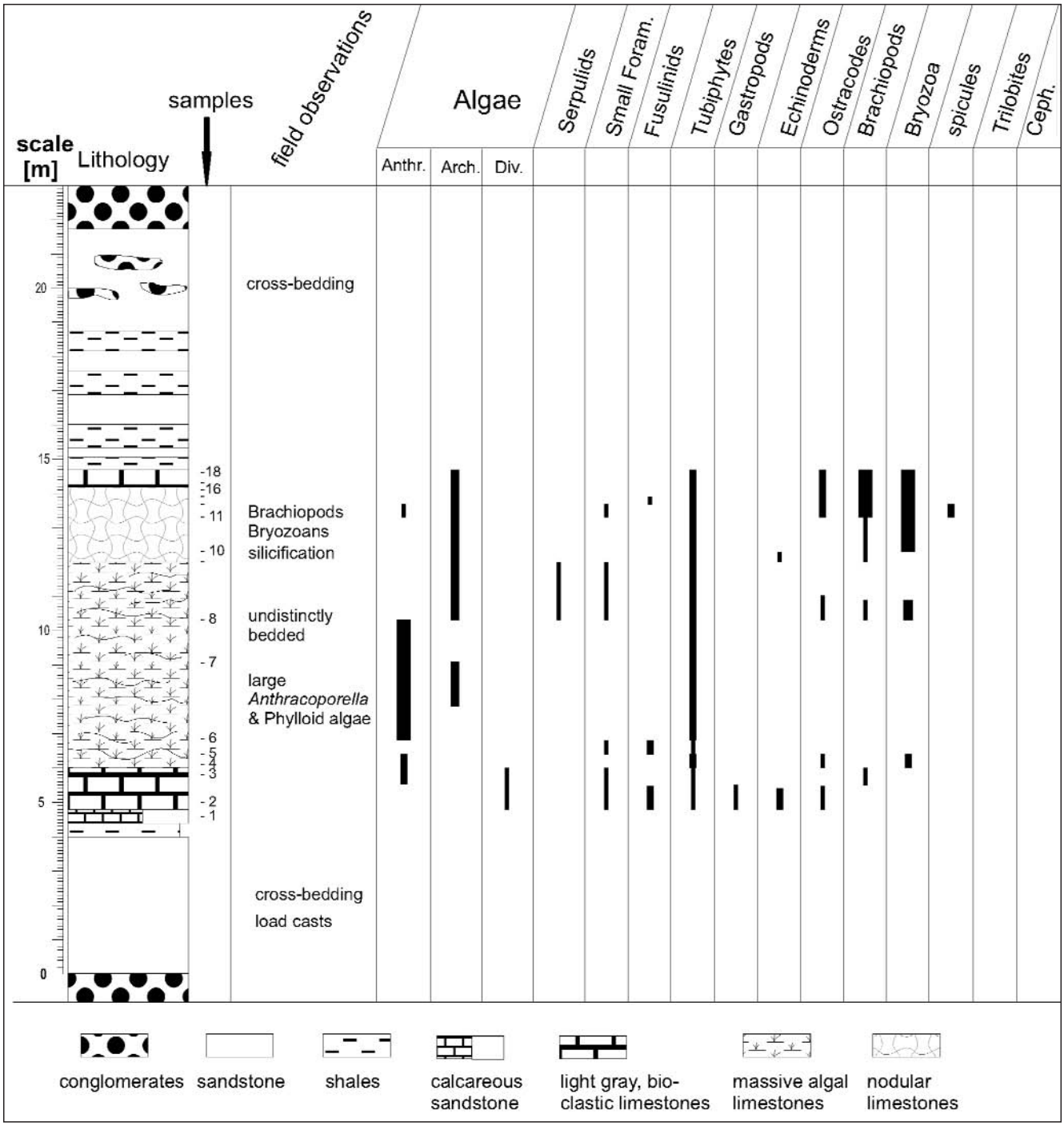
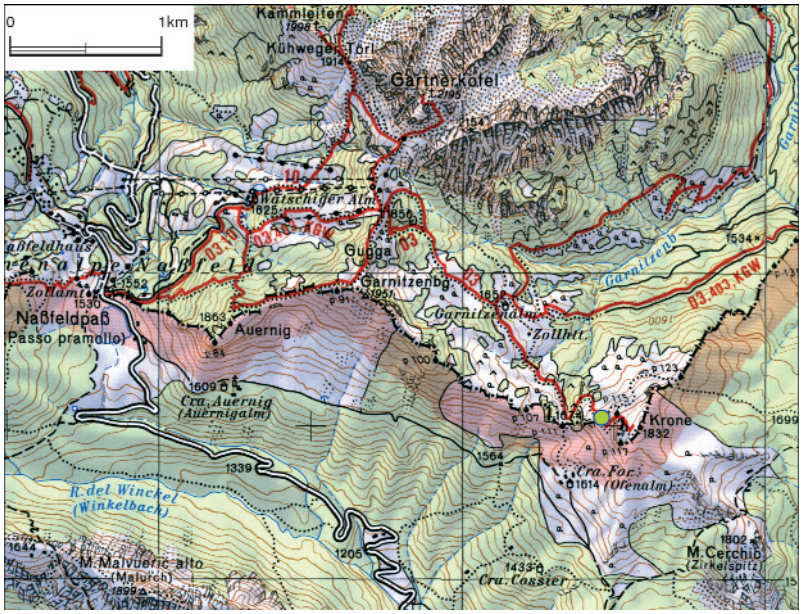


Abb. 123.
Das Profil der Bank s am Auernig mit den Vorkommen der wichtigsten Fossilgruppen (FOHRER, 1991; SAMANKASSOU, 1997a).
The section including Bed s at Auernig with occurrences of main fossil groups (FOHRER, 1991; SAMANKASSOU, 1997a).

6.14. Stop 14
Pflanzenfundpunkt Krone (1730 m)

- Aus den Gesteinen der Auernig-Gruppe sind seit dem zweiten Drittel des 19. Jahrhunderts Pflanzenfossilien bekannt. HÖFER (1869) hat erstmals im Bereich Ofenalm/Kronalpe eine größere Kollektion fossiler Pflanzenreste geborgen, von der UNGER (1870) 19 Taxa bestimmte. In der Zwischenzeit sind von mehr als 40 Lokalitäten 93 verschiedene Taxa (21 Equisetophyta, 11 Lycophyta, 53 Filicophyta, Pteridospermae und Pteridophylla sowie 8 Cordaitospermae) bestimmt und beschrieben worden. Einen guten Überblick und eine umfassende Literaturauflistung geben FRITZ, BOERSMA & KRAINER (1990) und FRITZ & KRAINER (2006, 2007).
- An der Westseite der Krone, auf ca. 1730 m liegt der berühmteste Pflanzenfundpunkt der Auernig-Formation, der seit 1988 als „Haltepunkt 10“ des Naturpfades Naßfeld (Geotrail Karnische Alpen) einer breiten erdwissenschaftlich interessierten Öffentlichkeit zugänglich gemacht wurde (Abb. 123).
  Die mehrere Meter mächtigen, Pflanzen führenden Schichten im Mittelteil des Kroneprofils bestehen aus Feinsandsteinen und Siltsteinen. Leider ist der Fundpunkt durch rege Sammlertätigkeit im Laufe der letzten Jahrzehnte sehr stark ausgebeutet worden. Anfangs der 80er Jahre konnte sogar ein ca. 1 m langer und 90 cm dicker Stammrest eines Siegelbaumes (*Syringodendron* sp.) gefunden werden, der heute im Heimatmuseum Möderndorf ausgestellt ist. Die „normalen“ Fundstücke

Abb. 124.
Geographische Lage des Pflanzenfundpunktes auf der Krone.
Geographic position of fossil plant bearing locality east of Naßfeld, on the western slope of Krone mountain.



bewegen sich allerdings im cm- bis maximal dm-Bereich und es handelt sich überwiegend um verschiedenartige Blattreste. Am weitesten verbreitet und in großer Vielfalt sind Wedelreste von echten Farnen (Filicophyta) und Samenfarnen (Pteridospermae) zu finden. Ebenfalls häufig sind Blattwirteln (fast ausschließlich *Annularia stellata* und *Annularia sphenophylloides*) und Hohlraumausfüllungen der Stämme (*Calamites* sp.) von Schachtelhalmen (Equisetophyta). Daneben sind noch Überreste von Bärlappgewächsen (Lycophyta) erhalten. Meist handelt es sich dabei um Fragmente der bienenwabenartig strukturierten Stammoberflächen (z.B. *Sigillaria* sp.), seltener um Blattreste. An der Krone sehr selten und hauptsächlich in der Grenzland-Formation vorkommend, sind die mit einer feinen Paralleladerung versehenen Blattfragmente der Cordaitenbäume (Cordaitospermae).

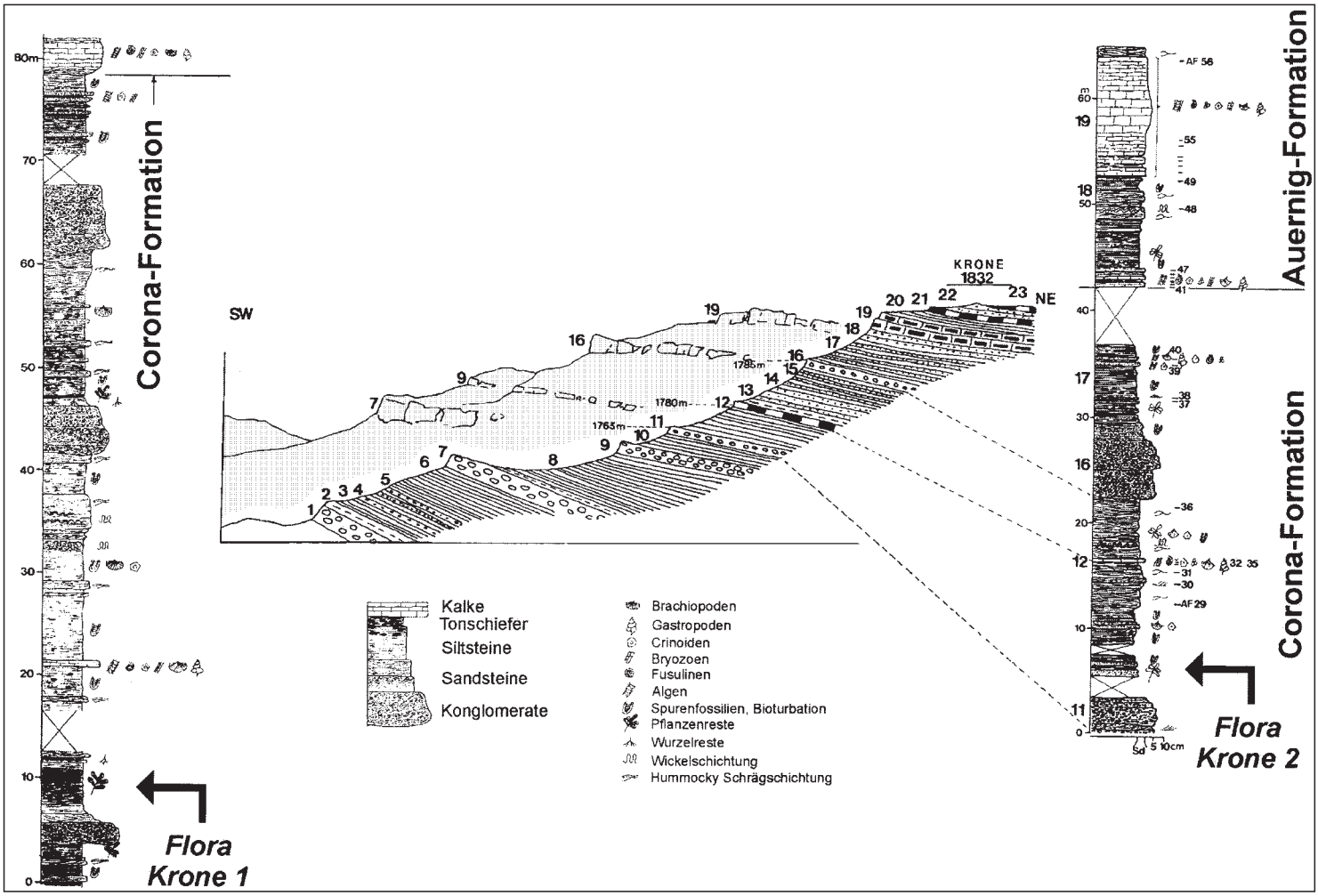


Abb. 125.
Profile durch die Westseite der Krone mit dem Pflanzenfossilfundpunkt „Flora Krone 1" bei Seehöhe 1730 m und durch die Südseite der Krone mit Position der Megaflora „ Flora Krone 2" bei Seehöhe 1770 m. Verändert nach KRAINER (1990) und FRITZ & KRAINER (1993) bzw. GEYER (1897). Beachte Lage des Fossilfundpunktes „ Flora Krone 2" innerhalb der Schicht 11 im Geländeprofil von GEYER.
Sections along the western slope of Krone mountain with indication of the fossil plant locality named "Flora Krone 1" at altitude 1730 m to the south of Krone with the position of "Flora Krone 2" at 1770 m altitude. Modified from KRAINER (1990) and FRITZ & KRAINER (1993), and GEYER (1897), respectively. Note the occurrence of fossil locality "Flora Krone 2" within bed no. 11 of the section of GEYER.

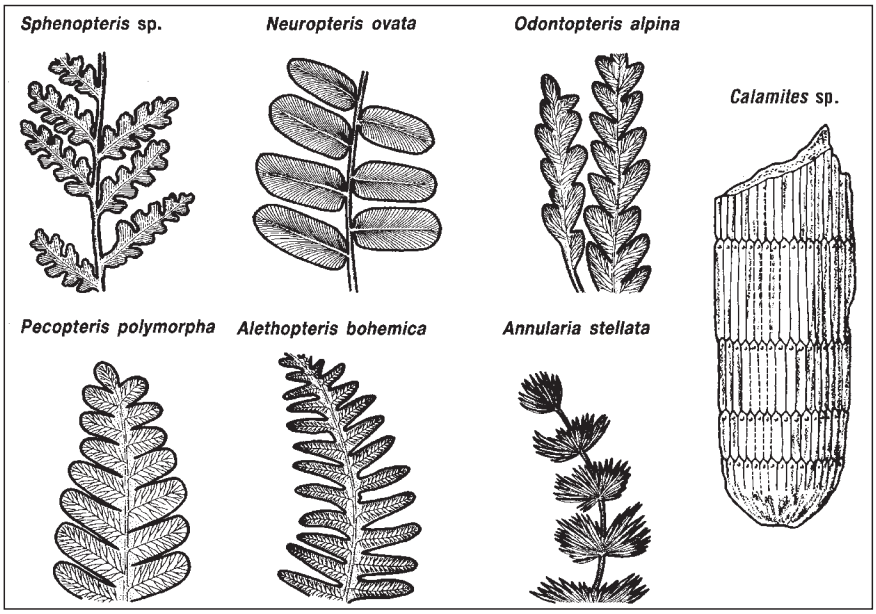


Abb. 126.
Einige der häufigsten Fundobjekte am Fundpunkt Haltepunkt 10 des Naturpfades (verändert nach SCHÖNLAUB (1991)
Some of the most abundant plant remains at Stopp 10 of the Geotrail Nassfeld (modified from SCHÖNLAUB, 1991).

Die Makroflorenreste sind für ein feucht-warmes subtropisches bis tropisches Klima charakteristisch. Der gute Erhaltungszustand deutet auf geringe Transportweiten hin. Man nimmt an, dass die Flora der Krone in einem baumbestandenen moorartigen Gebiet in unmittelbarer Küstennähe gewachsen ist.

- Die meisten Makroflorenfundorte liegen im Bereich der Auernig-Formation, einige auch in der Grenzland-Formation. Die Letzteren sind in der Regel jedoch deutlich artenärmer und monotoner. Die abgebildeten Exemplare (Abb. 16, 17) stammen von der Krone (Auernig-Formation), dem Fuß des Schulterkofels (Auernig-Formation) und der östlichen Rattendorfer Schneid (Grenzland-Formation).
- Das Vorkommen der Pflanzenfossilien ist häufig an Tonschiefer (und Anthrazitkohleflöze) gebunden, die sich in unmittelbarer Nähe von Konglomeraten, vielfach an deren Top, z.T. aber auch an der Basis befinden. Selten kommen echte Wurzelhorizonte vor, wie der in situ gefundene 1 m lange und 800 kg schwere Steinkern von *Syringodendron* sp. eindrucksvoll bezeugte. Dies ist ein Hinweis, dass es sich teilweise um eine autochthone Vegetation im Küstenbereich gehandelt hat. Teilweise wurden die Pflanzenreste aber auch eingeschwemmt.

7. Outline of the Post-Variscan Sequence of the Carnic Alps

The Carnic Alps of Southern Austria and Northern Italy represent one of the very few places in the world in which an almost continuous fossiliferous sequence of Paleozoic age has been recorded. They extend in a W–E direction over 140 km from Sillian in Tyrol to Arnoldstein in central Carinthia. Continuing into the Western Karavanke Mountains, the Variscan sequence is almost completely covered by rocks of Triassic age.

Further in the east, however, Lower Paleozoic rocks are excellently exposed in the Seeberg area of the Eastern Karavanke Mountains crossing the Austrian-Slovenian border. Differing from the Carnic Alps, in this region Lower Paleozoic strata are distributed on either side of the Periadriatic Line (Gailtal Fault) which separates the Southern and the Central (or Northern) Alps. These rocks have been subdivided into a northern and southern domain, with the latter extending beyond the state border to northern Slovenia. In both the Carnic Alps and Karavanke Mountains systematic research started soon after foundation of the Geological Survey of Austria in the middle of the 19th century. Interestingly, the equivalents of the Lower Paleozoic were first found in the Karavanke Mountains and not in the more fossiliferous Carnic Alps (SUESS, 1868; TIETZE, 1870). In this latter area main emphasis was drawn on marine Upper Carboniferous and Permian rocks.

At the end of the 19th century this initial phase was followed by the second mapping campaign carried out mainly by Georg GEYER from the Geologische Reichsanstalt (Geological Survey of Austria) and detailed studies by Fritz FRECH from the University of Breslau. During the first half of the last century Franz HERITSCH and his research group from Graz University revised the stratigraphy on the Austrian side, while Michele GORTANI from Bologna University and others worked on the Italian part of the mountain range. One of the outstanding contributions of that time focusing on the Lower Paleozoic was provided by Hans Rudolf VON GAERTNER (1931).

The detailed knowledge of Upper Carboniferous and Permian rocks mainly resulted from studies by Franz KAHLER beginning in the early 1930s. Since that time many students of geology and paleontology started to visit both regions. During this third campaign study of various microfossil groups began and newly introduced techniques were applied. This research culminated in the publication of detailed maps, a new stratigraphic framework, and revisions of old and discoveries of new faunas and floras (see e.g., SCHÖNLAUB, 1971, 1980, 1985, 1997; SCHÖNLAUB & KREUTZER, 1994; HUBMANN et al. 2003; SCHÖNLAUB & FORKE, 2005).

8. The Variscan Orogeny in the Eastern and Southern Alps

8.1. Overview

In recent literature the Variscan Orogeny is interpreted as a long lasting collision- and subduction-related process which affected several microcontinents in a time frame between 400 and some 300 Million years.

During this orogenic event significant parts of the central European crust were formed, although it includes also remnants of older tectonometamorphic and magmatic fragments. In particular in the Alps, the latter reflect a complex polymetamorphic history characterized by almost identical structural and metamorphic conditions. This is the reason why a detailed reconstruction of the geodynamic history during the early Phanerozoic is extremely difficult, although in the Alps there are clear evidences of Cadomic to Variscan events.

The geodynamic evolution of the Alps during the Lower Paleozoic has been subject of detailed studies by several authors in recent years (e.g. FRISCH & NEUBAUER, 1989; NEUBAUER et al., 1999; FRANKE, 1989, 2006; v. RAUMER et al., 2002, 2003; STAMPFLI & BOREL, 2002; STAMPFLI et al., 2002). It is generally accepted that several microcontinents accreted successively with Baltica and Laurentia, which split off from the northern margin of Gondwana ("Peri-Gondwana") during the Lower Ordovician to drift in northward direction. Whereas Avalonia is regarded as a separate terrane, which collided with Baltica and Laurentia already during the Silurian, other microcontinents are subsumed in the scientific literature either as the "Hun-Superterrane" (STAMPFLI, 1996) or separately as the "Armorica-Terrane-Assemblage" (TAIT et al., 1997) and the "Proto"-Alps (SCHÄTZ et al., 2002). Parts (Eastern/Southern Alps) of the "Proto"-Alps have also been named "Noric-Bosnic Terrane" (NBT) (NEUBAUER & v. RAUMER, 1993), or in a wider sense (including Western Alps) as "Intraalpine Terrane" (STAMPFLI, 1996).

However, fundamentally different opinions exist in the latitudinal/meridional placement of the various microcontinents and the related oceanic basins in between. STAMPFLI et al. (2002) preferred an E–W-directed, ribbon-like arrangement ("European Hunic Terrane") along the northern margin of Gondwana. During the Variscan orogeny the different tectonic units turned into their position along lateral shear zones. This geodynamic model implicates the existence of only two oceans (Rheic Ocean and Paleotethys). Other reconstructions favor a longitudinal off-set of the tectonic units as separate microcontinents. This assumption is supported by paleomagnetic data from the Saxothuringicum (ATA) and the Carnic Alps and Greywacke Zone ("Proto-Alps") indicating an ocean of about 1000 km distance in between (SCHÄTZ et al., 2002). The number of oceanic realms (Massif Central – Moldanubic Ocean sensu FRANKE [2006], "Plankogel" Ocean sensu LÄUFER et al. [2001]), their configuration, and their relation to the Paleotethys is still not sufficiently resolved. Shallow-water platforms and deep basins have existed also S and SE of the Southern Alps (ALJINOVIC & KOZUR, 2003; PASINI & VAI, 1997), but it is not clear, when and whether or not oceanic crust has been subducted. However, it supports the assumption that the "Proto"-Alps have been a discrete microplate, separated from mainland Gondwana by an ocean of unknown width (Paleotethys).

The position of the northern margin of Gondwana during the Paleozoic is disputed because of conflicting Apparent Polar Wander Paths (APWP) (see TAIT et al. [2000] and SCHÄTZ et al. [2002] for further discussion).

The Rheic Ocean has been closed by intraoceanic subduction giving rise to a magmatic island arc (Mid-German Crystalline High; FRANKE [2006]). The presumed north-directed subduction led to back-arc spreading and opening of the narrow Rheno-Hercynian Ocean during the Middle to Late Upper Devonian. Already in the Upper Devonian, the southern passive margin turned into an active margin and the oceanic basin became subducted. Flysch sedimentation from the active continental margin in the S prevailed from the Frasnian to the Namurian followed by paralic molasse sediments from Namurian C to Westfalian C.

Collision of the "Proto"-Alps with the accreted microcontinents in the north took place mainly during the Lower Carboniferous. Finally, also Gondwana collided with Laurasia to assemble in the supercontinent Pangea.

The Variscan Orogeny is characterized by widespread nappe tectonics, polyphase deformation, high-grade metamorphism and an intense magmatism. In addition, during the Carboniferous in the bordering zones synorogenic flysch-type sediments were deposited (MATTE, 1986; FRANK et al., 1987; FLÜGEL, 1990; LÄUFER et al., 2001).

Depending on the metamorphic facies and the age of metamorphism the Variscan tectono-metamorphic event affected the so-called Penninic and Eastalpine Nappes of the Eastern Alps in degrees different from the Southalpine units.

The oldest Variscan radiometric data of the Eastalpine Nappe System plot around 375 Ma [Kaintaleck-Vöstenhof Crystalline Complex, Troiseck Complex]. At around 350 Ma in some Eastalpine regions like the Silvretta and Ötztal Complexes and the Ulten Zone eclogites were formed reflecting the deepest burial during the low-temperature/high-pressure Variscan metamorphism. The culmination of the thermal overprint occurred under intermediate pressure conditions during the Lower Carboniferous, or more precisely during the Visean Stage at around 340 Ma. Typical Variscan cooling ages plot around 310 Ma and thus correspond approximately with the beginning of the transgression of the post-Variscan Upper Carboniferous Molasse-type deposits of the Carnic Alps (MILLER & THÖNI, 1995; NEUBAUER et al., 1999; THÖNI, 1999). This excellent temporal relationship between the rising and eroding metamorphic hinterland and transport of clastic sediments into the deepening and widening Tethys shelf sea suggests a close proximity between the central part of the Eastern and the Southern Alps in late Carboniferous time.

Based on single-grain and within-grain U-Pb-analysis of zircons (KEBEDE et al., 2005) the Variscan basement in the Hohe Tauern region is much wider distributed than previously assumed. However, these rocks were strongly overprinted by Alpine metamorphism. While the older age data suggested three thermal events between 640 and 657 Ma, 540–480 and 340–300 Ma, respectively, the new data yielded protolith formation ages for the "Basisamphibolit" during the early Lower Carboniferous (351±2 Ma and 343±1 Ma). The surrounding flysch-type metasediments of the "Biotitporphyroblastenschiefer" and the garnet-bearing paragneisses of the "Zwölferzug" which are in sedimentary contact with the Basisamphibolit yielded maximum sedimentation ages between 362±6 and 333±17 Ma, respectively. These data suggest sedimentation of flysch between 330 and 320 Ma which is supported by additional age data from an intercalated alkali-feldspar-gneiss representing a former volcanic rock. Between 320 and 270 Ma this Variscan basement was intruded by masses of granitic magma forming the batholite-like metagranitoids known in the literature as "Zentralgneise". On the other side, the ophiolitic sequence of the Lower Habach Formation and the garnet-bearing amphibolite of the "Zwölferzug" with geochronologic data of ca. 486 Ma represent pre-Variscan basement units.

The Eastalpine basement varies with respect to the grade and timing of metamorphism ranging from greenschist-facies to granulite-facies. In the Southern Alps the Variscan metamorphism reached greenschist-grade conditions. The tectono-metamorphic evolution in the western Carnic Alps (Fleons nappe) is characterized by a first ductile deformation (~340 Ma) with isoclinal folds and a second deformation (320-300 Ma) with south vergent folds and thrusts. In the central and eastern parts of the Carnic Alps only the second deformation can be discerned (LÄUFER et al., 2001). Differences are obvious also in the illite crystallinity with epizonal conditions in the western part and anchizonal conditions in the central and eastern Carnic Alps.

During the Permian the Southern and Eastern Alps were affected by extensional tectonics giving rise to ascending basaltic magmas from the lithospheric mantle into the lower crust followed by plutonic and volcanic activities and accompanied by high-temperature/low-pressure metamorphism (SCHUSTER et al., 2001). Some authors have proposed a westward drift of Gondwana during the Permian

along a dextral megashear zone (ARTHAUD & MATTE, 1977; MUTTONI et al., 2003; ZIEGLER et al., 2006; SCHALTEGGER & BRACK, 2007). In the eastern part of the Southern Alps uplifting and transpressional tectonics (?) led to considerable erosion during the late Lower Permian. This is indicated by the disconformably overlying Gröden Formation on older strata.

8.2. Summary Remarks on Paleobiogeography and Sedimentology of the Southern Alps During the Paleozoic

For this summary the available faunal, floral and sedimentological data are derived from a continuous record of Middle to Upper Ordovician through end-Permian fossiliferous strata exposed in both the Carnic Alps and its eastward continuation in the Karavanke Mountains. These data, supplemented by paleomagnetic measurements, suggest a constant movement from more temperate regions of some 50° southern latitude in the late Ordovician to the equatorial belt during the Permian.

Although direct evidence is missing it may be concluded that the Southern Alps, like other regions in Southern and Western Europe, belonged to the northern margin of the African part of eastern Gondwana during the Cambrian. Initiation of rifting, indicated by basic volcanism in certain regions of the Central Alps, may have occurred during the Lower Ordovician leading to fragmentation and northward drifting of several smaller and larger microplates. In fact, during the late Ordovician the supposed former close spatial relationship to northern Africa decreased.

Instead, the faunistic and lithic pattern suggests a warm water influx from Baltica and even Siberia. The biota, in particular bivalves, nautiloids, trilobites and corals from the Silurian and Devonian show close affinities to coeval faunas and floras from southern, central and south-western Europe.

However, the relationships to the „Atlantic“ bordering continents and microplates in low latitude position such as Baltica, Avalonia and also Siberia were also remarkably close suggesting a setting of about 35°S for the Silurian and within the tropical belt of some 30° or less for the Devonian when huge masses of carbonates including reefal deposits accumulated in the Southern Alps.

During the Visean Stage of the Lower Carboniferous the Lower Paleozoic sequence of the Southern Alps collided with the Central Alps and migration paths developed across the accreted Alpine terranes.

Both, Lower and Upper Carboniferous faunas and floras appear of limited biogeographic significance as they exhibit either cosmopolitans, or represent a general humid equatorial setting. Nevertheless, they provide key elements for correlating continental deposits and shallow marine sequences.

Progressive northward drifting, assembly of the supercontinent Pangea, and the deglaciation during the Lower Permian (Sakmarian/Artinskian) resulted in semi-arid and arid conditions, which started in the Central Alps in the Lower and in the Southern Alps during the Middle Permian.

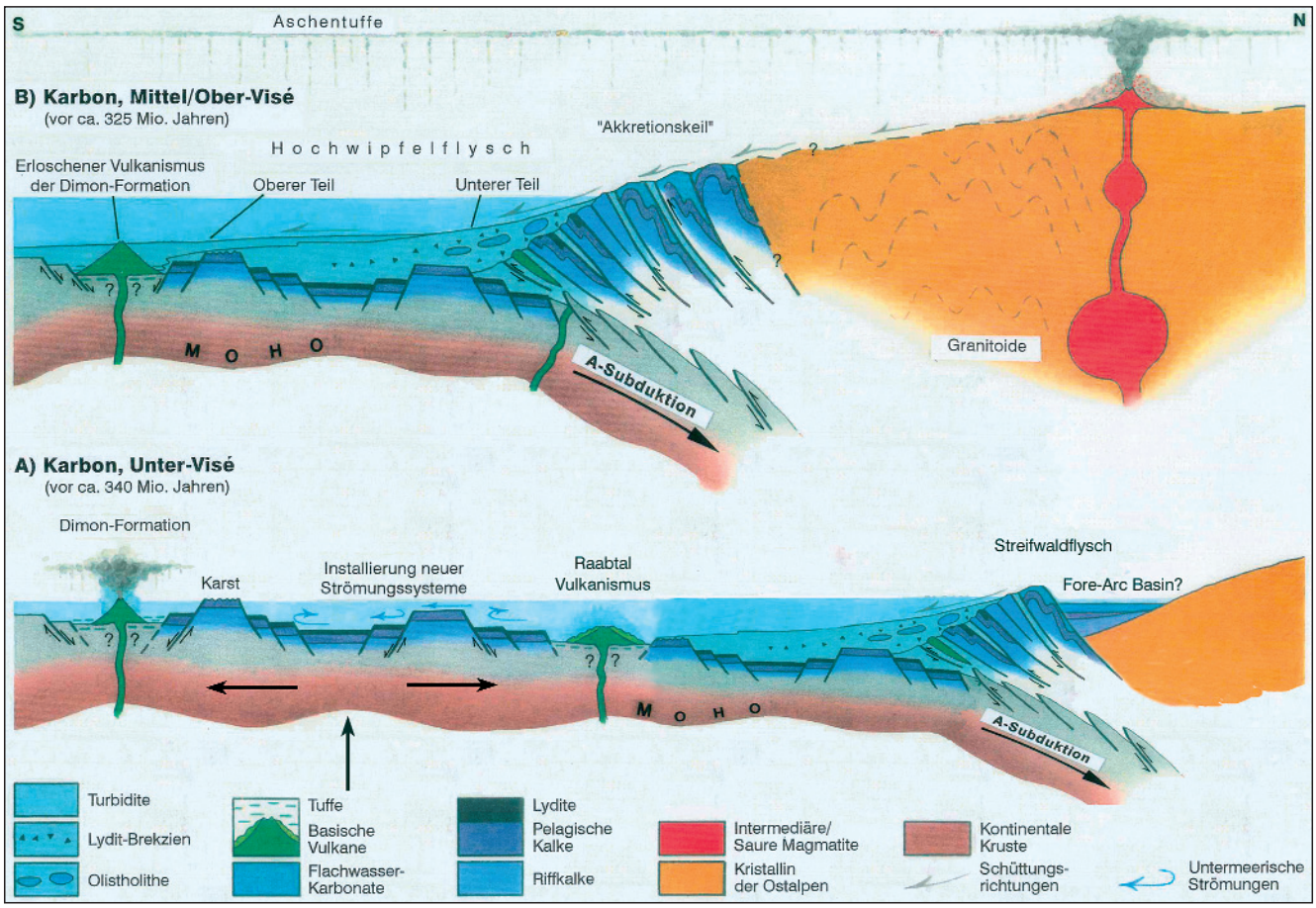


Fig. 127.
Geodynamic model of the tectonic and sedimentary evolution in the Southern and Eastern Alps during the Lower Carboniferous (modified from LÄUFER et al. [1993, 2001]; SCHÖNLAUB & HISTON [1999]).

8.3. Discussion on the Geodynamic Evolution During the Variscan Orogeny in the Carnic Alps

During the last years, several geodynamic concepts have been developed for the Variscan orogeny in the Carnic Alps and Karavanke Mts. (KRAINER, 1992; VAI, 1998; LÄUFER et al., 1993, 2001; KUTTEROLF, 2001; DIENER, 2002). It is far beyond the scope of this paper to go into details of the different models.

We follow herein the scenario developed by LÄUFER et al. (1993) and SCHÖNLAUB & HISTON (1999). Based on the geological data, the Variscan orogeny between the Eastern and Southern Alps can be summarized as follows (Fig. 127):

- During the Lower Carboniferous a former passive margin was transformed into an active margin setting of a collisional zone. North directed subduction led to a slab pull effect leading to an extensional regime S of the subduction zone and uplifting of a peripheral bulge where locally karstification and erosion take place (SCHÖNLAUB et al., 1991). Extensional tectonics are probably connected with the volcanic activity in the Dimon Formation. This would support the results of LÄUFER et al. (1993), who supposed a pre-Flysch age for the Dimon volcanism.
- The transformation also affected shelf areas with fossiliferous peritidal carbonates surrounding the northern active margin (fore-arc basin?) which were incorporated into an accretionary wedge, completely destroyed, and reworked (FLÜGEL & SCHÖNLAUB, 1990).
- In the Middle Visean to the south of the collision zone the deep-water trough was supplied from a northern source area with more than 1500 m thick flysch-type sediments of the Hochwipfel Formation These siliciclastic deposits comprise varying lithologies including bedded sandstones, shales, chert-bearing conglomerates to pebbly siltstones, and bedded greywackes. During phases of decreased clastic sedimentation the deep-water Kirchbach Limestone was formed.
- To date, no detailed age data about the youngest sediments of the Hochwipfel Formation are available. Most probably, however, sedimentation ceased during the middle or upper Bashkirian stage.
- Due to ongoing collision and subduction the Carnic basin completely closed during the Upper Bashkirian or Lower Moscovian stages. This event was succeeded by uplifting.
- For the main deformation of the pre-Variscan basement sequences a rather short duration is envisaged which may correspond to less than the duration of the Bashkirian and Moscovian. Depending on the timescale this means less than 11 and 15 Ma, respectively.
- The outcrops east of the Auernig Alm on the southern side of Naßfeld suggest that the actual sedimentary and time gap between the pre-Variscan Hochwipfel-Formation and the post-Variscan Auernig-Formation was rather short.
- In conclusion, the Variscan Orogeny in the Carnic Alps was a long-lasting process that started at the beginning of the Visean and reached its climax during the late Bashkirian or early Moscovian. At this time in the Carnic Alps the main deformation may have taken place.

9. The Contact Between the Pre-Variscan Basement and Post-Variscan Cover Sequences in the Carnic Alps

9.1. Introduction

In the Carnic Alps FRECH (1894) first provided the evidence for both Variscan and Alpine tectonics that affected this area. His arguments were on one hand the transgressive relationship of Late Carboniferous and Permian sediments upon older basement rocks and on the other hand the involvement of Late Carboniferous and Permian deposits into the Alpine tectonics.

Although in the following years many arguments were put forward in support of this hypothesis (cf. V. GAERTNER, 1931; HERITSCH, 1936; SELLI, 1963; KAHLER, 1971), some authors still raised doubts about this general concept. For example, ARGYRIADIS (1970) and MARIOTTI (1972) argued that the contact between the Late Carboniferous and the underlying strata is not of sedimentary nature, but actually represents a tectonic contact.

Furthermore, they noted that in the Carnic Alps two different cover sequences are developed. The first one represents an autochthonous sequence characterized by the Permian Gröden-Formation disconformably overlying late Carboniferous clastics and volcanites while the second one is an allochthonous Upper Carboniferous to Permian sequence.

MARIOTTI (1972) confirmed the angular unconformity between the Variscan basement and its cover at locality Collendiaul southwest of Lake Zollner well known since the detailed description by HERITSCH (1936). In this area he postulated three instead of two paleogeographically different facies developments, which were thrusted into the present position due to Alpine tectonics. In conclusion, he added the „Stranig Series“ to the „Auernig“ and „Dimon Series“ already known by ARGYRIADIS (1970) and defined the first paleogeographical unit as the Upper Carboniferous cover sequence transgressively overlying the Variscan basement strata. According to MARIOTTI (1972), this sequence ranges into the Middle Permian Gröden-Formation, which, however, is separated from the Upper Carboniferous by a gap comprising the equivalents of the Lower Permian.

This misleading concept in which any Variscan tectonics was denied was strongly refused by FENNINGER et al. (1974) who presented several arguments which clearly demonstrated that the Carnic Alps are a mountain range affected by both Variscan and Alpine deformation (HERITSCH, 1936).

9.2. Timing of the Variscan Deformation

In the Carnic Alps the timing of the main deformation of the Ordovician to Late Paleozoic sedimentary sequences has long been a matter of debate (for the onset of post-Variscan sedimentation in the Carnic Alps see also the chapter about the biostratigraphy of the Auernig Formation).

Based on the available stratigraphic data the main deformation must have occurred in a time span between the deposition of the youngest basement rocks assigned to the Hochwipfel Formation and the oldest part of the cover sequence (Fig. 128). According to plant fossils such as *Archaeocalamites scrobiculatus*, which first were identified by FRECH (1894) and later on were confirmed from several localities, the clastic flysch-type Hochwipfel-Formation is

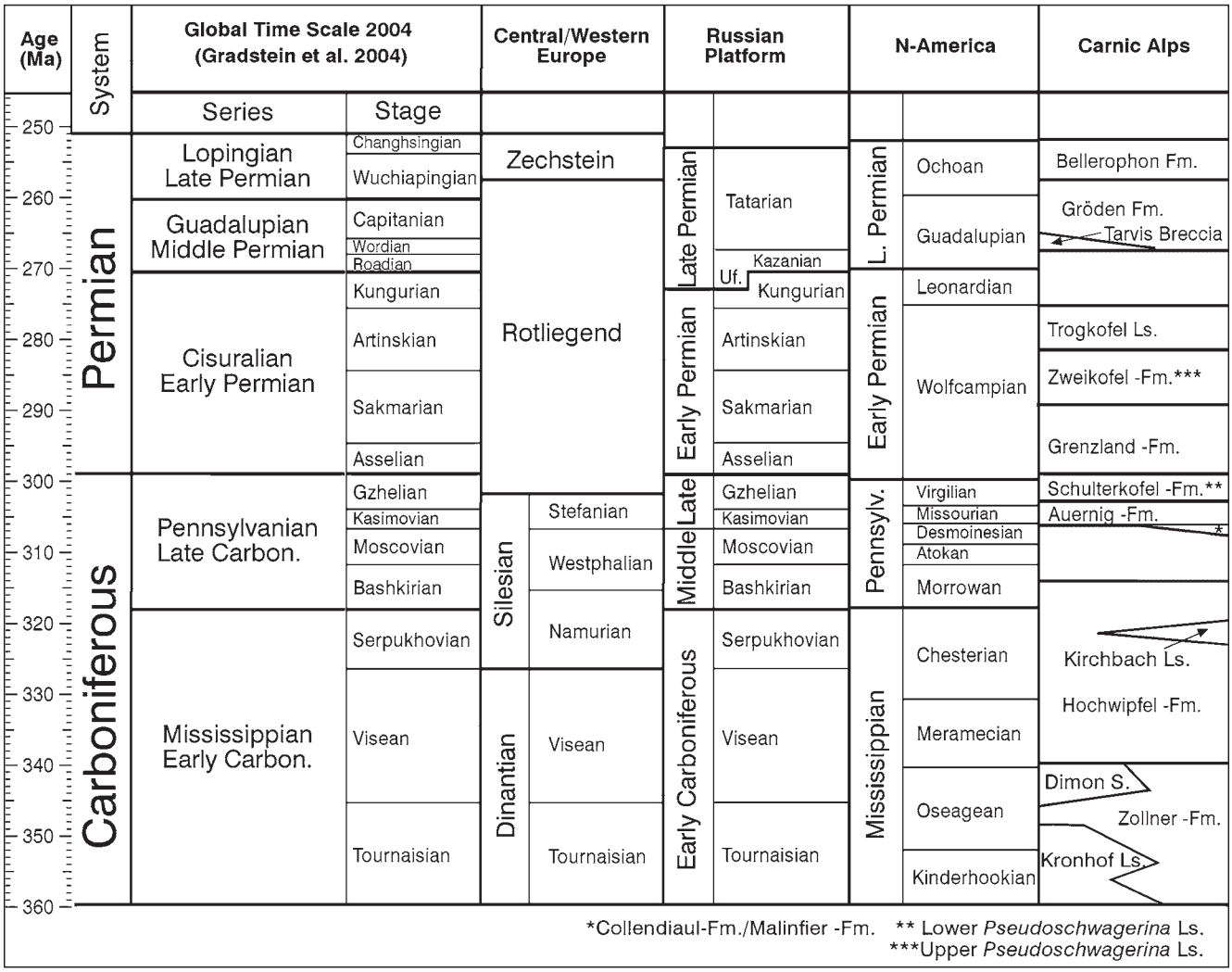


Fig. 128.
Correlation of the Global Time Scale (GRADSTEIN et al., 2004) with selected regional stratigraphic scales of the Carboniferous and Permian.

evidently Culmian in age. However, this species ranges into the Namurian. Although this age was generally confirmed by FRANCAVILLA (1966) from spore data, he finally concluded for the Hochwipfel-Formation an age ranging from the Namurian B to the Westfalian C.

According to KAHLER (1971) the Variscan sequence of the Carnic Alps as well as the Greywacke Zone underlying the Northern Limestone Alps generally ends in the Westfalian B. For the Westfalian C he concluded a stratigraphic gap followed by renewed sedimentation during the Myachkovian which was correlated with the Westfalian D. KAHLER argued that the corresponding gap may have lasted some 10 Ma, which seemed “long enough” for the Variscan Orogeny.

The assumption of an initial transgression in the area during the upper Moscovian has been confirmed by KAHLER (1983a, 1986, 1992) and DAVYDOV & KRAINER (1999). However, FORKE & SAMANKASSOU (2000) doubted the biostratigraphic correlation. Faunal comparisons of fusulinids and conodonts with the Cantabrian Mts., Moscow and Donets Basins reveal early Kasimovian (Krevyakinian) for the lowermost, fossiliferous deposits of the Auernig Formation.

In addition, during the last 20 years additional fossils were obtained from the underlying Variscan basement rocks such as plants, conodonts, foraminifera, algae, corals, and crinoids, which mainly occur in the Kirchbach Limestone stratigraphically intercalated in the Hochwipfel Formation. These fossils suggest an age within the lower Namurian or in the upper part of the Serpukhovian, respectively.

10. Overview of the Stratigraphy of the Carnic Alps

10.1. The Basal Deposits at the Contact Between Pre-Variscan Basement and Post-Variscan Sedimentary Cover

According to VENTURINI (1990), the Variscan Orogeny is characterized by asymmetric fold- and thrust tectonics with N120°–140°E oriented folds and faults, due to a N210°E trending steady stress. The generally S-verging main structures are overprinted by a N-verging backfold system. Additionally, fault tectonics has affected the areas, probably related to the uplift of the Paleocarnic chain during the Moscovian. In a third deformational phase, km-sized open antiforms developed along N 120° striking thrust planes, which overprinted older structures.

VAI (1979) estimated that the Variscan compression resulted in a 75–80% crustal shortening. This value would be even higher, if the Alpine tectonics (with nappe structures of post-Variscan deposits) were additionally considered.



Fig. 129.
Angular unconformity at Collendiaul (Stop 1 of field trip).

The complex Variscan tectonics resulted in facially and stratigraphically differing sequences within a close distance. According to the known data, it can be assumed that the Tethyan sea transgressed over a small-scaled structured landscape, rather than a peneplain. This assumption is confirmed by biostratigraphic data from the basal deposits above the erosional surfaces, which supplied different ages from early Kasimovian in the area of Lake Zollner and Auernig, middle Kasimovian at Cima Val di Puartis to late Kasimovian at the Monte Cavallo (Roßkofel)-Creta di Rio Secco (Trögl) massif.

From the west (Collendiaul) to the east of Naßfeld, the contact between pre-Variscan basement and post-Variscan cover is characterized by the following main lithologies:

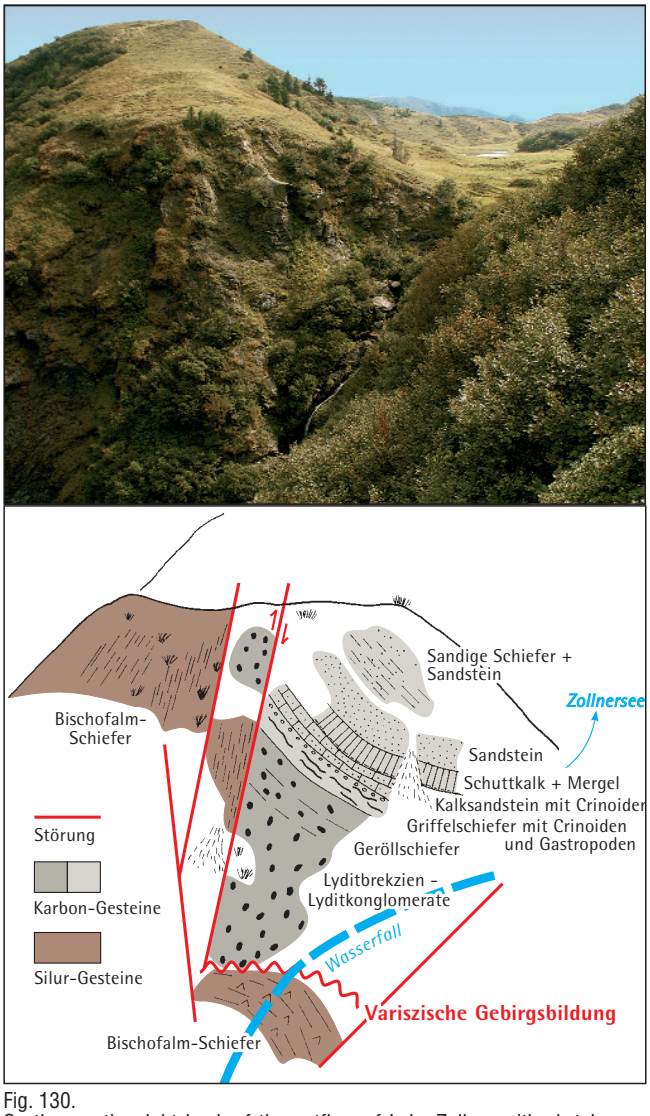


Fig. 130.
Section on the right bank of the outflow of Lake Zollner with sketch map showing the section.

10.1.1. Arenaceous Shales above Devonian Lydites

Classical angular unconformity at Collendiaul south of the Rösser Hütte (Fig. 129). Moderately steep dipping sandy shales (ss 160/50 E) lying discordantly above steep dipping, almost vertical, light-colored, bedded radiolarites (ss 145/ 75 E) of the Zollner Formation (Upper Devonian). The basal beds show a cm-deep erosional surface without any traces of transported extraclasts (FENNINGER et al., 1976).

10.1.2. Lydite Breccia/Conglomerate above Silurian Cherts

Sections at the right bank of the outflow of the Lake Zollner, surroundings of Lake Zollner, and Leitenkogel (Fig. 130). Up to 20 m thick lydite breccias/conglomerates, which are clast-supported in the lower part and matrix-supported above. In all localities the contact to the underlying pre-Variscan basement is present, which is composed of Silurian–Devonian deposits of the Bischofalm and Zollner Formations (FENNINGER et al., 1976; SCHÖNLAUB, 1985a). After the lithostratigraphic subdivision of VENTURINI (1990) the basal lydite breccias/conglomerates are called the „Pramollo Member“ of the „Bombaso Formation“. However, the type section of the „Pramollo Member“ belongs to the pre-Variscan Hochwipfel Formation and does neither lithologically nor stratigraphically correlate with the basal lydite breccia/conglomerate in the surroundings of Lake Zoller.

Therefore, the name „Collendiaul Formation“ has been proposed (SCHÖNLAUB & FORKE, 2005) for the widespread and well mappable basal breccias and conglomerates and the section on the right bank of the outflow of Lake Zollner has been defined as type section. The base of the lithostratigraphic unit is easily recognizable with the erosional unconformity on the pre-Variscan basement, and the top of the unit is defined by the transition to the basal siltstones and shales of the overlying Auernig Formation („Meledis“ Member).

10.1.3. Limestone Breccias Atop of Devonian Limestones

Section E of Cima Val di Puartis in about 1750 m altitude (Fig. 131). The basal breccia is rich in limestone clasts, which derive from the underlying Devonian limestones. The locality has been described and figured in several publications (VENTURINI, 1990; KRAINER, 1990, 1992; FLÜGEL &

KRAINER, 1992; DAVYDOV & KRAINER, 1999). The 10–15 m thick basal breccia has been interpreted as fault-related submarine debris flow of a fan-delta, grading into matrix supported fine conglomerates and fossiliferous sand-/siltstones (basal Auernig Formation). The basal breccia represents the calcareous analog to the siliceous Collendiaul Formation and has been named Malinfier (Marchbach) Formation.

Limestone breccias are also known from several outcrops along small ravines and along the street from the Straniger Alm to the Waschbühel ridge, but developed predominantly as fine conglomerates (FENNINGER et al., 1976, SCHÖNLAUB, 1991).

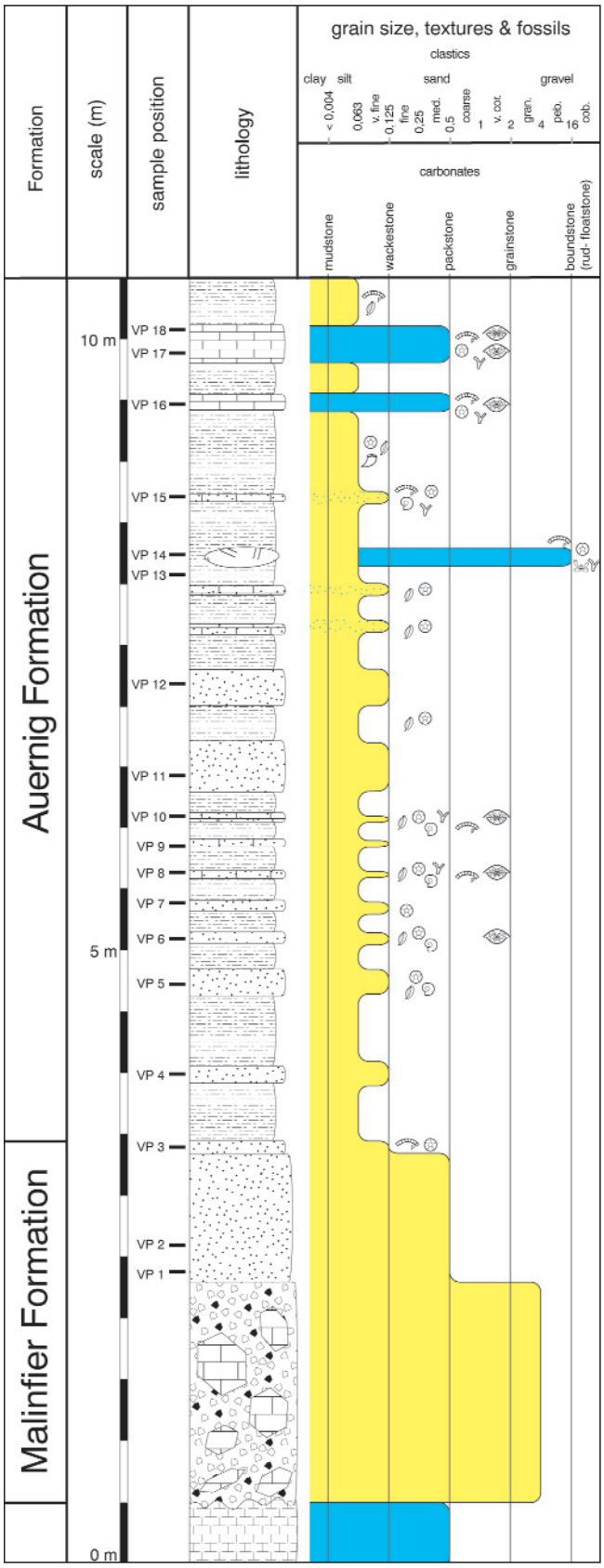


Fig. 131.
The section Cima Val di Puartis (from DAVYDOV & KRAINER, 1999).

Limestone breccias are also known from several outcrops along small ravines and along the street from the Straniger Alm to the Waschbühel ridge, but developed predominantly as fine conglomerates (FENNINGER et al., 1976, SCHÖNLAUB, 1991).

10.1.4. Pebble-Bearing Shales on Devonian Limestones

Section in the Malinfier (Marchbach) creek southwest of Straniger Alm at an altitude of 1570 m (Fig. 132).

The contact is exposed about 250 m south of the Italian border (FENNINGER et al., 1976). Moderately steep dipping, coarse-bedded limestones of the Lower Devonian (ss 110/60N) disintegrate laterally and vertically into up to m-sized isolated blocks floating in a matrix of silty shales. Larger limestone blocks are restricted to the lower 2 m.

The basal horizon is followed by pebble-bearing shales with reworked greywacke, lydite, sandstone, siltstone, and limestone pebbles. They are embedded as loosely packed, poorly sorted, subrounded clasts up to 12 cm in a silty-sandy matrix.

Channel deposits (1.3 m deep and 3.5 m wide), eroded into darkbrown to black silty shales. The sediment infilling consists of coarse, angular pebbles (lydite and sandstone) at the base, and sandstones with lydite, limestone and sandstone clasts above. With a sharp discontinuity follow shales, a 60 cm thick pebble-bearing horizon laterally grading into sandstones. The matrix is finely brecciated to sandy, pebbles are predominantly sandstone.

The upper part of the succession can be subdivided into the following units:

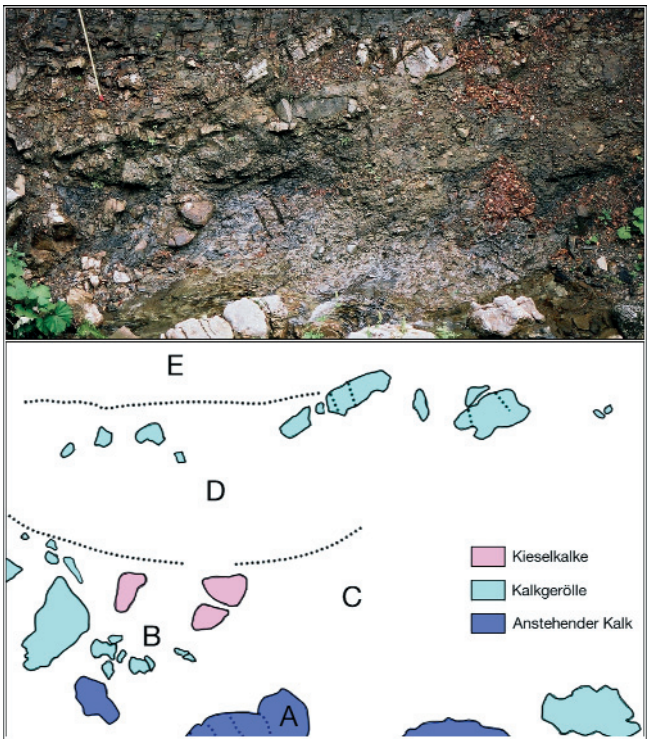
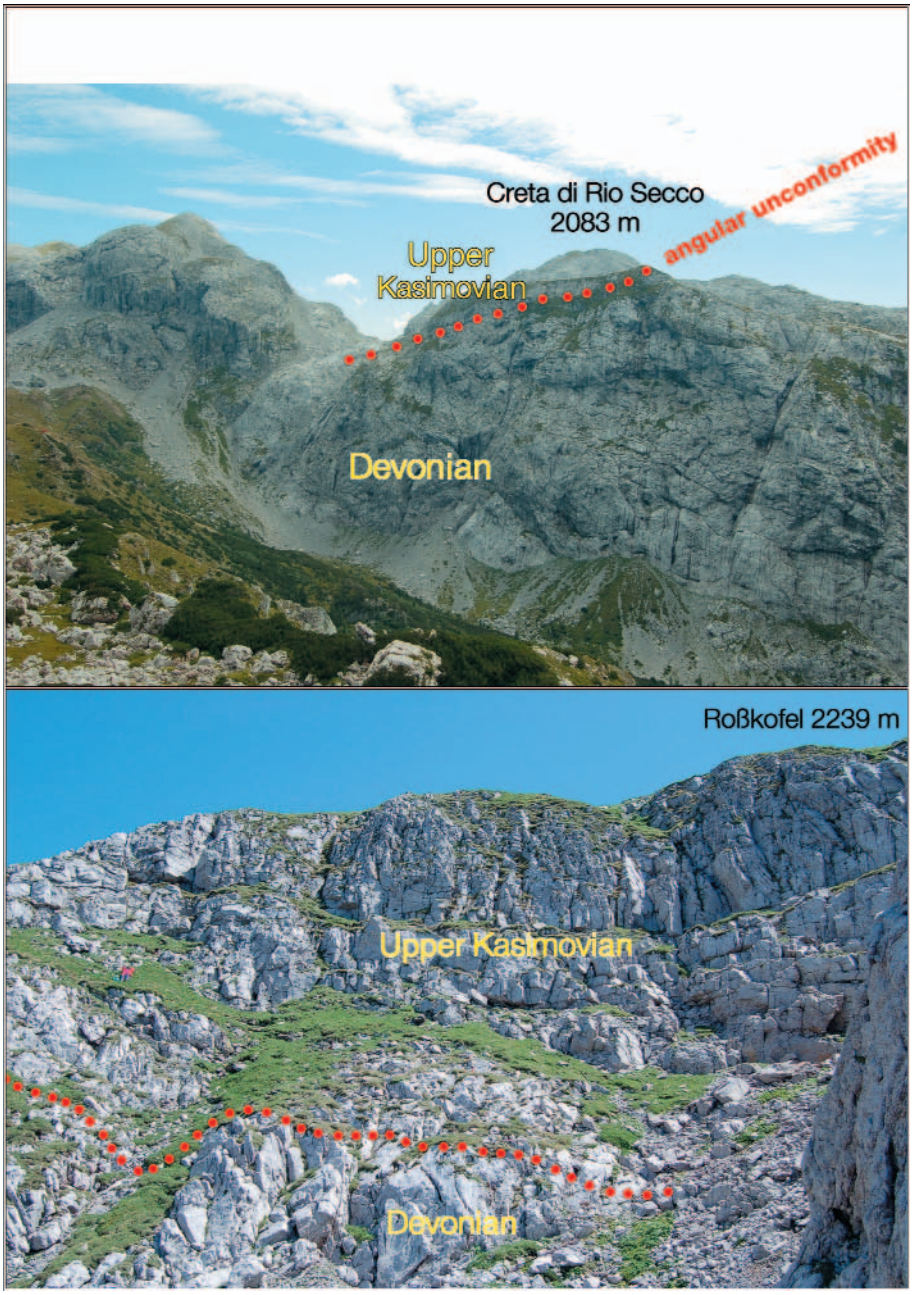


Fig. 132.
Basal post-Variscan succession at the Rio Malinfier creek with sketch. Outcrop as seen after cleaning in 1992.
A = top of the Lower Devonian limestones, B = reworked limestone pebbles, C = pebble-bearing horizon, D = channel deposit with angular sandstone and lydite clasts, E = fine-grained sandstone with intercalated layers of pebbles and siltstones of the "normal" sedimentation.



Text-Fig. 133.
Limestone to limestone contact (Devonian/ Upper Carboniferous) at the northern cliff of the Creta di Rio Secco (Trögl) above and at the southern side of Monte Cavallo (Roßkofel) below.

– 10 cm black shales
– 40 cm densely packed pebble layer
– 90 cm black siltstone with intercalated pebble-layers
– 32 cm platy sandstones (ss 40/42 NE)
– 50 cm black siltstones with isolated pebbles
– 70 cm densely packed, poorly sorted pebble-bearing horizon.

The outrop is terminated with black siltstones. In the section of KRAINER (1990), approx. 50 m higher along the creek, several clayey algal limestone beds, thin layers of massive limestones, a brachiopod coquina, and an auloporid coral mound have additionally been described.

Whereas the lower part with the coarse blocks belong to the Malinfier Formation, the upper part with fine clastics are regarded as basal Auernig Formation.

10.1.5. Limestone to Limestone Contact

Creta di Rio Secco (Trögl) Monte Cavallo (Roßkofel) massif. A detailed description of the section on the southern side of the Roßkofel summit (Fig. 133) was provided by FENNINGER et al. (1976). The boundary between the Devonian–Lower Carboniferous limestones of the pre-Variscan basement and the Upper Carboniferous cover is marked often only by a color change from darkgrey to yellowish, or a thin stylolithic clay-rich seam (Figs. 28, 88, 134). The 4–5 m thick massive limestone at the base grade into grey, approx. 20 m thick well bedded limestones with occasional chert nodules, overlain on top of the sequence by fine quartz conglomerates.

An almost identical situation can be found at the northern slope of the Creta di Rio Secco massif (FORKE, 2001; Fig. 29). Upper Carboniferous sediments, gently dipping to SE, rest with an uneven (probably karstic) surface on the folded Devonian limestones (Fig. 134). The contact between Upper Carboniferous and Devonian sediments is difficult to trace in the steep cliff on the northern slope of Creta di Rio Secco. The transition is marked by a distinct change of color of the limestones. The underlying Devonian limestones in the section SEC are massive, dark-grey with rare macrofossils (mostly *Amphipora*). The overlying Upper Carboniferous deposits are composed of a yellowish, monomict limestone breccia. The limestone clasts consist of recrystallized wacke- to packstones with common phylloid algae, smaller foraminifers, and rare fusulinoideans. The individual clasts show a rather good fitting, and are cemented by clear yellowish sparite. It probably represents a collapse breccia through a later partial dissolution of the limestones.

The upper part of the section starts with 7.5 m of massive limestones (wackestone) with various fossil remains (echinoderms, fusulinoideans, and algae). It is followed by 7 m of thin-bedded limestones (wacke- to packstone) with abundant echinoderm and bryozoan debris. The upper 25 m of the section are composed of massive wackestones, yielding diverse fossil assemblages with crinoid ossicles, bryozoans, fusulinoideans and subordinate algae, brachiopods, and ostracodes. The matrix reflects a strong bioturbation (worm tubes). In places, small biohermal structures with tabulate corals, coralline sponges and dasycladacean algae (*Anthracoporella*) were identified in the field.

Dark-red patches of silt (quartz) and clay material occur with a spotty distribution in the massive limestones of the upper part of the section. Although not studied in detail, they seem to represent infillings of clastic material during a later karstification process of the limestones. On top of the section, limestones are locally covered by sandstones.

In general, the section shows a deepening trend from algal dominated wacke- to packstones at the base to mud-dominated sediments, rich in echinoderm and bryozoan debris.

10.2. Auernigalm Limestone Breccia Overlying the Hochwipfel Formation

The Auernigalm Limestone Breccia is exposed about 100 m WNW of the Auernig Alm over a distance of approximately 1 km to the ESE. It crops out at the street curve and the mountain slope above and along a distinct ridge forming a 30 m cliff in the forest extending from the upper Auernig creek to the Sorgente creek, which both drain into the Bombaso River.

The locality has been described by SELLI (1963) and VENTURINI (1990). Whereas SELLI has assigned the limestone breccia to the „Pizzul Formation", VENTURINI regarded the sequence as an equivalent of the Malinfier Member, resting on his Pramollo Member. Both together represent the Bombaso Formation. According to his fusulinoidean data he assumed a late Kasimovian–early Gzhelian age for the limestone breccia.

The Auernigalm Limestone Breccia consists of coarse- and fine-grained clasts. The individual limestone clasts can often hardly be seen in the field due to the weathered surface covered by lichens, but are clearly revealed in thin sections.

The thickness of the breccia varies from 12 m on the lateral sides to more than 30 m in the central part (SE of the Auernigalm).

Around the Auernigalm the lower part of the sequence consists of a bedded, coarse breccia. The middle part is well-bedded, fine-grained, composed of rounded cm-sized extraclasts, followed by yellowish, fine-grained, and indistinctly bedded limestones.

In the first ravine to the SE (Fig. 134), the lower part is represented by angular, m-sized limestone blocks, interstices are filled with finer clasts and silt. It is followed by bedded limestone with extraclasts and another coarse limestone breccia.

In the second ravine, about 250 m ESE from the Auernigalm, the limestone breccia is already reduced to about 20 m thickness. Macroscopically, breccia layers are not visible in these grey and reddish, massive to indistinctly bedded limestones, but have been revealed in thin sections. Mixed conodont faunas from Upper Devonian and Lower Carboniferous confirm the composition of different limestone clasts.

E of the second ravine the limestone breccia continues along a distance of about 150 m, but does not reach the third ravine. Further to the east, siltstones with thin interlayers of *Anthracoporella*-bearing marls and clay-rich limestones rest unconformably on shales and debris of the Hochwipfel Formation.

Characteristic of the Hochwipfel Formation are the repetitive clast-supported debris flows and matrix-supported mudflow layers, which are interbedded between platy, massive, partly graded sandstones and dark-grey shales (see Fig. 12). The up to 30 m thick layers yield well rounded, but poorly sorted clasts (up to 50 cm in diameter) of sandstone, lydite, quartz, and common limestone clasts. Beside the reworked Devonian to Lower Carboniferous limestones, "exotic" oolitic clasts are present, which have been described by SCHÖNLAUB & FLÜGEL (1990) to be derived from a peritidal shelf platform. Identified fossils in the various limestone clasts are goniatites, corals, foraminifers, algae, crinoids, and common conodonts (e.g. *Lochriea nodosus, Gnathodus bilineatus bollandensis, Gn. girtyi, Cavusgnathus naviculus*). In the sandstone beds, macroplants (*Archaecalamites*) and unidentified stem remains have been encountered.

The siliciclastic succession has an exposed thickness of 400 m and represents turbidites, intercalated by submarine debris flows and mudflows. They developed from high-density gravity flows, which have been shedded temporarily and locally from an uplifting metamorphic hinterland across a shelf platform into a Lower Carboniferous flysch basin.

Similar successions of the Hochwipfel Formation are known from the southern side of the Hohe Warte north of the Marinelli Hütte, east of the upper Tschintemunt Alm in the Angerbach valley, between Köderhöhe and Laucheck, south of the Frondell Alm and south and southwest of Hochwipfel (SCHÖNLAUB, 1985c, 1987). They most probably represent submarine channel deposits.

However, it is not yet clear, whether the succession represents a submarine deep sea fan, or was deposited along the basin slope.

Age of the Auernigalm Limestone Breccia

From all localities conodont samples were taken, which yield predominantly mixed faunas of the late Upper Devonian to the *Scaliognathus anchoralis* Zone of the late Tournaisian. Exceptions are some large *Amphipora*-bearing limestone clasts, which may represent late Middle to early Upper Devonian.

Of particular interest are the uppermost parts of the limestone breccia, which yielded conodonts and sparse fusulinoideans in the interstices. The presence of *Idiognathodus* cf. *expansus*, *Swadelina* ? cf. *makhlinae*, and *Fusulina (Quasifusuli-*

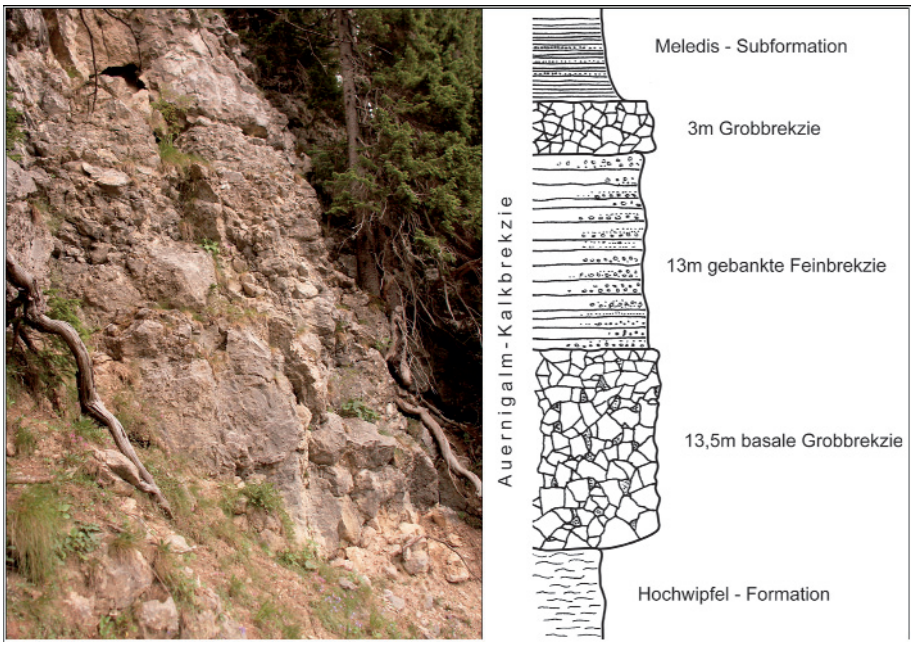


Fig. 134.
Auernigalm Limestone Breccia in the first ravine SE of Auernigalm.

noides) sp. indicates at least a lower Kasimovian (Krevyakinian) age for the formation of the Auernigalm Limestone Breccia.

Interpretation

The derivation of the large limestone blocks needs a further explanation. They probably represent a proximal fan-like debris flow with minor distances of transport. The Roßkofel-Malurch massif consisting of a Devonian–Lower Carboniferous succession can be considered as a source area for the blocks. Of particular interest is the overturned succession, which has been reported by SPALLETTA (1981) at the NE foothill with Lower Carboniferous limestone intercalations. The overturn must be a result of the Variscan tectonics, as evidenced by the flat-lying Upper Carboniferous deposits on top of the Roßkofel massif.

The lense-like geometry of the Auernigalm Limestone Breccia between the underlying Hochwipfel Formation and the overlying Auernig Formation suggests an extensive fan deposit along the foothill of the escarpment of the Roßkofel-Malurch massif. The limestone clasts are probably derived from rock slides during the tilting of the huge Roßkofel carbonate body. As a result of high relief energy and enduring uplift the material has been transported into the basin. During the incipient Upper Carboniferous transgression the material has been cemented and interstices were filled with fine material, until the typical "Auernig" sedimentation took place with the alternation of shales, sandstone, and limestones.

10.3. Auernig Formation

The name „Auernigschichten" was introduced by FRECH (1894). HERITSCH et al. (1934) lithologically defined and subdivided the Auernig Formation according to the predominance of limestone horizons into five members ("untere kalkarme, untere kalkreiche, mittlere kalkarme, obere kalkreiche, obere kalkarme Schichtgruppe"). A type section for the lower two members was chosen along the "Waschbühel" ridge in the vicinity of the Waidegger Alm. The upper part of the second member ("untere kalkreiche Schichtgruppe") was defined as "Watschiger Schichten" with the type locality above the Watschiger Alm. The upper three members have their type section along the mountain ridge from Gugga to Garnitzen.

SELLI (1963) introduced in his description of the five members of the Auernig Formation the terms Meledis, Pizzul, Corona, Auernig*), and Carnizza, which are regarded as equivalents of those of HERITSCH et al. (1934).

VENTURINI (1990) and VAI & VENTURINI (1997) proposed a revised stratigraphic subdivision of the Upper Carboniferous clastic carbonate succession by establishing the Auernig "Group", consisting of five formations. They excluded the basal breccias and conglomerates which they named Bombaso Formation (Collendiaul Formation of SCHÖNLAUB & FORKE, 2005). This scheme was adopted by most following authors (KRAINER, 1990, 1991, 1992, 1995a; KRAINER & DAVYDOV, 1998; DAVYDOV & KRAINER, 1999).

However, due to the strong faulting and complex tectonics it is often difficult or impossible to find sections (especially in the lower part of the Auernig Formation) allowing a definition of the base and top of these stratigraphic units. Up to now, a complete succession with composite sections has never been reconstructed, individual sections have neither lithologically, nor faunistically been successfully correlated, and a definition of stratigraphic units following the "Recommendations (Guidelines) of the Usage of Stratigraphic Nomenclature" (STEINIGER & PILLER, 1999) has never been undertaken.

Furthermore, the proposed stratigraphic subdivision of the "Auernig Group" into formations would require distinguishing the formations as mappable units in the field. However, the formations are neither traceable for longer distances, nor presentable in geological maps.

Lithology

The clastic-carbonate succession reaches a maximal thickness of about 800 m and is composed of quartz conglomerates, cross-bedded sandstones, bioturbated siltstones, and bedded, massive, or nodular limestones.

The up to 20 m thick conglomerates have a grain- or matrix-supported fabric. Individual pebbles reach sizes of 10 cm and are composed predominantly of quartz, and to a minor content of lydite embedded in a matrix of quartz and mica.

Sand-, siltstone, and shale beds (6–50 m) show common cross-bedding and synsedimentary slumping structures. Intercalated shales and siltstones may yield abundant plant debris, large concretions, and are commonly bioturbated. Some of the shales are rich in fossils, especially brachiopods. Accessory minerals including tourmaline, zircon, brookite/leukoxen, and chloritoid point to plutonic and weakly metamorphosed source rocks for the clastic sediments (STATTEGGER & FENNINGER, 1977).

Bedded limestones contain diverse fossil remains (foraminifera, brachiopods, calcareous algae), whereas the indistinctly bedded and massive limestones are composed mainly of calcareous algae in a micritic-peloidal matrix forming mounds. Nodular limestones may occur above the bedded and massive limestones and are characterized by their black color, marly interlayers, and accumulation of bryozoans, brachiopods, and a silicified fauna.

Biostratigraphy

The biostratigraphy and correlation of the Upper Carboniferous/Lower Permian succession with other standard subdivisions is predominantly based on the fusulinids (KAHLER & KAHLER, 1937, 1982; KAHLER, 1939, 1962, 1983a, 1985, 1986a,b, 1992; PASINI, 1963; FORKE et al., 1998; KRAINER & DAVYDOV, 1998; DAVYDOV & KRAINER, 1999), partly in combination with conodonts (FORKE, 1995a, 2002; FORKE & SAMANKASSOU, 2000). Brachiopods, arthropods and ostracodes have further been used for biostratigraphic purposes (GAURI, 1965; HAHN & HAHN, 1987; FOHRER, 1991, 1997). Additionally, other marine fossil groups (smaller foraminifera, bryozoans, bivalves, corals, sponges, and algae) have been studied for characterization of the depositional environment (HOMANN, 1970, 1972; FLÜGEL, 1971; FLÜGEL & FLÜGEL-KAHLER, 1980; VACHARD & KRAINER, 2001a,b). In addition, floral remains provide an important contribution for correlation with coeval Western and East European deposits (FRITZ & BOERSMA, 1986a,b, 1990).

In the Carnic Alps the question of the onset of the post-Variscan sedimentation is discussed controversially. Based on the brachiopods found in the basal Auernig Formation close to the Waidegger Alm, HERITSCH (1934) assumed a late Moscovian (Myachkovian) age for the first transgressions. The same locality, however, was regarded as Kasimovian by GAURI (1965), who studied trilobites and brachiopods.

A correlation with the Myachkovian was confirmed later by KAHLER (1983, 1986b, 1992) and DAVYDOV & KRAINER (1999), who studied fusulinids from the basal part of the Auernig Formation in the area around the Lake Zollner.

*) To avoid further confusion between the terms "Auernig Formation" sensu SELLI (1963) and the term "Auernig Formation" used herein, the term "Gugga Member" is proposed as analogous replacement for the "obere kalkreiche Schichtgruppe" sensu HERITSCH et al. (1934).

However, FORKE & SAMANKASSOU (2000) doubted the correlations after a comprehensive study of several sections across the entire area. Based on the combined use of conodont and fusulinid faunas and the comparison with faunas from the Cantabrian Mts., Moscow and Donets Basins during the SCCS Task Group meetings, they concluded that the oldest fossiliferous beds of the Auernig Formation correlate biostratigraphically with the lower Kasimovian*) (Krevyakinian). They further showed that the onset of sedimentation on the pre-Variscan basement is not time-equivalent in all areas (Fig. 14). It ranges from early Kasimovian in the area around Lake Zollner and Auernig, to middle Kasimovian (Khamovnikian) at Cima Val di Puartis to late Kasimovian (Dorogomilovian) at the Creta di Rio Secco (Trögl)-Monte Cavallo (Roßkofel) massif.

Not much is known about early Gzhelian faunas in the Carnic Alps, which may be related to a regression and time of non-deposition. However, no clear sedimentological evidences for a hiatus have been found so far.

The upper part of the Auernig Formation ["Watschiger" Mb., Krone (Corona) Mb., Gugga Mb., Garnitzen (Carnizza) Mb.] in its type section represents a continuous succession of approximately 400 m thickness (Fig. 15). It starts probably during the *Jigulites jigulensis* Zone (Pavlovoposadian) and ranges throughout the *Daixina sokensis* Zone (Noginskian; DAVYDOV & KRAINER, 1998; FORKE, 2007).

Facies Interpretation and Cyclic Sedimentation

The existence of Late Paleozoic depositional cycles has been recognized in the 19th Century by FRECH (1894) and GEYER (1896) studying the section of the Late Carboniferous Auernig Formation in the area. Here, repetitive alternations of marine carbonates (with fusulinids, algae, ostracodes, bryozoans, and brachiopods) and siliciclastics with fossil megaplants are exposed. HERITSCH et al. (1934) gave a more detailed description of the alternating sedimentary rock record. The transgressive-regressive pattern has been termed "Auernig rhythm" by KAHLER (1955).

BUTTERSACK & BOECKELMANN (1984) explained the cyclic patterns by changes in subsidence: Marine sediments were deposited during phases of low subsidence and low siliciclastic input whereas siliciclastics were shed to the basin during phases of high subsidence. Recent publications (MASSARI & VENTURINI, 1990; MASSARI et al., 1991; VENTURINI, 1990a,b, 1991; KRAINER, 1991, 1992; SAMANKASSOU, 1997a,b), however, favor a cyclothem model and glacio-eustasy as the main controlling factor, similar to the interpretation drawn from cyclothems elsewhere (e.g., North American Midcontinent [HECKEL, 1986]).

Cyclothems in the Auernig Formation are 10–30 m thick (Fig. 25). Different types occur. The lithologies show rapid changes and the sequences exhibit clear transgressive (fining-upward) and regressive (coarsening-upward) tendencies.

The basal conglomerates are interpreted as lag deposits during the initial transgression (WRIGHT, 1984) with water depth from 5 to 15 m. Bedded and massive limestones are deposited below the storm wave base, but within the photic zone (SAMANKASSOU, 1998). Cooler-water, heterozoan fossil associations consisting of bryozoans, brachiopods, and crinoids occur in the nodular limestones just above the mounds. Thus, the input of cool water is assumed to be a limiting factor of mound growth. Biodiversity is high despite limiting factors such as siliciclastic input and cooler temperatures (SAMANKASSOU, 2002). Upwelling processes along the NW shelf of the Paleotethys are suggested. The limestones are capped by either bioclastic or siliciclastic deposits with a coarsening-upward trend displaying an enhanced regression.

The duration of one cyclothem is estimated to be approximately 40 ky by MASSARI & VENTURINI (1990), whereas KRAINER (1992) proposed 100 ky per cyclothem. As no continuous section of the entire Auernig Formation is exposed and the biostratigraphic resolution by fusulinids is well above the cyclothem duration, uncertainties remain as to the duration. However, the high number of cyclothems in a short period of time favors a glacio-eustatic origin, similar to other cyclothems, e.g., those of the North American Midcontinent (see HECKEL, 1986; KLEIN, 1990; YANG & KOMINZ, 1999).

10.4. Schulterkofel Formation (Creta di Lanza Formation)

The Lower Pseudoschwagerina Limestone has been renamed into Schulterkofel Formation (KRAINER, 1995) according to the "Recommendations (Guidelines) for the Usage of Stratigraphic Nomenclature" (STEININGER & PILLER, 1999).

Lithology

The Schulterkofel Formtion is a predominantly carbonate succession with subordinately fine sand- and siltstones.

The thickness in the type section is 136 m (Fig. 30). Siliciclastic beds are often intercalated by fossiliferous horizons, grading from calcareous sandstones to sandy limestones with tempestitic beds, rich in smaller foraminifera, echinoderm fragments, brachiopods, and gastropods.

Massive limestones form up to 20 m high, almost monospecific (*Anthracoporella spectabilis*) mounds with a sparse associated fauna of rare smaller foraminifera, ostracodes, and gastropods embedded in a micritic-peloidal matrix. Medium- to thick-bedded limestones occur at the base and inbetween individual mounds composed of a higher diverse fauna with foraminifera, phylloid algae, and others.

Mounds and bedded limestones are overlain by dark, nodular limestones (partly with shale interlayers) with chert nodules containing thick-shelled brachiopods, cephalopods, and solitary corals.

Biostratigraphy

The biostratigraphy of the Schulterkofel Formation is intimately connected with the controversial discussion about the C/P boundary in the Carnic Alps (KAHLER, 1983a,b; KAHLER & KRAINER, 1993; FORKE, 1995a; FORKE et al., 1998, KRAINER & DAVYDOV, 1998).

The index fossil *Daixina (Bosbytauella) postgallowayi* (= ex *Occidentoschwagerina alpina* KAHLER & KAHLER, 1941, megalospheric form) of the Schulterkofel Formation is a guide form of the *bosbytauensis-robusta* Zone, but is not present throughout the section. The lowermost part yields species of *Ruzhenzevites, Dutkevitchia* (known also from the underlying Auernig Group), and the *Schwageriniformis perstabilis* group. Species of the *Rugosofusulina stabilis* group and of *Rugosochusenella* have their first appearance in the middle and upper part of the section, which is primarily characterized by the occurrence of the highly inflated species of the genus *Daixina* (subgenus *Bosbytauella*). In the uppermost part *Daixina (Bosbytauella)* disappears and is replaced by species of *Schwagerina* and *Dutkevitchites* in the topmost layers (Fig. 33).

The lowermost assemblage of the Schulterkofel Formation may still belong to the *Daixina sokensis* Zone, whereas the main part of the sequence can certainly be correlated

*) The Moscovian/Kasimovian/Gzhelian stage boundaries have not been defined and ratified by the ICS. In Recent discussions it was favored to define the M/K boundary by the FAD of *I. sagittalis* and the K/G boundary by the FAD of *Str. simulator*, which would raise the boundaries compared to the traditional Russian subdivision. Correlations mentioned in the text refer to the traditional Russian subdivision and might be adjusted after the final decisions of GSSP's.

with the *bosbytauensis-robusta* Zone. The base of the following *vulgaris-fusiformis* Zone cannot be precisely correlated. Instead a fusulinoidean assemblage with intermediate characteristics occurs in the topmost layers of the Schulterkofel Formation. Hence, the boundary between the Carboniferous and Permian systems, defined by the First Appearance Datum (FAD) of *Streptognathodus isolatus* (approximately coinciding with the base of the *vulgaris-fusiformis* Zone) is slightly unprecise in the Carnic Alps, and spans an inferred interval from the topmost layers of the Schulterkofel Formation to the basal limestone beds of the Grenzland Formation.

Facies Interpretation and Cyclic Sedimentation

Depositional cycles of the Schulterkofel Formation can be similarly explained like those from the underlying Auernig Formation. Siliciclastics at the base represent shoreface deposits. Bedded and massive limestones occur below the storm wave base, but within the photic zone during the transgressive phase of Schulterkofel Formation cyclothems (SAMANKASSOU, 1997a). Thick mounds, resulting from increased accommodation space, indicate that they kept pace with sea level. Mound growth was terminated by drowning through sea-level rise ("Shroud Facies" draping *Anthracoporella* mounds [SAMANKASSOU, 1999]). Bedded, bio- and lithoclastic limestones atop the cycles indicate enhanced regression and erosion of the underlying dark limestones.

HOMANN (1969) described four depositional cycles within the Schulterkofel Formation. The cycles are traceable basinwide, using mounds and cherty limestones as markers (HOMANN, 1969) as well as similarities in microfacies and biotic association (FLÜGEL, 1974). Each cycle starts with siliciclastics, grading upward into bedded and massive algal limestones. HOMANN (1969) further documented the high-frequent sea-level fluctuations. SAMANKASSOU (1997a) confirmed the 4 cycles-termed cyclothems because of the transgressive-regressive patterns of HOMANN (1969). The author assigned the incompleteness of cyclothems at some positions to local relief built by algal mounds and explained the high frequency and high amplitudes of sea-level changes, reflected in the rapid facies changes, by glacio-eustasy. As the cyclothems are fully subtidal, they can not be traced by subaerial exposure surfaces.

The Schulterkofel Formation, representing about one fusulinid zone (*bosbytauensis-robusta* Zone), is composed of four cyclothems (HOMANN, 1969; SAMANKASSOU, 1997a). The mean duration of one fusulinid zone is estimated as 1–1.5 ma (ROSS & ROSS, 1995), implying a mean duration of 300 to 400 ka for each single cyclothem. This value is not overestimated, considering the inferred duration of 235 to 400 ka for North American Midcontinent major cyclothems (HECKEL [1986, 1994]; cf. also KLEIN [1994] for discussion). The duration is too short for any event other than those driven by glacio-eustasy (SOREGHAN, 1994; DICKINSON et al., 1994; HECKEL, 1994). Furthermore, the repeated (cyclic) patterns are inconsistent with a tectonic cause as a major controlling factor.

10.5. Grenzland Formation (Val Dolce Formation)

Lithology

The marine Grenzland Formation is a predominantly clastic succession, but with conspicuous oncolithic limestone intercalations (Fig. 37) containing large (0.5–1 cm), spherical fusulinids. As no continuous section exists, the maximum thickness is estimated about 120 m. Quartz conglomerates are less common and comparably thinner than in the Auernig Formation. Thick calcareous sandstones with quartz grains exhibiting dissolution features on top with brecciation and dissolved fossil remains are often filled with a red matrix. Siltstones display common bioturbation. Sediment structures (slumping, convolute bedding, and load casts), as well as ichnofossils (*Zoophycos*) have been observed commonly in the sediments.

Additionally to the oncoidal limestones, bioclastic limestones with a diverse fauna, as well as reddish limestones with dissolution features and brecciation are present in the Grenzland Formation.

Two conspicuous intervals with red and green siltstones and root traces are developed in the Zweikofel section, which most probably represent soil horizons (Figs. 36, 39).

Biostratigraphy

Limestone beds with fusulinids have been investigated only in the lower and uppermost parts of the Grenzland Formation. Originally correlated to the middle Asselian, the Grenzland-Formation seems to represent the entire Asselian plus part of the Sakmarian stage (FORKE, 2002). However, longer intervals of non-deposition and erosion may have occurred, but have not been demonstrated sedimentologically in the succession.

The faunal assemblages of the lower part indicate a lower? to middle Asselian age, according to the presence of *Sphaeroschwagerina carniolica* and *Pseudoschwagerina extensa* (Fig. 33). The upper part yields *Sphaeroschwagerina asiatica*, species of the *Paraschwagerina nitida* group, and first primitive *Zellia* and *Robustoschwagerina* (Fig. 8), indicating a Sakmarian age.

Facies Interpretation and Cyclic Sedimentation

Provenance analysis of the clastics indicates magmatic and metamorphic source areas (TIETZ, 1974). The microfacies of the limestones suggests high-energy nearshore deposits (FLÜGEL, 1975).

The Grenzland Formation is likewise characterized by cyclic deposits. Individual cycles of up to 10 m thickness with conglomerates and sandstones at the base, overlain by transitional clastic-carbonate deposits with a diverse fossil fauna are followed by oncoidal limestones.

Paleosols, fracture fillings and collapse breccia occur within sections exposed at the Zweikofel, indicating subaerial exposure intervals (VENTURINI, 1990a,b; SAMANKASSOU, 1997a).

10.6. Zweikofel Formation

Lithology

The Zweikofel Formation attains a maximum thickness of 135 m in the type section (Zweikofel section) and is mainly composed of carbonates. Bedded, oncoidal and foraminiferal-algal limestones prevail. Small, highly diverse mounds, reddish, bioclastic limestones, and oolithes are present in the lower part. Siliciclastic input with quartz pebbles and sandstone lenses is restricted to northwestern areas.

Biostratigraphy

Due to the three-fold subdivision of the Asselian (lower-middle-upper) and the disappearance of "inflated schwagerinids" at the beginning of Sakmarian in the type sections of the Urals, the Zweikofel Formation has long been correlated with the upper Asselian by KAHLER (1986).

Recent publications have shown that geographic barriers and/or changes in the oceanographic circulation pattern are responsible for the impoverished fusulinoidean faunas of the Urals. The presence of "inflated schwagerinids" with Sakmarian/Artinskian conodonts has demonstrated that these groups have much longer stratigraphic ranges in the

Tethyan faunal realm. The Zweikofel Formation has been therefore correlated with the late Sakmarian–early Artinskian (FORKE, 1995, 2002).

The Zweikofel Formation yields very rich fusulinoidean assemblages with abundant *Zellia, Robustoschwagerina, Paraschwagerina, "Pseudofusulina", Pseudochusenella*, a.o. Conodonts (*Sweetognathus* aff. *whitei, Diplognathodus, Mesogondolella bisselli*) are also present in the lower part (Figs. 35, 40).

Facies Interpretation and Cyclic Sedimentation

Siliciclastics decrease in the Zweikofel Formation and a complex carbonate platform developed with high-energy ooid barriers (Zweikofel area) and subtidal, oncoid limestones (Zottachkopf area) and small mounds (Trogkar area). Variations in microfacies, biotic associations and geochemical composition have been pointed out by FLÜGEL (1974). The lateral variations in cyclic patterns can be explained by a differentiated shelf and sea-bottom morphology at time of deposition. High-frequent sea-level fluctuations are superposed on these morphological variations (SAMANKASSOU, 1997a).

10.7. Trogkofel Limestone

Lithology

The Trogkofel Limestone is mainly composed of massive, light-colored, partly reddish carbonates. Large parts correspond to "*Tubipyhtes/Archaeolithoporella* cement" boundstone. Dolomitization is common and ranges from isolated euhedral dolomitic rhombs to a complete replacement. Boundstones may occur as clasts and boulders, probably representing synsedimentary breccias. Indistinctly bedded, well preserved dasycladacean grainstone with a spotty distribution of fusulinids can be found in the upper part of the Trogkofel mountain along the Überlacher trail. The bedded, ruditic limestones with shale intercalations represent an exceptional lithofacies in the Zweikofel section (Fig. 38).

Biostratigraphy

The Trogkofel reef limestone is almost devoid of fusulinids. The *Tubiphytes-Archaeolithoporella* cement boundstone obviously prevented fusulinids to thrive in this environment. Fusulinids from dasycladacean wackestones of the Trogkofel Limestone display a facies-controlled, low diversity fauna with schubertellids (*Schubertella, Biwaella*) and certain *"Pseudofusulina"* (*"Leeina" fusiformis* group). Rare occurrences of *Robustoschwagerina spatiosa* together with a single conodont (*Neostreptognathodus* cf. *pequopensis*) from the ruditic limestones indicate a late Artinskian age for the Trogkofel Limestone (Fig. 40).

Facies Interpretation

The Trogkofel Limestone includes reefs that differ from those of the previous formations, being interpreted as shelf margin reefs (FLÜGEL, 1981). These types are the thickest reefs of the Late Paleozoic sequence in the Carnic Alps. They are characterized by the interaction of encrusting organisms (algae, sponges, bryozoans) and synsedimentary cementation, supported by microbial and algal activities forming an organic framework (EDWARDS & RIDING, 1989). Other lithofacies types within the Trogkofel Limestone point to platform sediments (limestones with dasycladaceans and fusulinids) and upper slope (breccias) deposits. No detailed reconstruction of the stratal patterns in the Trogkofel Limestone has been elaborated so far. However, similar platform-reef-slope geometries are known from carbonate platform systems in northwestern Spain (BAHAMONDE, 2000), which may serve as a model for the Trogkofel Limestone.

10.8. Gröden Formation (Val Gardena Formation)

The intensively red-colored pelites of the Gröden Formation are one of the most conspicuous lithologies in the Late Paleozoic rock sequence. They disconformably overlay various metamorphic rocks, as well as marine Late Paleozoic deposits north and south of the Periadriatic Lineament. In the Southern Alps, the Gröden Formation may rest on Lower Paleozoic rocks, on the Upper Carboniferous Auernig Formation, or on the Lower Permian Trogkofel Limestone. At the base of the Gröden Formation occur coarse breccias and conglomerates (Tarvis Breccia, Trogkofel Breccia) due to partial reworking of the underlying deposits.

Lithology, Facies Interpretation

In the Naßfeld area the Gröden Formation is developed as a marine clastic sediment with carbonatic intercalations (BUGGISCH, 1978). It attains a thickness of 30–60 m at the Reppwand, but may reach up to 100 m in the Cima di Lanza area, where it rests directly on the Upper Carboniferous Auernig Formation.

The Gröden Formation is predominantly composed of a red, partly greenish-grey alteration of dolomitic shales and siltstones. Intercalated are nodular dolomitic marls, or dolomites. The transition to the overlying Bellerophon Formation is characterized by alternating grey siltstone, red shale, and bituminous dolomite.

Fossils are extremely rare, plant debris were mentioned by KAHLER & PREY (1963). In addition, stromatolithic algae, smaller foraminifera, ostracodes, and gastropods have been observed in thin sections (BUGGISCH, 1978).

The depositional environment has been controversially discussed in the literature representing either continental or mainly marine deposits. BUGGISCH (1978) favored prevailing marine conditions from fossil and geochemical data. In the area at least short-term marine ingressions can be inferred from the marine fauna and bioturbation. However, pedogenic concretions, hardgrounds, and root traces suggest prolonged time of subaerial exposure (BUGGISCH, pers. comm.).

Biostratigraphy

To date, the biostratigraphy is not sufficiently established for a precise correlation being currently based mainly on palynological data, tetrapod tracks, and cephalopods.

Magnetostratigraphy reveals an additional tool for global correlation. The "Illawara Reversal" event, which has been detected in the Paularo section (MAURITSCH & BECKE, 1983) as well as in the Dolomites (DACHROTH, 1988), is dated as 265 Ma (latest Wordian/early Tatarian) by MENNING (1988, 2005).

Generally, a late Middle Permian (Guadalupian) to early Late Permian (Lopingian) age can be inferred by the position between the underlying Trogkofel Limestone, an assumed prolonged interval of erosion and non-deposition, and the Bellerophon Formation above.

10.9. Tarvis Breccia, Trogkofel Breccia, Trogkofel Conglomerate

A summary about the various breccia horizons at the base of the Gröden Formation was provided by BUGGISCH et al. (1976) and BUGGISCH & FLÜGEL (1980). In the area detailed sedimentological investigations have not been published to discern the deposits according to their stratigraphy and genesis. All those deposits at the base of the Gröden Formation above the Auernig-Formation are herein described as "Tarvis Breccia", those resting directly on

the Trogkofel Limestone as “Trogkofel Breccia” (resp. “Trogkofel Conglomerate“).

Lithologically, the Tarvis Breccia in the Straniger area consists of a 10 m thick succession of massive dolomite, rauwacke, and red siltstones. The Trogkofel Breccia is composed of carbonate clasts (reworked Trogkofel Limestone) with a negligible amount of siliciclastics (BUGGISCH et al., 1976). Clasts have diameters of 2–8 cm and are cemented either in a fine-grained dolomitic matrix, or a grey massive homogenous matrix.

On top of the Trogkofel mountain dark and black grains and limonitic crusts have been found, which are interpreted as bean ores indicating intensive weathering and karstification under humid, subtropical conditions (see also geochemical analysis in the German text, p. 65).

10.10. Karstic Features and Fissures

Although obvious in many places along the southern and eastern flank of the Trogkofel mountain, not much attention has been paid to the widespread paleokarstic phenomena within the Trogkofel Limestone. Main occurrences of karst fissures (Trogkofel and Gartnerkofel area) are indicated in the geological map. Deep karst fissures, with incisions of tens of meters into the rocks, and small dissolution cavities are filled by cements and reddish internal sediments. Several cement generations with fibrous and blocky calcite can be observed. Remaining open space has been filled with reddish, micritic internal sediment and sometimes with red, laminated mudstone and siltstone pebbles. Cavities and fissures with alternating infilled sediment and precipitated cement generations indicate polyphase dissolution and cementation processes.

10.11. Bellerophon Formation

The Bellerophon Formation has a measured thickness of 175 m. The lower part consists of dolomite, dolomitic marl and rauwacke, followed by platy to coarse bedded dolomitic grain- and mudstones. Grainstones yield abundant smaller foraminifera, dasycladacean algae, and intraclasts. Mudstones contain mainly ostracodes and radiolarians. The sedimentary environment has been interpreted as an alternation of evaporitic and high-energy, open marine environments in the lower part, and restricted, low-energy conditions in the upper part (BUGGISCH, 1975). Smaller foraminifera are represented by a *Globivalvulina-Hemigordius* assemblage similar to the fauna in the adjacent western areas of the Southern Alps (BOECKELMANN, 1988; DESHUSSES, 1991). Despite the absence of larger foraminifera, the presence of *Paraglobivalvulina* and *Paradagmarita* indicate Late Permian.

10.12. Werfen Formation

The general subdivision of nine lithostratigraphic members in the Southern Alps (based on transgressive and regressive events) can partially also be recognized in the Gartnerkofel sections of the Naßfeld area. The Tesero, Mazzin, lower Seis, upper Seis and Campil Members have been distinguished (BOECKELMANN, 1988).

Biostratigraphic correlation derived from the conodonts in the basal Werfen Formation documents the basal Triassic (SCHÖNLAUB, 1991). The typical impoverished foraminiferal fauna (disaster taxa) with low diversity *Cyclogyra-Rectocornuspira* and *Glomospirella-Meandrospira* associations, accompanied by encrusting serpulids (genus *Spirorbis*), is present also in other Early Triassic sections of the Tethys (BOECKELMANN, 1988). The macrofauna of the Werfen Formation is composed mainly of bivalves and rare gastropods.

In the Werfen Formation low-energy lime mudstones alternate with arenitic limestones. The latter are represented by distal (Mazzin member) and proximal (Seis member) tempestites with common coquinas. Superimposed is an upward trend to increasing proximality in the section, indicated by a facies change from subtidal to inter- and supratidal environments. The following transgressive-regressive cycle (Val Badia Member to Cencenighe Member) is not preserved in the Naßfeld area. Instead, the Campil Member is disconformably overlain by the Muschelkalk-Conglomerate (Uggovitz Breccia).

10.13. Muschelkalk Conglomerate (Uggovitz Breccia)

The terms Uggovitz and Buchenstein (Livinallongo) Formation have been proposed by KRAINER & LUTZ (1995) instead of the former “Muschelkalk-Conglomerate” and “Muschelkalk”. The Uggovitz Formation is subdivided into two parts, a basal coarse grained, polymict conglomerate, grading into a fine-grained sand- and siltstone succession (Kühweg Member). The basal conglomerates are composed of poorly sorted, subangular to subrounded clasts derived from the underlying Werfen Formation. A small volcanic dyke with andesitic tuffs occurs in the Kammleiten section. The thickness of this unit varies from 30 to 40 m. The overlying sand- and siltstones with a marine fauna indicate a transgression and slope to basin margin conditions.

10.14. Muschelkalk Buchenstein (Livinallongo) Formation with Locally Tuff and Agglomerates (Pietra Verde?)

The Muschelkalk (Buchenstein Formation) is generally composed of 30 to 40 m of platy dolomite, nodular limestones, or marls.

According to KRAINER & LUTZ (1995) the Muschelkalk (Buchenstein Formation) can be lithologically subdivided into

1) limestones with flaser bedding at the base,
2) nodular, partly siliceous limestones,
3) pyroclastic rocks, and
4) pelagic limestones with intercalated platform-derived detrital carbonates.

It has been interpreted as hemipelagic, transgressive to highstand deposits in an intraplatform basin, developing into a fore-reef slope environment during the beginning regression, and overlain by the prograding Schlern Dolomite.

Pyroclastic rocks are present in two horizons and consist of poorly sorted agglomerates, coarse-grained crystal tuffs, and fine grained tuffs. According to OBENHOLZNER & PFEIFFER (1988) the various kinds of volcanoclastic sediments were formed by pyroclastic fragmentation and submarine epiclastic deposition.

Besides the occurrence of late Anisian dasycladacean algae (PFEIFFER, 1988), conodonts have been investigated for biostratigraphic purposes. According to KOZUR et al. (1994) they belong to the *Reitzi* Zone, regarded as Late Anisian (BRACK et al., 2005). However, the topmost beds (containing *Budurovignathus gabriellae* and *N. bacalovi*) may already represent Ladinian.

10.15. Schlern Dolomite

The 500–700 m thick Schlern Dolomite in the Gartnerkofel – Zielkofel area is primarily made up of light-colored, sucrosic dolomite. In some parts a distinctly bedded variety

of lagoonal limestone containing diplopores can be observed. The sparse macrofossil fauna consists of bivalves (*Daonella* cf. *tirolensis*) and algae (*Diploporella annulata, Teutloporella nodosa*) revealing a Ladinian age of the limestones. Microfossils (conodonts) generally confirm this assumption.

The depositional environment of the Gartnerkofel – Zielkofel area can be differentiated in a marginal basin, a platform margin and platform interior facies (PFEIFFER, 1988). Basinal deposits are represented by bedded limestones and dolomites, intercalated locally by tuff layers. Microfacies analysis display an alternation of packstones with radiolarians and filaments, and bio-/lithoclastic grainstones with material derived from the platform. The platform margin is represened by massive dolomites, partly with a biostromal coral-sponge bafflestone. Platform interiors are subdivided into a subtidal facies with open-marine fauna and a restricted facies with entirely dolomitized rocks with relicts of algal mats, vugs, and laminated silt.

11. Review of Local Tectonics

The post-Variscan cover sequence is characterized by fairly thick and more rigid platform carbonates of Permian and Triassic age which are broken into single huge slabs and slightly tilted. In contrast the more incompetent shaly interbeds are more or less intensively folded. Nevertheless, the stratigraphic order has mostly been preserved during the Alpine tectonics except very few places where an inverse sequence can be found. Within the area of the post-Variscan cover two units are distinguished:

1) The autochthonous Stranig Unit is characterized by the Gröden and Bellerophon-Formation overlying deposits of the Auernig-Formation with the latter resting unconformably on different pre-Variscan basement strata. The sedimentary gap between the Auernig Formation and the Gröden Formation comprises roughly the equivalents of the Lower Permian.
2) The allochthonous Gartnerkofel Nappe represents a thrust sheet which was transported over a distance of at least 3 km. In this unit the post-Variscan sequence is well preserved and comprises an uninterrupted sediment pile ranging from the Upper Carboniferous (Auernig Formation) to the Middle Triassic Ladinian Stage (Schlern Dolomite). The thrust plane is only preserved in the region of Lanzenboden south of the Austrian/Italian border where the sediments of the Auernig Formation tectonically overly the equivalents of the Bellerophon Formation, or more common the Gröden Formation belonging to the Stranig Unit.

According to new field data obtained by one of the authors (H.P. SCHÖNLAUB) thrusting of the Gartnerkofel Nappe took place in northward or northnorthwestern direction. This orientation seems to have been caused by the superposition of an Alpine N–S-compression and the dextral movement along the Periadriatic Line occurring in the early Neogene.

Following the formation of an extensive shear system („Schwarzwipfel-Fault", „Hochwipfel-Fault") the NW–SE directed compression continued resulting in south-east-verging en échelon folds and minor thrusting. This event was associated with vertical displacements along the shear system. For example, along the Hochwipfel Fault separating the mountains Hochwipfel and Schulterkofel displacements of several hundred meters must be assumed.

The allochthonous nature of the Gartnerkofel mountain as eastern continuation of the Alpine nappe pile in the region of Lanzenboden – Trogkofel is based on newly established field data and geological reasoning. The direct connection, however, is due to Quaternary cover deposits, mass movements and erosion not exposed.

12. Field Trip Itinerary

12.1. Stop 1 Collendiaul south of Zollnerhöhe

- ÖK sheet 197, Kötschach, 13°4'1"E/46°36'33"N; Geological Map Kötschach 1 : 50 000, 1 : 10 000 (SCHÖNLAUB, 1985c)
- Angular unconformity between Devonian lydites of the Zollner Formation and basal clastics (sandstones, shales) of the Auernig Formation (cf. p. 122, Fig. 130).

12.2. Stop 2 Right Bank of River Outflow West (Section WF) and Limestone Hills Southwest of Lake Zollner (Section ZS)

- ÖK sheet 197, Kötschach, 13°36'07"E/46°37'05"N; Geological Map Kötschach 1 : 50 000, 1 : 10 000 (SCHÖNLAUB, 1985c).
- **Lydite breccias** (Collendiaul Formation, Uppermost Moscovian? – Lower Kasimovian) are resting with an angular unconformity on Silurian Bischofalm shales. Above are shales, limestones and sandstones of the basal Auernig Formation (Lower Kasimovian, Krevyakinian; cf. p. 122, Figs. 130, 135, 136).
- **Siltstone – Mudstone**
  The lydite breccias of the Collendiaul Formation are overlain by about 5 m of dark-brown, thin-bedded to fissile shales. In the lower part, limestone nodules occur occasionally. In the middle part, thin siltstone and sandstone lenses are intercalated. The shales become fossiliferous in the upper part with small crinoid ossicles and shell fragments. The uppermost few centimeters are composed of a black, very fine-grained and soft mudstone.
- **Bedded, impure limestone with shale intercalations**
  The 2 m thick unit consists of an alternation of 10 to 20 cm thick limestone beds and dark shales. Centimeter-sized extraclasts (radiolarian cherts of the underlying Zollner-Formation) occur in the limestones. They consist of bioclastic wackestone and packstone with high diverse fossil content. The relative biodiversity seems to increase upwards. Many bioclasts are recrystallized; some are broken. Stylolites occur in some layers.
  Layers with algal wackestone alternate with bioclastic packstone, often showing a sharp contact indicating possible storm-influences. The limestones, therefore, probably represent tempestites.
- **Sandstone**
  The limestone/shale alternation of the underlying unit is followed by several meters of massive, coarse-grained and indistinctly laminated sandstones.

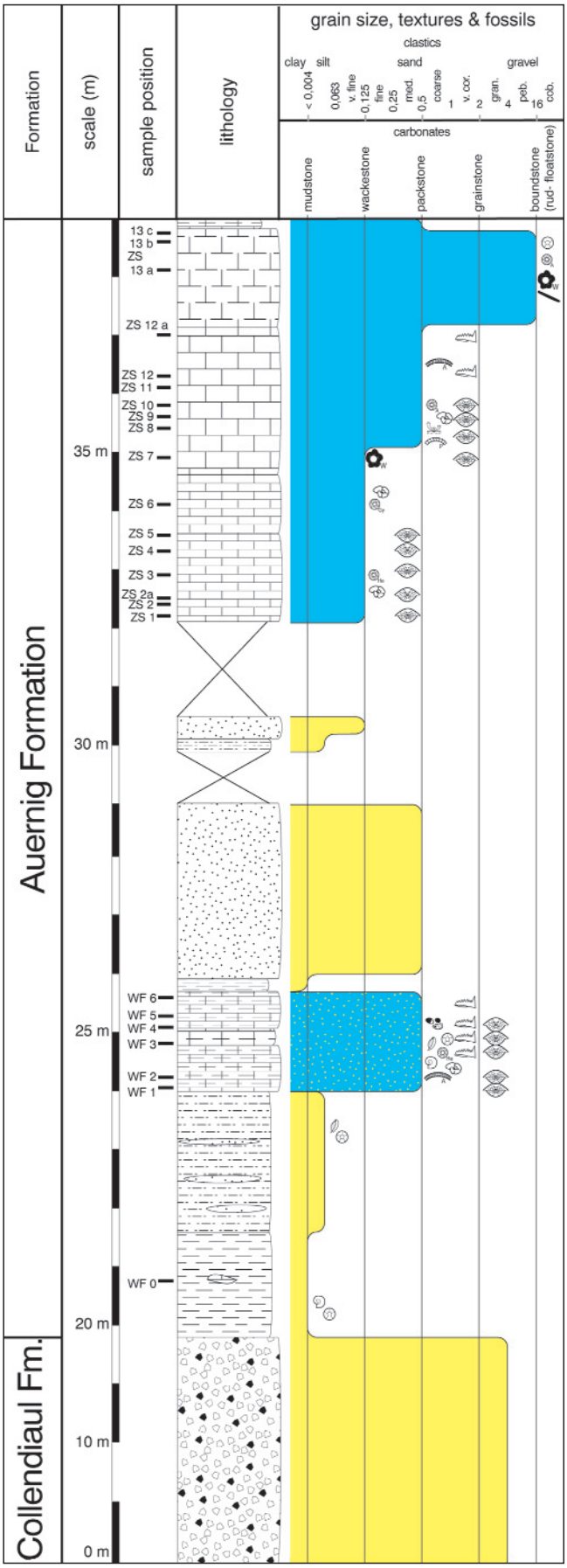


Fig. 135.
Lithology, microfacies, and fossil associations of the sections at the right bank of the outflow of Lake Zollner and that of the limestone hills in southeastward direction (from FORKE & SAMANKASSOU [2000]).



Fig. 136.
The limestone hills southwest of Lake Zollner (section ZS).

- **Fossil content**
  The fossil content is highly diverse with algae, fusulinids, smaller foraminifers, brachiopods, gastropods, crinoid debris, solitary corals, microproblematica, and, rarely, ostracodes, bryozoans, and coralline sponges (Figs. 135, 137, 138).
- **Identified fossils**
  - Fusulinids: *Staffella* sp. (WF 1), *Schubertella* sp. (WF 2-4), *Fusiella* cf. *lancetiformis* (WF 3-5), *Ozawainella mosquensis* (WF 3-5), *Protriticites* aff. *permirus* (WF 24), *Fusulina (Quasifusulinoides) juvenatus* (WF 1-5), *Beedeina (Pseudotriticites) asiaticus* (WF 3-5).
    Additionally reported by DAVYDOV & KRAINER (1999): *Schubertella donetzica, Sch. magna, Sch. pseudoglobosa, Fusulinella rara, Protriticites ovatus, Beedeina consobrina, B. sivinensis, B. ulitinensis, B. nytvica, Quasifusulinoides quasifusulinoides, Q. fallax, Q. pakhrensis, Q. kljasmica.*
  - Conodonts: *Hindeodus minutus* (WF 3), *Idiognathodus* cf. *expansus* (WF 3-6), *Swadelina* ? *makhlinae* (WF 5).
  - Smaller foraminifers: *Tuberitina, Calcitornella, Paleotextularia, Biseriella, Bradyina, Endothyra.*
  - Algae: *Herakella* sp., *Archaeolithophyllum* sp., *Eoflugelia* sp.
- The succession can be continued at the southwestern side of the Lake Zollner with about 7 m of bedded to massive limestones above basal shales (Kasimovian: Krevyakinian–Khamovnikian; Fig. 136).
- **Two microfacies types**
  could be differentiated within the nodular bedded limestone: bioclastic wackestone and peloidal clotted boundstone.
  - Wackestone: The identifiable fossils are algae (*Herakella*, phylloid algae, *Atractyliopsis, Gyroporella*), fusulinids, smaller foraminifers (*Tuberitina, Calcitornella, Climacammina, Cribrogenerina*), bryozoans, echinoderms, and, rarely, ostracodes. Irregular, partly anastomosing sets of stylolites are common. As observed from thin sections, specific fossils seem to occur in specific beds (e.g. fusulinaceans and algae in samples ZS 4 and ZS 5 respectively, originating from two different beds).
  - Boundstone: The main biota are the coralline sponge *Peronidella*, agglutinated worm tubes, smaller foraminifers (*Bradyina*); rarely phylloid algae, *Shamovella*, and brachiopods. Stylolites are significantly less common in comparison to wackestone described above.
- **Thick-bedded limestone**
  It consists of packstone, boundstone, and, underrepresented (in one sample only), grainstone. It is rich in fossils and the biodiversity is high: Fusulinids, abundant algae (*Atractyliopsis, Epimastopora, Herakella*, rarely *Anthracoporella and Archaeolithophyllum*), echinoderms, auloporid co-

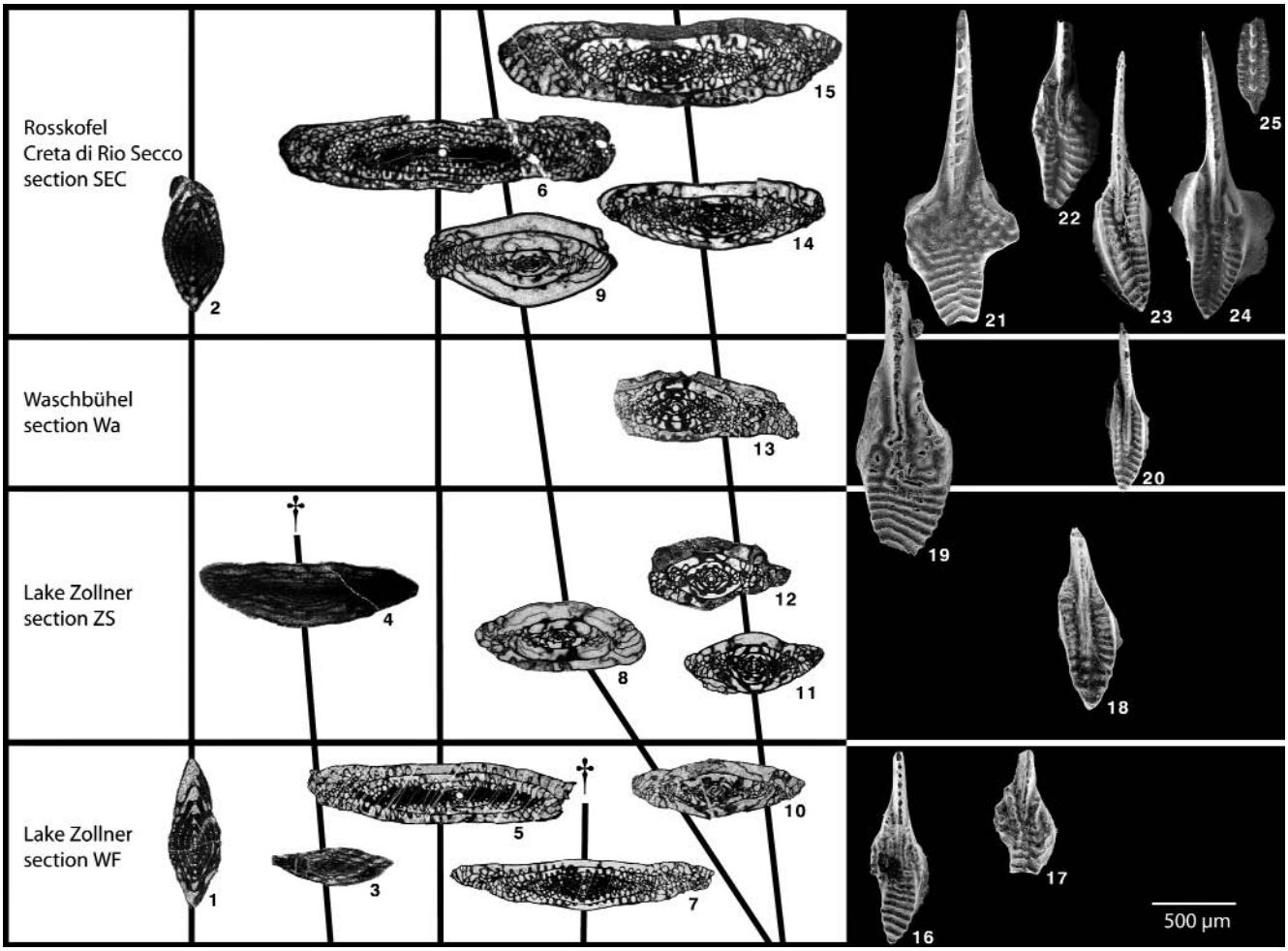
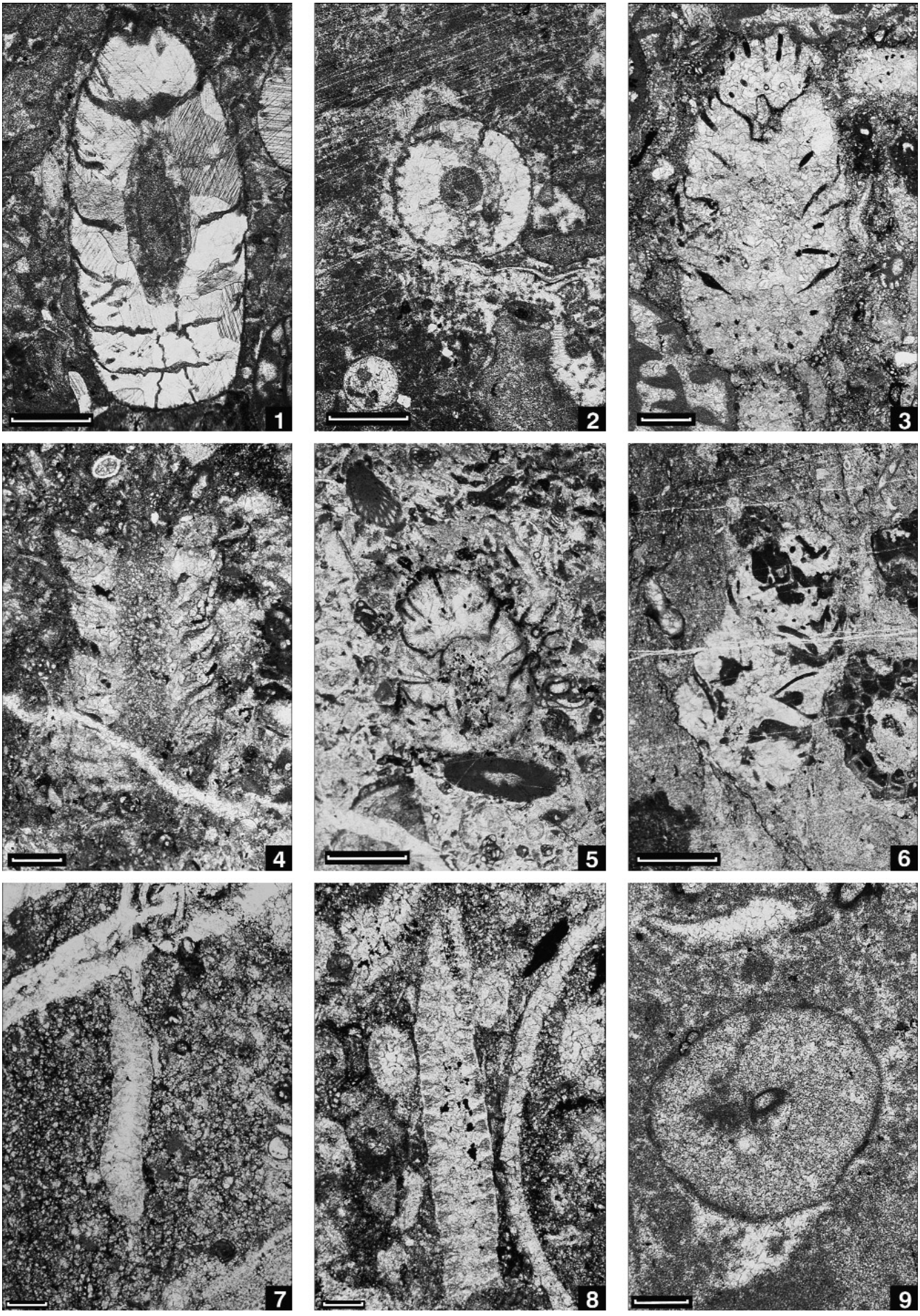


Fig. 137.
Fusulinoideans and Conodonts from the lower part of the Auernig Formation (sections Lake Zollner WF-ZS-SWH, Cima Val di Puartis CI/P, Waschbühel ridge WA, Roßkofel Lu-SEC-CRS), Kasimovian (modified from FORKE & SAMANKASSOU [2000]; FORKE [2001]; LUPPOLD [unpubl.]).
1 = *Ozawainella mosquensis* RAUZER-CHERNOUSSOVA, 1951; sample WF 3, ×20; 2 = *Ozawainella* cf. *kumpani* SOSNINA, 1951; sample CRS/S 1, ×20; 3 = *Fusiella* cf. *lanceti formis* PUTRJA, 1939; sample WF 3, ×20; 4 = *Fusiella* cf. *rawi* LEE, 1927; sample ZS 15, ×20; 5 = *Fusulina (Quasifusulinoides) juvenatus* KIREEVA, 1963; sample WF 3, ×7,5; 6 = *Quasifusulina eleganta* SCHLYKOVA, 1948; sample Ro 2, ×7,5; 7 = *Beedeina (Pseudotriticites) asiaticus* BENSH, 1972; sample WF 3, ×7,5; 8 = *Protriticites* ? *inflatus* BENSH, 1972; sample ZS 15, ×7,5; 9 = *Tumefactus* aff. *expressus* (ANOSOVA, 1969); sample Lu 5a, ×7,5; 10 = *Protriticites* aff. *permirus* (BOGUSH, 1963); sample WF 3, ×7,5; 11 = *Protriticites* aff. *ovatus* PUTRJA, 1948; sample ZS 9, ×7,5; 12 = *Protriticites* ? *pramollensis* (PASINI, 1963); sample CI/P 4, ×7,5; 13 = *Montiparus subcrassulus* ROZOVSKAYA, 1950; sample 96 (coll. Prof. KAHLER), ×7,5; 14 = *Rauserites* sp. 1 ex gr. *rossicus* (SCHELLWIEN, 1908); sample Lu 5a, ×7,5; 15 = *Rauserites* sp. 2 ex gr. *rossicus* (SCHELLWIEN, 1908); sample CRS/S 1, ×7,5; 16 = *Idiognathodus* cf. *expansus* STAUFFER & PLUMMER, 1932; sample WF 5, ×50; 17 = *Swadelina* ? *makhlinae* (ALEKSEEV & GOREVA; 2001); sample WF 5, ×50; 18 = *Streptognathodus neverovensis* GOREVA & ALEKSEEV, in press); sample ZS 12, ×50; 19 = *Idiognathodus toretzianus* KOZITSKAYA, 1978; sample WA 2I, ×50; 20 = *Streptognathodus* aff. *elegantulus* STAUFFER & PLUMMER, 1932; sample WA 2I, ×50; 21 = *Idiognathodus magnificus* STAUFFER & PLUMMER, 1932; ×50; 22 = *Streptognathodus zethus* CHERNYKH & RESHETKOVA, 1987; ×50; 23 = *Streptognathodus elegantulus* STAUFFER & PLUMMER, 1932; ×50; 24 = *Streptognathodus pawhuskaensis* ? HARRIS & HOLLINGSWORTH, 1932; ×50; 25 = *Gondolella* cf. *elegantulus* HARRIS & HOLLINGSWORTH, 1932; ×50.

rals, smaller foraminifers, ostracodes, calcispheres, coralline sponges (*Peronidella*), sponge spicules, and rare gastropods, brachiopods and bryozoans. Large algal thalli enclose pores filled with cement within the boundstone facies. Calcite-filled fractures and stylolites are common.

- **Massive limestone**
  The massive limestone is composed of wackestone and packstone. Coralline sponges, algae, smaller foraminifers, *Tubiphytes*, bryozoans, agglutinated worm tubes, calcispheres (possibly algal spores), crinoids, and brachiopods are the fossils encountered. Peloidal clotted

Fig. 138. ☛ ☞ ☛
Algae of the lower part of the Auernig Group (Kasimovian, Late Carboniferous, Carnic Alps, Austria/Italy; from FORKE & SAMANKASSOU [2000]).
1–6 = Different sections of *Herakella thalli*.
Note segmentation in Fig. 1, cylindrical medulla in Fig. 2, and the asymmetrically annulated and metaspondyl thallus in Figs. 3–6.
1,2: sample ZS 5; 3–5: sample AO 3; 6: sample WF 3. Scale bar is 1 mm.
7 = *Beresella* sp.
The cortex is typically perforated at regular intervals by blind-ending cortical branches.
Sample AO 3. Scale bar is 1 mm.
8 = *Dvinella* sp.
Typical, long, cylindrical thallus. The cortex is characterized by blind-ending pores separated by clear intervals. Note the characteristic triangular „dark rings“, the former pores.
Sample AO 3. Scale bar is 0.5 mm.
9 = *Shamovella* sp.
Microproblematicum, consisting of a massive, cylindrical thallus (?) and cement-filled cavity (?).
Sample ZS 5. Scale bar is 0.5 mm.


1
2
3
4
5
6
7
8
9

areas occur in a single thin section. Impregnation of hematite occurs in the lowermost part.
The top of the section is generally eroded, but in a few places the massive limestones are capped by a thin layer of shaly siltstones.

- **Identified fossils**
  - Fusulinids: *Staffella* sp. (ZS 5), *Schubertella* sp. (ZS 2a, 5, 8, 9, 14), *Fusiella* cf. *lancetiformis* (ZS 8, 9, 14), *Fusiella* cf. *rawi* (ZS 15), *Ozawainella mosquensis* (ZS 14), *Protriticites* aff. *ovatus* (ZS 1, 2a-5, 7–9, 14), *Protriticites* ? *pramollensis* (ZS 14-15), *Protriticites* ? *inflatus* (ZS 15), *Fusulina (Quasifusulinoides)* ex. gr. *fusiformis* (ZS 10). Samples ZS 14 and 15 were taken from the top of the second limestone hill to the east, Geotrail Stop 11.
    Additionally reported by DAVYDOV & KRAINER (1999): ZS 1-3 (ZO 1-3): *Pr. globulus, Pr. globulus turkestanensis, Pr. pseudomontiparus, Pr. ovoides*; ZS 14, 15 (ZO 1926): *Pr. ovatus, Pr. pseudomontiparus, Pr. sphaericus, Pr. subschwagerinoides, Praeobsoletes burkemensis, Montiparus montiparus, M. paramontiparus, M. umbonoplicatus, M. priscus, M. rhombiformis, M. likharevi.*
  - Conodonts: *Streptognathodus neverovensis* (ZS 12).

12.3. Stop 3
Waschbühel Ridge

- Type section of the "untere kalkarme Schichtgruppe" and lower part of "untere kalkreiche Schichtgruppe" sensu HERITSCH et al. (1934). (Kasimovian, Khamovnikian–Dorogomilovian; Fig. 139).

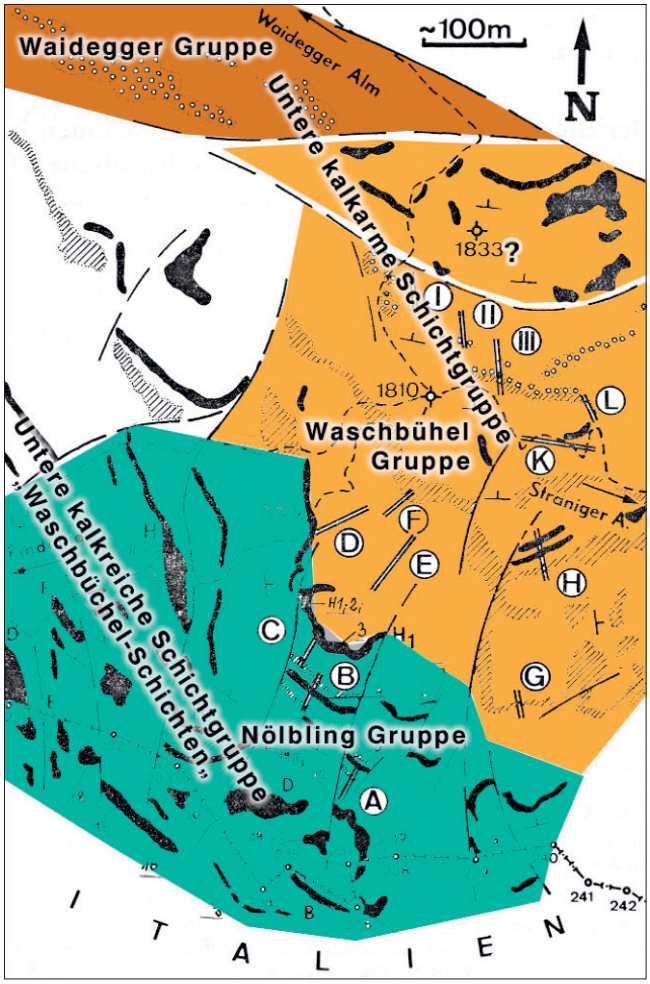


Fig. 139.
Type section of the lower part of the Auernig Formation on the Waschbühel ridge. Lithologic subdivision after HERITSCH et al. (1934) and FENNINGER et al. (1971, modified).

- **Identified fossils**
  Fusulinids: *Montiparus subcrassulus*.
  Conodonts: *Streptognathodus* cf. *confragus, Str.* aff. *elegantulus, Idiognathodus toretzianus.*

12.4. Stop 4
Cima Val di Puartis

- ÖK sheet 198, Weißbriach, 13°7'20"E/46°35'24"N; Geological Map Weißbriach 1 : 50 000 (SCHÖNLAUB, 1987). Basal Auernig Formation (Kasimovian, Krevyakinian?–Khamovnikian; Fig. 131).
- The section has an exposed thickness of about 10 m and is characterized by a fining-upward trend, consisting of
  a) a basal breccia unit, overlain by
  b) fine-grained sandstones and conglomerates,
  c) dark fossiliferous siltstones and shales with calcareous sandstones and coarse siltstones, and
  d) dark fossiliferous siltstones with intercalated bedded algal limestones and a small auloporid mound.
- The basal breccia (Malinfier Formation) is interpreted to represent distal fan-delta deposits formed by submarine debris flows. Fine-grained conglomerates and fossiliferous sandstones overlying the breccia and intercalated within the fossiliferous siltstones are interpreted as turbidite layers. The small auloporid coral mound and bedded algal limestones, intercalated in the upper part of the sequence, formed in an open shelf low-energy environment below wave base.
- Fusulinids in the bioclastic beds show a unique preservation due to hematite-rich staining of the wall probably during early diagenesis. Layering of the wall is obscured, but the pores piercing the wall and the secondary deposits are well visible.
- Identified fossils
  - Fusulinids: *Protriticites* ? *pramollensis, Protriticites* ? *inflatus, Montiparus* ? sp.
    From DAVYDOV & KRAINER (1999):
    VP-6: *Pr. globulus, Pr. pseudomontiparus, Pr. sphaericus, Pr. semikhatovae.*
    VP-8: *Pr. globulus, Pr. pseudomontiparus, Pr. rotundatus, Pr. ovoides.*
    VP-10: *Pr.* cf. *globulus, Pr. pseudomontiparus, Pr. rotundatus, Pr. ovoides, Pr. lamellosus.*
    VP-16: *Montiparus paramontiparus, M. umbonoplicatus.*
    VP-17: *Montiparus montiparus, M. umbonoplicatus, M.likharevi.*
    VP-18: *Obsoletes timanicus, Montiparus montiparus, M. umbonoplicatus, M. likharevi, M. paramontiparus, M. rhombiformis.*

12.5. Stop 5
Rio Malinfier Southwest of Straniger Alm

- ÖK sheet 198, Weißbriach, 13°7'20"E/46°35'24"N; Geological Map Weißbriach 1 : 50 000 (SCHÖNLAUB, 1987).
- Contact between lower Devonian limestones (flaser bedding) and pebble-bearing shales and siltstones. Malinfier Formation and basal Auernig Formation (cf. p. 124, Fig. 132).

12.6. Stop 6
Kammleiten Summit (1998 m)

- ÖK sheet 198, Weißbriach, Geological Map Weißbriach 1 : 50 000, 1 : 10 000 (SCHÖNLAUB, 1987).
- This locality offers a magnificent view over the northern and western part of the Carnic Alps plus the Gail Valley and the Gailtal Alps beyond. In the background even the Hohe Tauern can be seen including the mountaineous northern and eastern Carinthia with its crystalline rock sequences and their post-Variscan cover sediments.

Close to the top of mountain Kammleiten a scientific drilling was performed during autumn 1986 to analyze the locally occurring marine Permian/Triassic boundary beds (Fig. 140). At the end a core of 331 m length was drilled. The main aim of this international project was to find the exact position of the boundary between the Permian and Triassic known from other places in the world and to obtain new results to explain the causes and mechanism of the most severe mass extinction in Earth's history.

- The Permian/Triassic boundary some 251 Ma ago is the culmination of the most dramatic extinction of biota in the Phanerozoic era. A large fraction of taxa of marine organisms was suddenly wiped out and the earlier diversity was not reestablished until well into Lower Triassic times. In fact, this boundary reflects a real "biologic turnover". The transition from the Permian to the Triassic, however, was also associated with other unusual events the causes of which remained inadequately explained for a long time, e.g.,
  - a dramatic retreat of the seas from the newly assembled Pangea supercontinent,
  - significant shifts in marine chemistry reflected in the salt content and isotopic ratios of organic carbon, sulfur and strontium, and
  - changes of geophysical parameters including an increase of paleomagnetic reversals.
- The objective of the drilling campaign was to completely characterize the paleoenvironment and geochemistry of the Permian-Triassic boundary beds well known in the surroundings of Naßfeld in a cross-disciplinary international project and to compare the conditions of this time with those in coeval sections of other parts in the world. For this purpose the core was described in many details based on more than 400 thin-sections, thousands of chemical analyses of the most important main and trace elements, rare earth elements and C, S and Sr isotopes and of platinum group elements, analysis of the clay fraction, measurement of heat-flow and reconstruction of the paleodirection of the magnetic field. In addition, the microfossil content was studied in great detail to recover exact age data of the drilled core.
- The main results of this study were the following:
  - In the Gartnerkofel region the drilled Permian-Triassic boundary beds were deposited apparently without a sedimentary gap. The boundary between the Permian and the Triassic was recognized at a depth of 225 m in the continuous 331 m long drill-core.
  - The boundary beds comprise bedded dolomites which lithologically are very similar on either side of the boundary. The main difference, however, concerns the fossil content and the distribution of quartz.
  - The drilling confirmed the faunal turnover which occurred worldwide at this time.
  - The boundary beds at depth 225 m and slightly higher beds at 185 m are characterized by significant increases of iridium, sulfur, iron, arsenic and cobalt. Also the ratio of anorganic to organic carbon strongly varies across the boundary indicating significant environmental deteriorations during that time on land and in the sea (Fig. 142).
  - The relative high concentrations of iridium which is widely attributed to an asteroid impact, are at least an order of magnitude lower than those at the Cretaceous/Tertiary (K/T) boundary and that for mean CI chondrites. These markedly lower ratios at the P/T-boundary argue strongly against an impact by either a chondritic asteroid or a comet.
  - At the transition from the Permian to the Triassic the direction of the magnetic field changes several times.
  - The temperature of the drilled sequence of rocks never increased to more than 100° Celsius. Thus, on top of Gartnerkofel never huge masses of Triassic and younger strata were deposited.
  - In the drill-hole traces of volcanic activity were found in the boundary beds.
- In conclusion, the peculiarities of this timespan were apparently not caused by an "extraterrestrial visit" but seemingly reflect complex ecological changes on Earth that affected the bio- and hydrosphere alike (Holser et al., 1991; Koeberl et al., 2004): Episodic sea-level changes, poisoning of the sea, a sudden increase of temperature and significant saline perturbations may be held responsible for these changes. In fact, they are more consistent with a volcanic event. Although the direct evidence for a volcanic influence at the P/T boundary in the Carnic Alps is not very strong, a contribution from the enormous outpourings of the Siberian flood basalt volcanism is favoured. At this time the trap volcanism in western and eastern Siberia affected an area of some 3.9×10^6 km^2 and produced an estimated volume of 2 to 3 and 5 x 10^6 km^3 basaltic magma, respectively (Reichow et al., 2002; Renne, 2002; Saunders et al., 2005). According to Bowring (1998), Rampino et al. (2000), Mundil et al. (2004) and Erwin (2006) the fore-



Fig. 140.
The drill site of the scientific drilling in September 1986 on Kammleiten peak.



Fig. 141.
The Permian/Triassic boundary between the Bellerophon und Werfen-Formation in the upper part of the western Reppwand cliff.

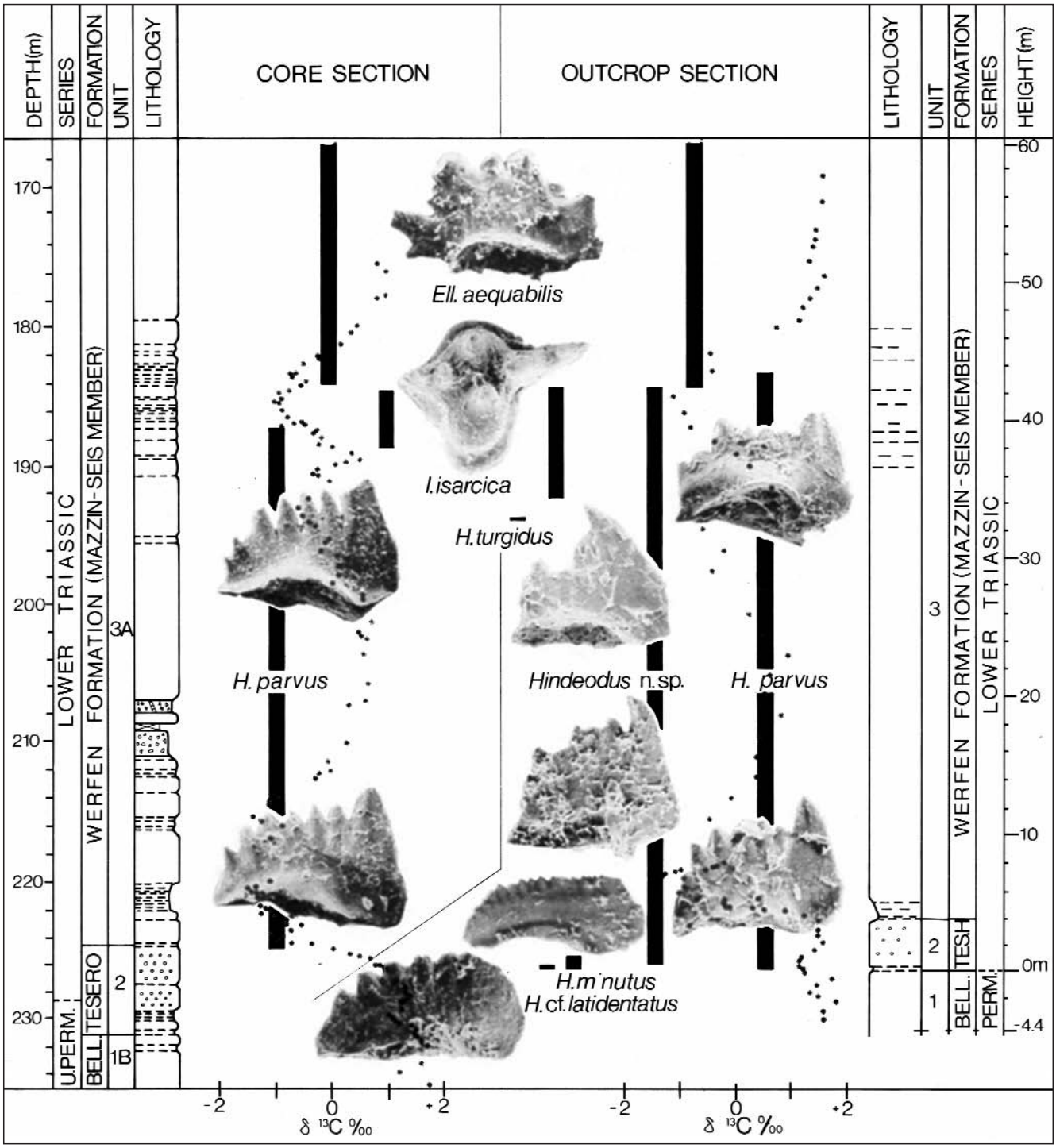


Fig. 142.
Conodont stratigraphy and ^{13}C and ^{12}C values at the Permian/Triassic boundary of core Gartnerkofel-1 and at the survey outcrop in the nearby Reppwand cliff section (from SCHÖNLAUB [1991].

mentioned perturbations may have lasted less than 200.000 years.

- In recent years a slightly modified scenario to explain all environmental and biological changes across the Permian/Triassic boundary (Fig. 143) was proposed by WARD (2006).

  Based on new fossil and geochemical evidence from biomarkers he pointed to a shocking environmental mechanism to explain the largest of all mass extinctions which according to him was triggered by an oxygen-depleted ocean spewing poisonous gas into the atmosphere as a result of global warming. The latter was caused by the release of large volumes of carbon dioxide and methane from extensive volcanic activity in Siberia around 251 million years ago.

  The new model of WARD (2006) explains the mass extinction at the end of the Permian as a series of interrelated environmental insults (see also LANE, 2007):

  1) The scenario started with the release of large volumes of carbon dioxide and methane from extensive volcanism in Siberia 251 million years ago causing rapid global warming.
  2) The warmer ocean absorbed less oxygen from the atmosphere.
  3) Low oxygen resulted in anoxia that destabilized the chemocline, where oxygenated water meets water

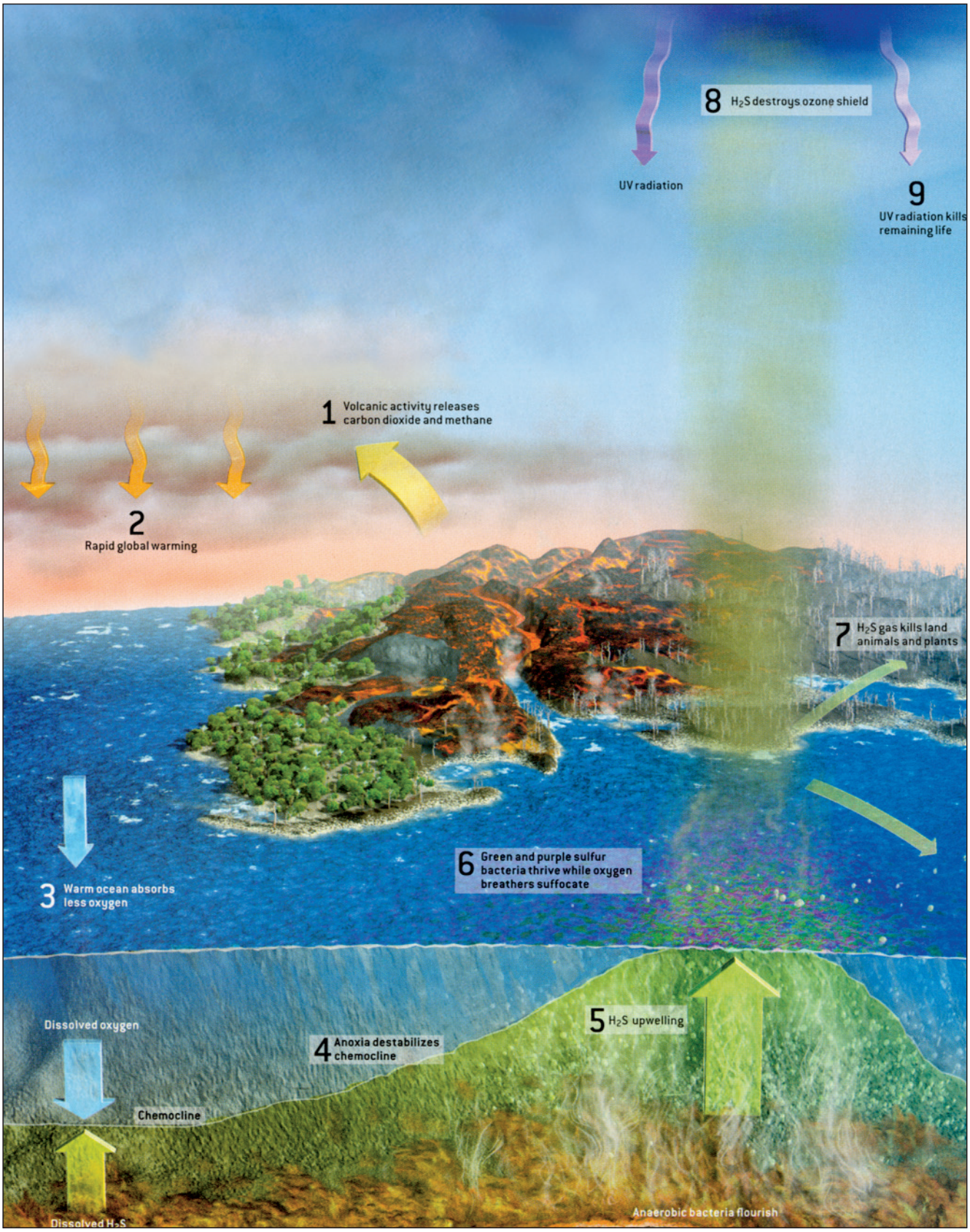


Fig. 143.
Scenario for the mass extinction event at the Permian/Triassic boundary some 251 Ma ago (from WARD [2006]).

enriched with hydrogen sulfide (H_2S) from bottom-dwelling anaerobic bacteria.

4) Due to increased concentration of H_2S and falling oxygen content the chemocline rose to the ocean surface.
5) While green and purple photosynthetic sulfur bacteria thrived in surface waters consuming H_2S, oxygen-dependent ocean life suffocates.
6) The release of toxic H_2S had lethal consequences for animals and plants on land, destroyed the planet's

ozone shield resulting in enhanced UV radiation that killed the remaining life.

7) In the Lower Triassic gradual cease of greenhouse gases emmission from volcanism accounted for the slow recovery of life on land and in the oceans.

12.7. Stop 7
Summit Station of Gartnerkofel Chairlift (1902 m)

- ÖK sheet 198, Weißbriach, 13°17'58"E/46°34'2"N; Geological Map Weißbriach 1 : 50 000, 1 : 10 000 (SCHÖNLAUB, 1987).
- Overview about the geology of the surrouding area with emphasis on the Late Paleozoic sequence and the Gartnerkofel Drilling Project. On the Kammleiten (1998 m) a scientific core was drilled in 1986 to analyze the P/T boundary (Fig. 140).
- Panoramic view along the Gail valley (with the „Gailtal Fault" as a part of the Periadriatic Line), the Gailtal Crystalline Complex overlain by the Permian to Triassic sequence of the Drauzug, as well as the Hohe Tauern in the background, representing the deepest exhumed parts of the Eastern Alps.
- The summit of the Gartnerkofel (2195 m) consists of Schlern Dolomite with a thickness of more than 500 m. On the Austrian side, it represents the youngest rocks in the Carnic Alps. The Schlern Dolomite is composed predominantly of massive dolomite, only in the southern cliff bedded limestones are intercalated. Beside rare conodonts the dolomite contains algal remains (*Diplopora annulata* and *Teutloporella nodosa*) and very rarely corals. The Gartnerkofel unit is separated from the Auernig section by a prominent fault with vertical displacements of several 100 m.

12.8. Stop 8
Saddle South of Summit Station (1856 m)

- ÖK sheet 198, Weißbriach, 13°18'1"E/46°33'54"N; Geological Map Weißbriach 1 : 50 000, 1 : 10 000 (SCHÖNLAUB, 1987).
- The conglomerates (Fig. 144) are composed of 3–4 cm-sized well rounded pebbles (more than 90 % quartz). The provenance of these quartz pebbles is unknown, but derived probably from a pegmatitic source in the metamorphic hinterland, which may have been situated north and west of the Gail valley. This assumption fits well with Variscan cooling ages in this area of 310 Ma pointing to exhumation and subsequent erosion of metamorphic cover rocks in the hinterland and transport of siliciclastic material into the transgressing epicontinental sea of the Tethys.



Fig. 144.
Quartz conglomerates on the northern side of the Garnitzen mountain.

12.9. Stop 9
Gugga (1928 m)

- ÖK sheet 198, Weißbriach, 13°17'58"E/46°33'46"N; Geological Map Weißbriach 1 : 50 000, 1 : 10 000 (SCHÖNLAUB, 1987).
- Typical Auernig cyclothem with a prominent algal mound (Figs. 25, 118).
- The succession starts at the base with quartz-rich conglomerates, overlying hummocky cross-stratified sandstones. Above the conglomerates follows a 10–20 cm thick siltstone-shale-horizon with abundant plant debris (Stefan). FRITZ & BOERSMA (1990) described 16 taxa from this locality (e.g. *Alethopteris bohemica, Odontopteris brardii* and *Pecopteris feminaeformis*). This interval is overlain by several meters of siltstone with intercalated fine sandstones.
- Above this clastic unit, the 16 m thick Gugga limestone follows, which displays distinct bedding at the base and in the upper parts. The central part is predominantly massive consisting of an algal mound of *Anthracoporella* wackestones and bafflestones. The bedded limestones belong to the intermound facies consisting of bioclastic wacke- to packstones. Fusulinoideans are common in the bedded limestones (KAHLER, 1983, 1985, 1986).
- On top of the limestone, fine-grained sandstones cover the underlying sediments. In former times, limonitic stained brachiopods have been found (productids and spiriferids). Sandstones represent the regressive part of the cyclothem.

12.10. Stop 10
Garnitzenberg North (1960 m)

- ÖK sheet 198, Weißbriach, 13°17'50"E/46°33'42"N; Geological Map Weißbriach 1 : 50 000, 1 : 10 000 (SCHÖNLAUB, 1987).
- A short distance before the trail divides, pebble-bearing sandstone beds are exposed with graded layers and cross-stratification. It reflects the fossil counterpart of clastic sediments deposited at the mouth of heavily loaded rivers.

12.11. Stop 11
Auernig (1853 m)

- ÖK sheet 198, Weißbriach, 13°17'14"E/46°33'31"N; Geological Map Weißbriach 1 : 50 000, 1 : 10 000 (SCHÖNLAUB, 1987).
- This locality represents one of the scientifically most interesting settings in the Carnic Alps. The Carboniferous succession at the western and southern flank of Auernig mountain with the repetitive alternations of conglomerates, sandstones, shales, and limestones has attracted geologists already at the end of the 19th century. SCHELLWIEN (1892), FRECH (1894) and GEYER (1896) investigated this area and introduced letters, respectively numbers for the individual beds. The uppermost limestone bed was labelled with the letter „s". SCHELLWIEN

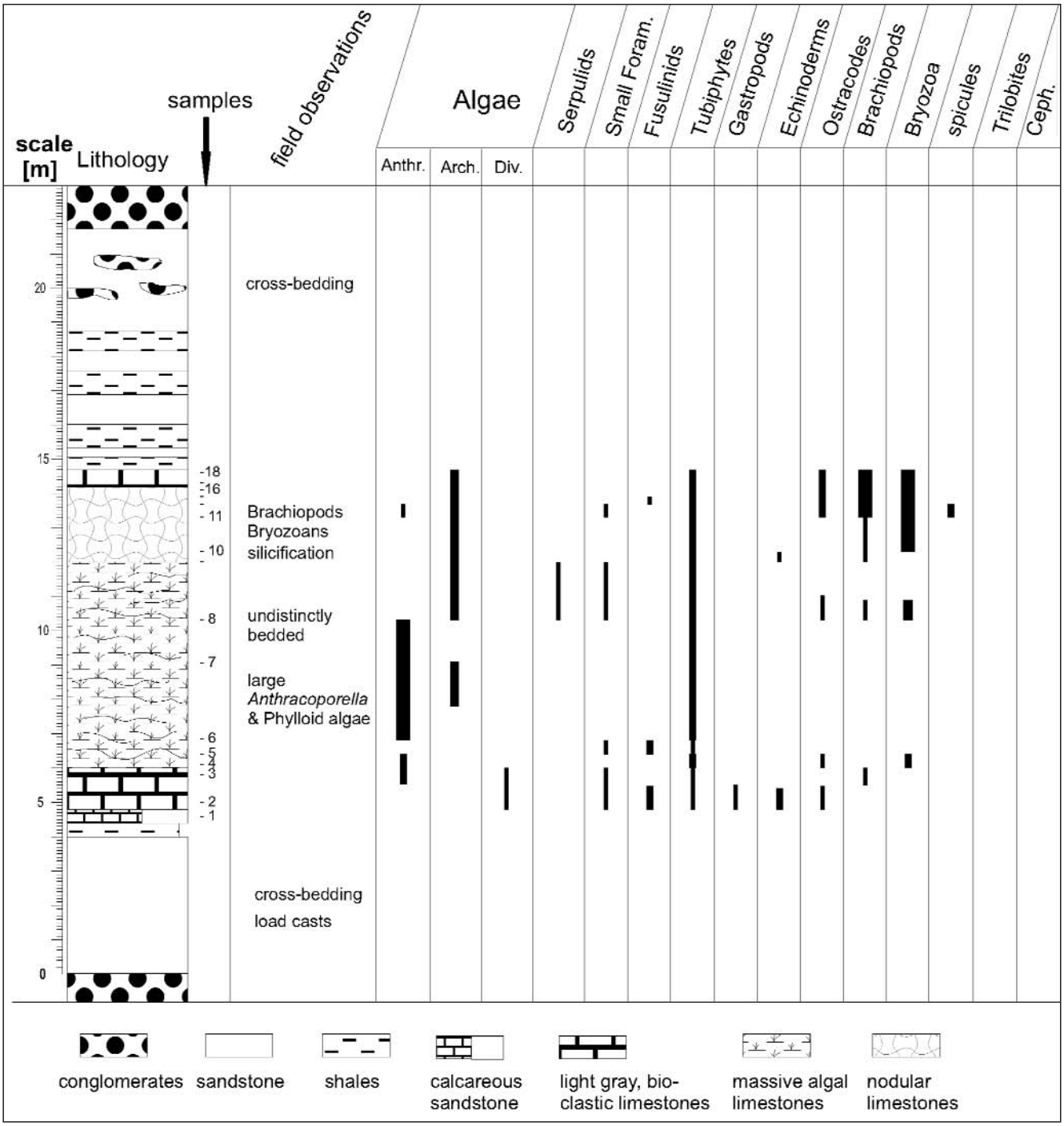


Fig. 145.
Lithology, microfacies, and fossil associations of the section along bed s at Auernig (from FOHRER [1991], SAMANKASSOU [1997a]).

(1898) studied the fusulinids from the Auernig section and established several new species. Holotypes of *Daixina communis* and *Dutkevitchia multiseptata* derived from bed s that of *Daixina alpina* from bed g (Fig. 150). The fauna belongs biostratigraphically to the *Daixina vasilkovskyi* Subzone (upper part of the *Daixina sokensis* Zone).

- Bed s yields selectively silicified remains of organisms (ostracodes, smaller foraminifers, fusulinids, bryozoa, brachiopods, and even fragments of calcareous algae), which can easily be isolated from the matrix by dissolution in acetic or even formic acid (Figs. 20, 147, 149).
- The kind of silicification (1:1 from $CaCO_3$ to SiO_2) led to a unique preservation of the fossils. Ostracodes with their delicate ornamented surfaces are preserved (Fig. 148). The fauna consists of 62 species, 75 % belong to the more or less unornamented order Podocopida, 25 % to the distinctly ornamented order Palaeocopida. It has been supposed that they have lived in a nearshore, shallow-marine and low-energy environment (BECKER, 1982; BLESS, 1983; FOHRER, 1991, 1997; FOHRER & SAMANKASSOU, 2005).
- In fusulinids, the keriothecal wall structure and also the „septal pores“ (apertures) are preserved in detail. Partial silicification of tests, or broken specimens allow to study the internal structures in a three-dimensional way under the SEM (Figs. 121, 122) and the functional morphology has been discussed by LEPPIG et al. (2005).
- Different types of microfacies occur, i. e. (1) massive autochthonous algae-wackestones (with *Archaeolithophyllum missouriense* and/or *Anthracoporella* in growth position)



Fig. 146.
Aerial photograph of the Naßfeld area.

and (2) bioclastic wackestones, packstones and grainstones. The latter display a markedly higher biodiversity.

The section measured along Bed s diplays a typical Auernig-cyclothem: It starts with a transgressive "fining-upward" sequence of conglomerates, hummocky cross-bedded sand- and siltstones, which grade upwards into bedded and massive limestones. In the upper part the limestones are followed by sandstones with conglomeratic beds, representing the regressive part (Figs. 25, 145).

12.12. Stop 12
Auernigalm – Auernig Limestone Breccia

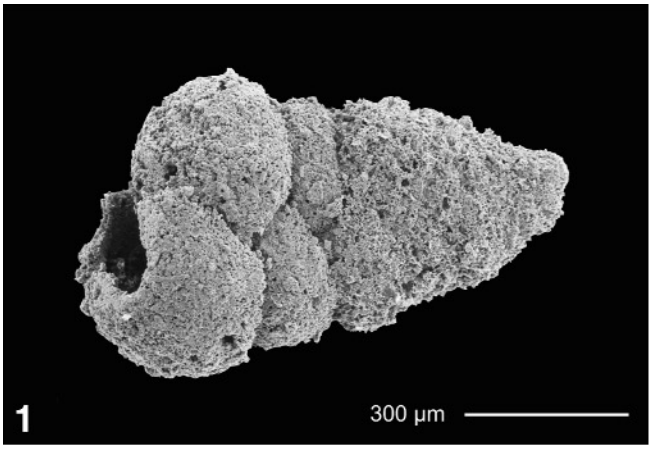
Auernig Limestone Breccia in the surroundings of the Auernig Alm. Contact to the underlying Hochwipfel Formation in the first ravine E of the Auernig Alm. Discussion of the genesis and age of the Auernig Limestone Breccia (cf. p. 126, Figs. 9–12, 89–92, 134, 152).

12.13. Stop 13
Parking at Road Near Italian Restaurants – Base of Auernig Formation

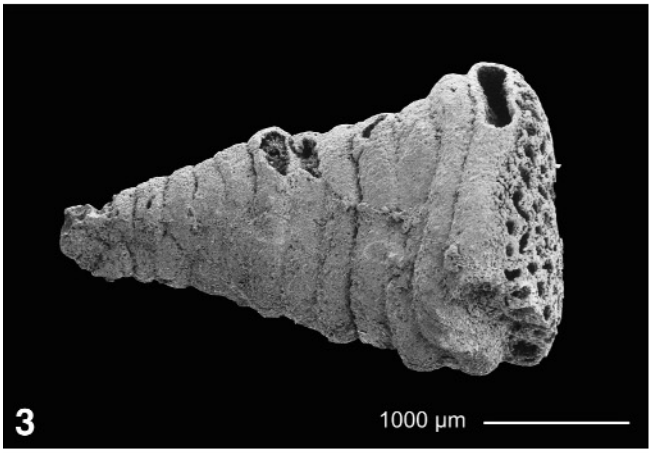
This locality (Fig. 151) has first been mentioned by PASINI, who described the new species *Protriticites* ? *pramollensis* (PASINI, 1963).

- **Fine-grained sandstone**
  The light brown, hummocky cross-bedded sandstone is up to 2.50 m thick. The top contains dark brown ferrogenous nodules. It is poorly laminated, with dark minerals enriched at the top of laminae. It is mainly composed of

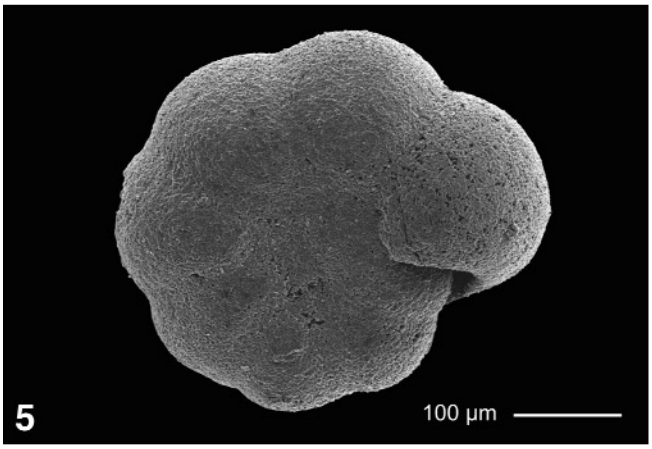
Fig. 147.
Smaller foraminifers from the "bed s" limestone, Auernig section (modified from FOHRER [1991]).
1,2 = *Palaeotextularia* sp.; 3,4 = *Cribrogenerina* sp.; 5,6 = *Endothyra* sp.; 7–9 = *Biseriella* sp.

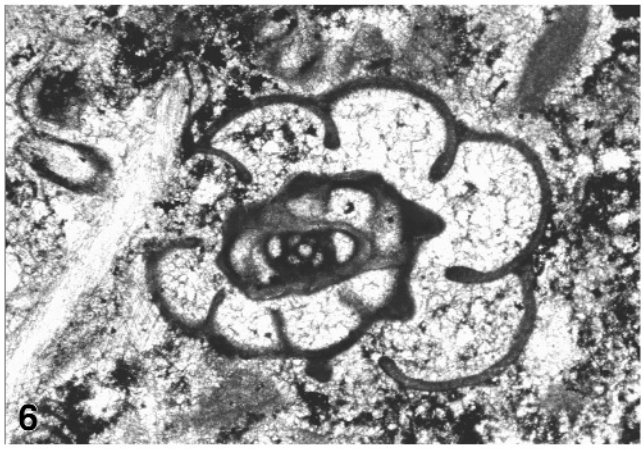

1
300 µm

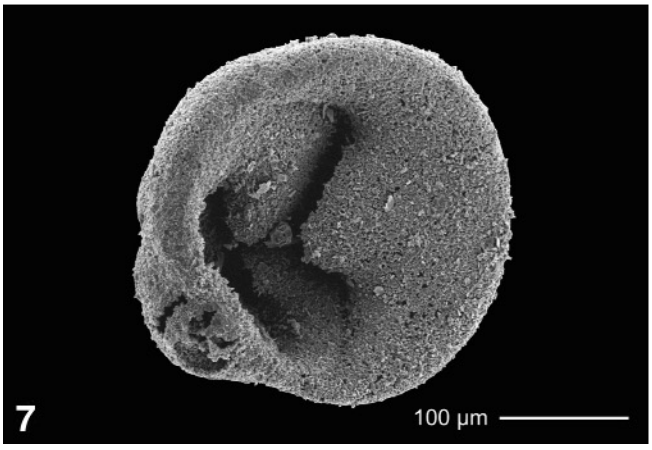

2

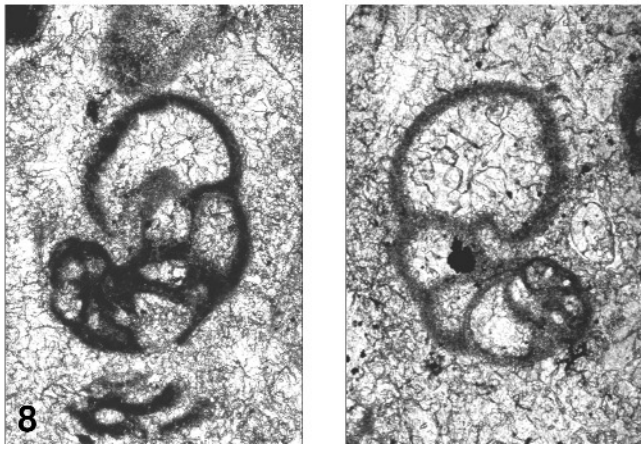

3
1000 µm


4


5
100 µm


6


7
100 µm


8

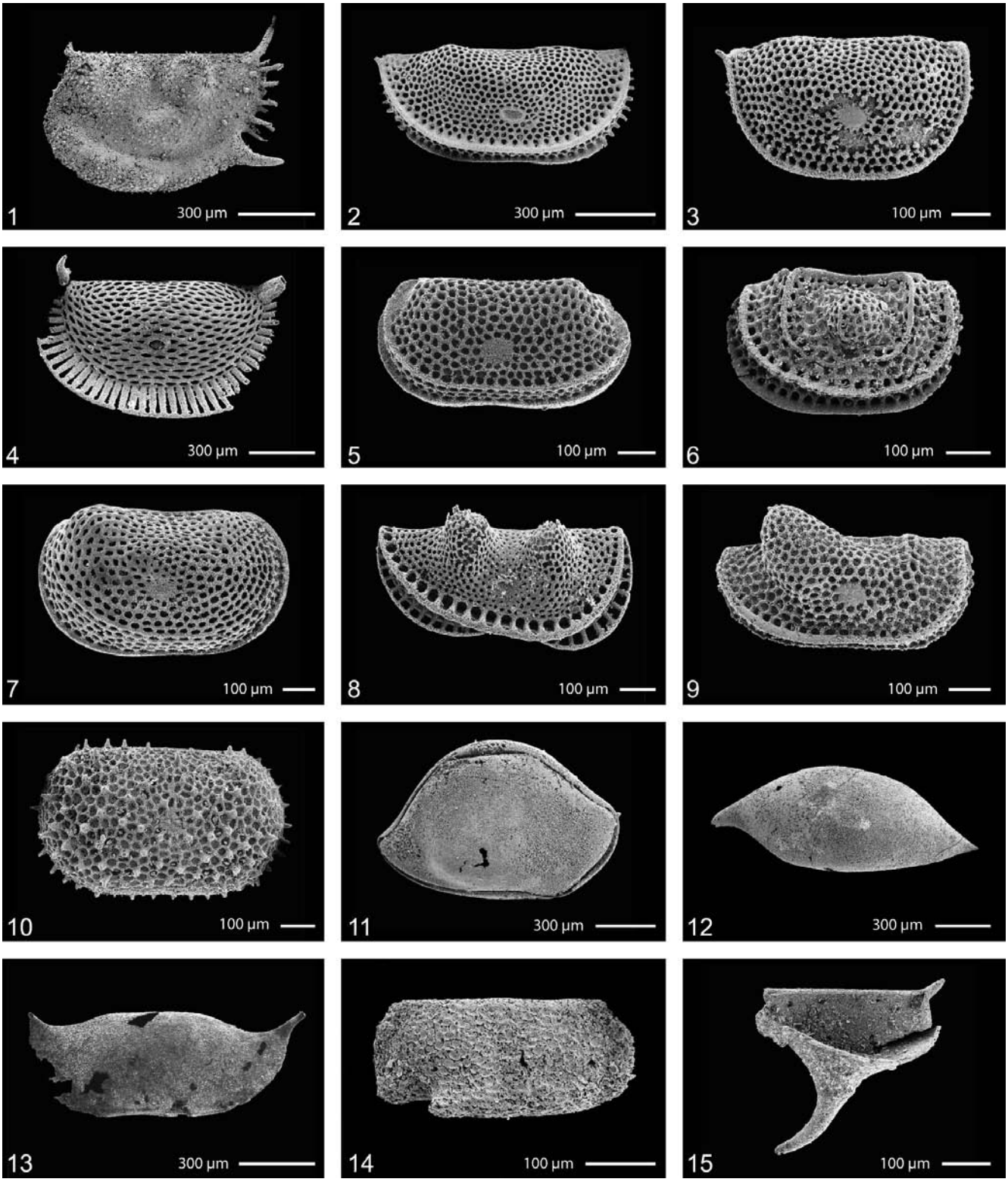
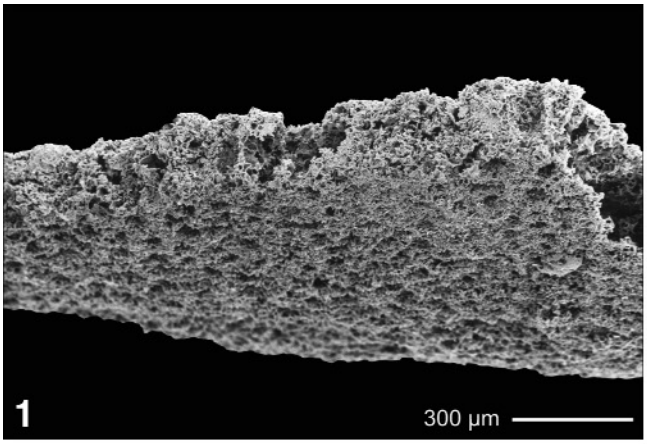


Fig. 148.
Silicified ostracodes from the "bed s" limestone, Auernig section (modified from FOHRER [1991]).
1 = *Hollinella (Hollinella) ulrichi* (KNIGHT, 1928); 2 = *Aurikirkbya hispanica* BECKER, BLESS & SÁNCHEZ DE POSADA, 1977; 3 = *Aurikirkbya carinthica* SÁNCHEZ DE POSADA & FOHRER, 2001; 4 = *Coronakirkbya pramolla* SÁNCHEZ DE POSADA & FOHRER, 2001; 5 = *Knightina* aff. *bassleri* KELLETT, 1933; 6 = *Amphissites (Amphissites) centronotus* (ULRICH & BASSLER, 1906); 7 = *Shleesha* cf. *pinguis* (ULRICH & BASSLER, 1906); 8 = *Kellettina carnica* RUGGIERI & SIVETER, 1975; 9 = *Semipetasus unicornus* FOHRER, 1991; 10 = *Roundyella simplicissima* (KNIGHT, 1928); 11 = *Bairdia* sp.; 12 = *Acratia* sp.; 13 = *Acanthoscapha* sp.; 14 = *Monoceratina* sp.; 15 = *Tricornina* sp.

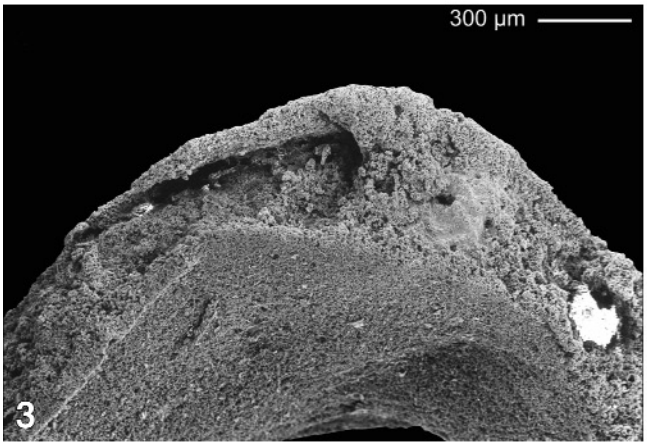
poor to subangular rounded quartz grains. Fractures up to 20 cm are characteristic. Irregular, partly anastomosing sets of stylolites are common.

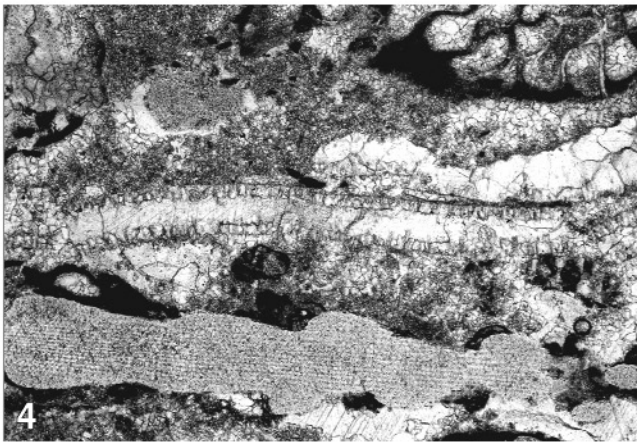
- **Fine-grained calcareous sandstone**
  This bed is only 10 cm thick. Quartz, the dominant constituent of this sandstone, is similar in form to that descri-

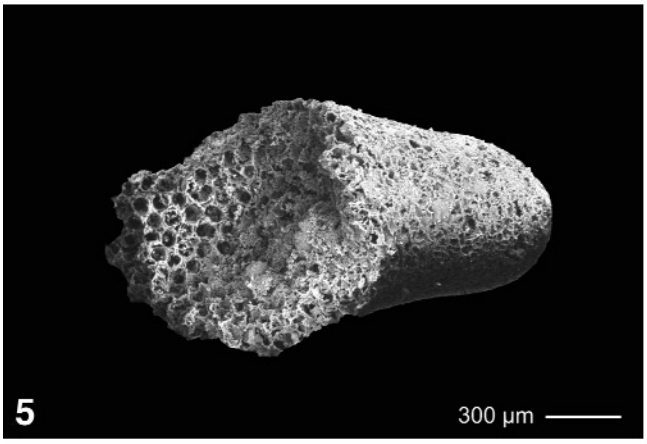
Fig. 149. ☛ ☞ ☛
Calcareous algae and bryozoans from the „bed s" limestone, Auernig section (modified from FOHRER, 1991).
1,2 = *Epimastopora* sp.; 3,4 = *Eugonophyllum* sp.; 5,6 = *Anthracoporella spectabilis* PIA, 1920; 7,8 = *Fenestella* sp.

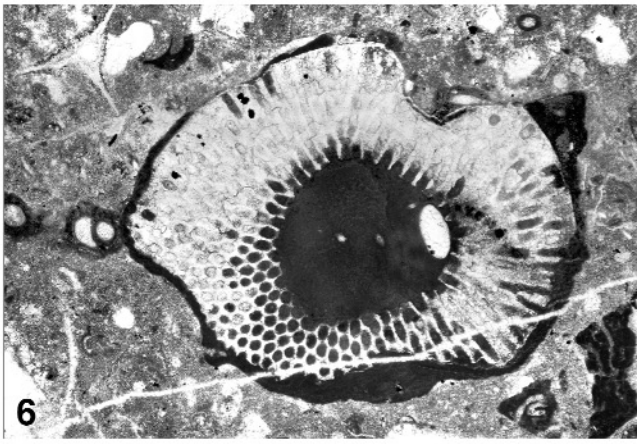

1
300 µm

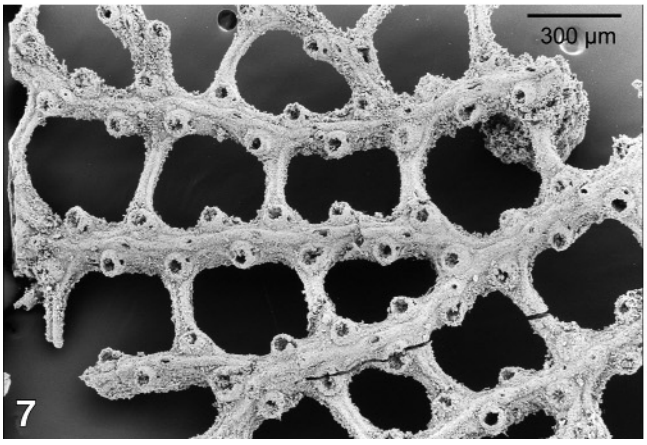

2

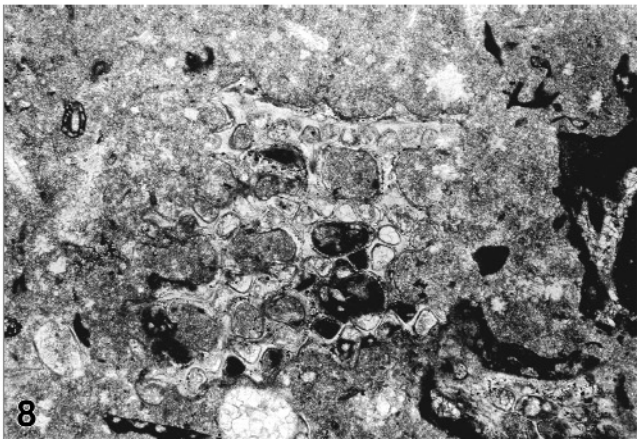

300 µm
3


4


5
300 µm


6


300 µm
7


8

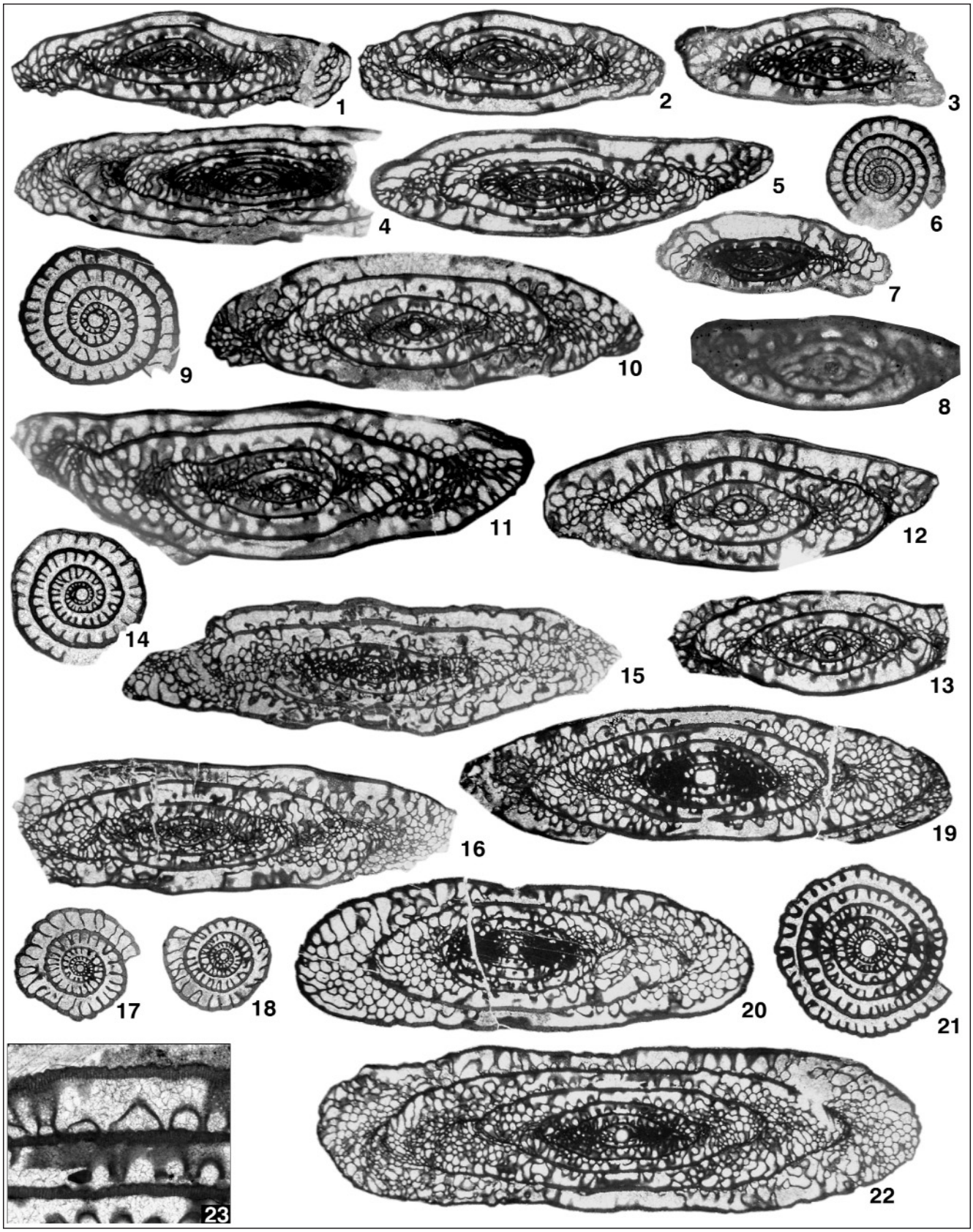


Fig. 150.
Fusulinoideans from the Auernig section (bed g and bed s) and from the Garnitzen section (bed 116 and bed 148) of the Auernig Formation (from FORKE [2006]). 1–3 = *"Triticites"* cf. *immutabilis*, bed s, bed 148; 4–6 = *"Triticites"* sp. A, bed s, bed 148; 7–8 = *"Triticites"* sp. B, microspheric specimen, bed 148 (8 = enlargement of the inner part with askew coiled first volution x 35); 9–14 = *Daixina communis*, bed s; 15–18 = *Daixina alpina*, bed g; 19–23 = *Dutkevitchia* aff. *multiseptata*, bed 116 (23 = enlargement of the wall to show small-scaled rugosity of the tectum, x 25).
Magnification of all specimens x 9, except 8 and 23.

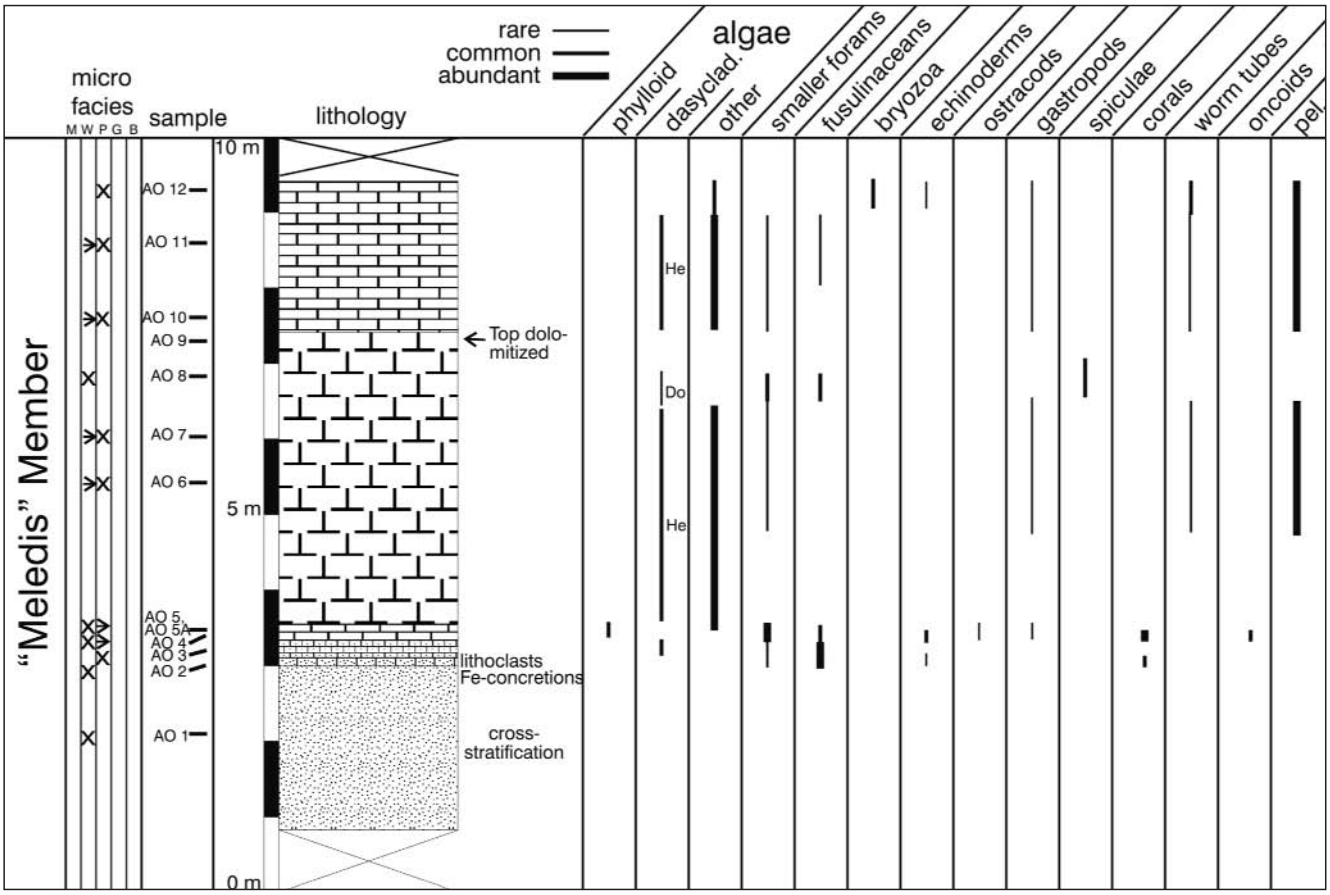


Fig. 151.
Lithology, microfacies, and fossil associations; section at the road parking representing foothill of Auernig mountain (Stop 8).

bed above. Approximately one third of the sediment consists of abraded fusulinids, crinoid debris, auloporid corals, and extraclasts. Extraclasts, up to 15 cm in diameter, consist commonly of calcisphere-bearing wackestone. Variegated opaque minerals are frequent. Mica is abundant towards the top.

- **Arenaceous limestone**
  This 20 cm thick bed consists of bioclastic packstone. It is fossil-rich, with fusulinids, algae (*Herakella, Beresella*), smaller foraminifers, ostracodes, and gastropods. Fossils in this microfacies are better preserved in comparison to the beds described above. Stylolites are frequent.
- **Dark, nodular bedded limestone**
  The dark nodular limestone is 20 cm thick and is composed of two beds. The lower bed is an oncolithic wackestone with a diverse fauna and flora: auloporid corals, fusulinids, smaller foraminifers, crinoid debris.
- **Massive limestone**
  The dark-grey massive limestone is 4 m thick. It consists of algal wackestone and packstone. The algae *Rectangulina* and *Beresella* constitute more than 90 % of the total biota. The remaining fossils are smaller foraminifers, gastropods, and sponge spiculae. The matrix is peloidal, showing clotted structures. The uppermost top is dolomitized.
- **Grey nodular bedded limestone**
  The nodular limestone is 2 m thick. It consists of bioturbated wackestone and packstone, similar to microfacies of the massive limestone described above. The biodiversity is higher towards the top with phylloid algae, *Eoflugelia*, fusulinids, bryozoans, crinoid stems, and worm tubes additionally to fossils described above. Peloids are more frequent compared to the massive limestone described above.
- **Identified fossils**
  Staffella sp., *Fusiella* cf. *rawi, Protriticites* ? *pramollensis* (PASINI, 1963).

12.14. Stop 14
Krone (Fossil Plants; 1730 m)

Since the second half of the 19th century fossil plants have been known from the Auernig Formation. HÖFER (1869) was the first who collected from the surroundings of Ofenalm and Kronalpe fossil plants which were assigned to 19 taxa by UNGER in 1870. In the meantime 93 taxa were identified and described from more than 40 occurrences of plants belonging to Equisetophyta (21), Lycophyta (11), Filicophyta (53), Pteridospermae and Pteridophylla and Cordaitospermae (8) respectively. A comprehensive review is provided by FRITZ, BOERSMA & KRAINER (1990) and FRITZ & KRAINER (2006, 2007).

The most famous plant occurrence is located on the western slope of the Krone mountain at an altitude of some 1730 m (Figs. 153, 154). In 1988 it was included as Stop 10 into the „Geotrail" tour in the Carnic Alps and has thus been presented to the wider public (Fig. 155).

The plant-bearing beds are distributed over some meters and consist of fine-grained sandstones and siltstones. Due to the activities of collectors the outcrop has suffered very much during the last decades. During the 80ies even a fossil trunk with a diameter of 90 cm and a length of almost 1 m was found which was identified as *Syringodendron* sp., representing a lycopsid plant. Today the remarkable Steinkern is exhibited in the local museum of Möderndorf. The more common plant fossils range between cm and dm-size, the majority of which represent fossil leaves. Most abundant are remains of representatives of true ferns (Filicophyta) and seed ferns (Pteridospermae). Frequently occurring are

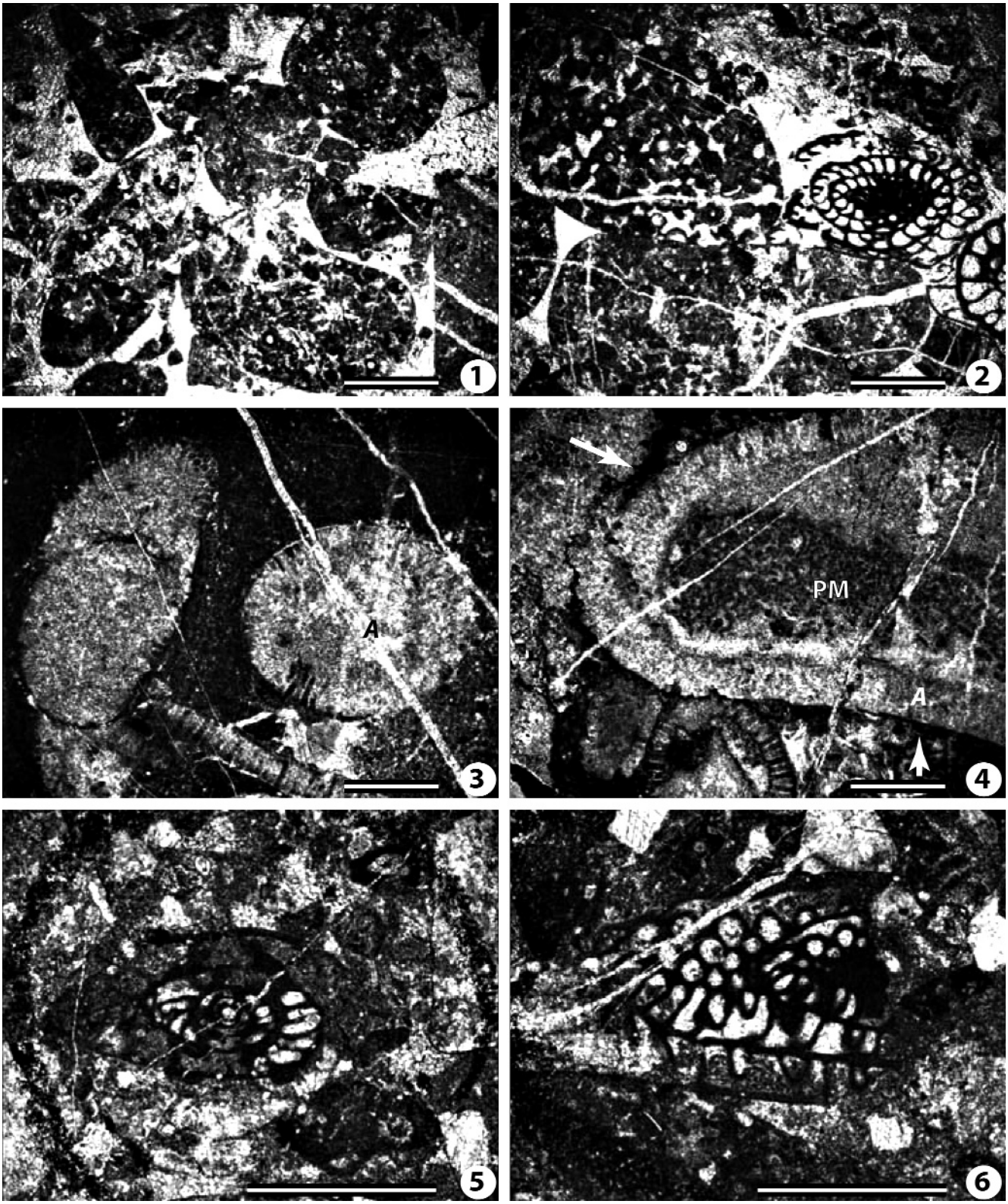
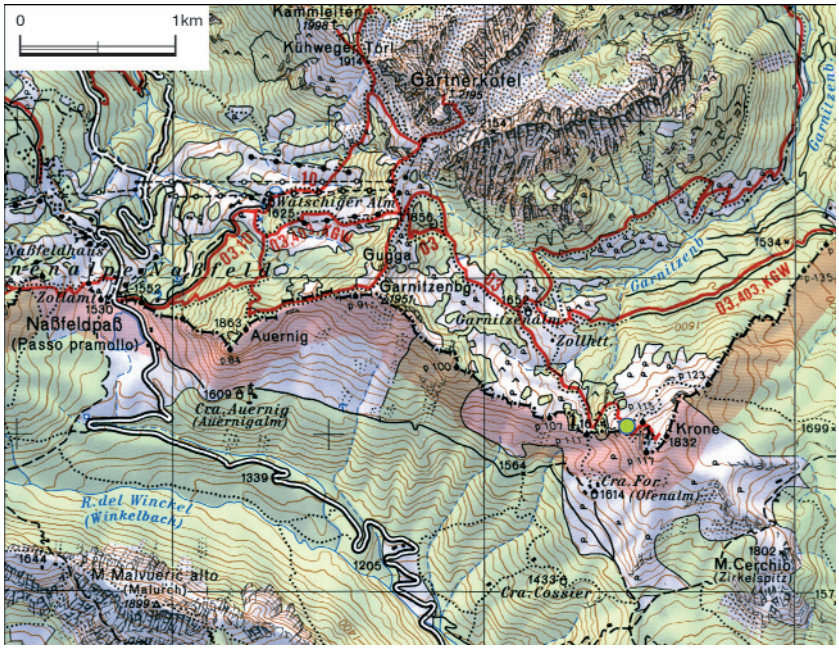


Fig. 152.
Photomicrographs of components of the Auernigalm Limestone Breccia. Locality Auernigalm East (E. SAMANKASSOU, unpublished).
1–2: Rounded mm-size extraclasts including reworked fusulinids.
3–4: Details from breccia components originating from *Anthracoporella*-bearing limestones. Such components consist of boundstone texture including large *Anthracoporella* thalli (A), encrustations (arrow) as well as peloidal micrite (PM) filling cavities and correspond to *Anthracoporella*-mound facies known from the Auernig and Schulterkofel Formation.
5–6: Detail of broken fusulinids in the breccia matrix. Scale bar is 0.5 mm long (courtesy of E. SAMANKASSOU).

also the species *Annularia stellata* and *Annularia sphenophylloides* as well as fossil trunks of Equisetophyta (*Calamites* sp.) preserved as Steinkern. In addition, representatives of Lycophyta can be found. They are generally preserved as fragments of the honey bee-like structured surface of the trunk (e.g. *Sigillaria* sp.) and not as fossil leaves which rarely occur. Fragments of leaves showing the typical fine parallel veins that characterize the leaves of cordaits are more abundant in the Grenzland Formation than in the Auernig Formation of this locality.

Fig. 153.
Geographic position of the fossil plant-bearing locality at the montain Krone.



The floral remains suggest a subtropical to tropical humid climate. Apparently, the well-preserved flora has been transported only over short distances. It may originate from a coastal region characterized by dissimilated trees.

The majority of fossil plant localities is restricted to the Auernig Formation but some may also be found in the Grenzland Formation. The latter is generally less diverse and less rich. The examples shown in Figs. 16–18 derived from Krone mountain (Auernig Formation), base of mountain Schulterkofel (Auernig Formation) and the eastern part of Rattendorfer Schneid (Grenzland Formation).

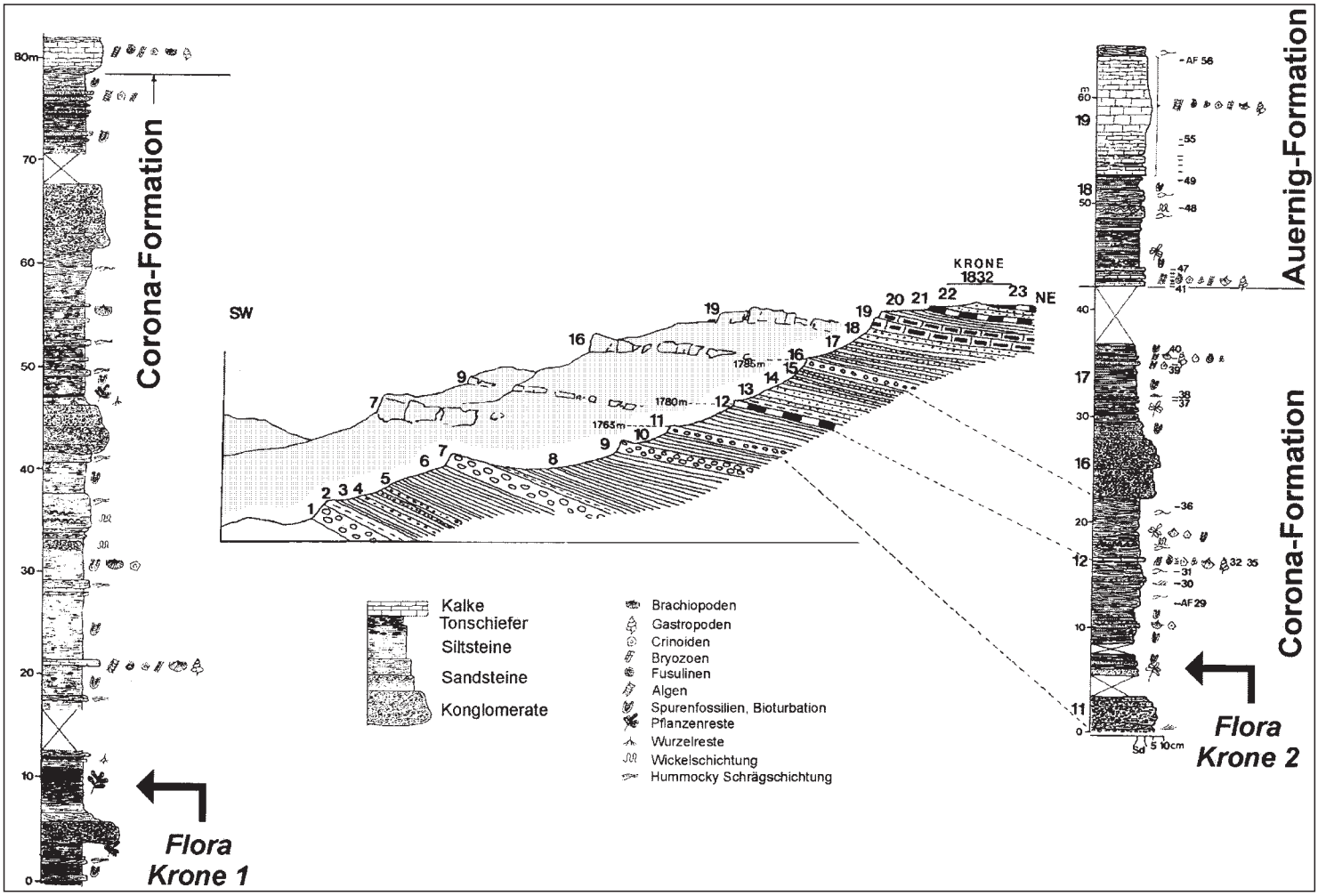


Fig. 154.
Cross section through the western slope of Krone mountain showing the fossil plant-bearing locality „Flora Krone 1“ at an altitude of 1730 m. A second plant locality is exposed on the southern slope („Flora Krone 2“) at 1770 m. Modified from KRAINER (1990), FRITZ & KRAINER (1993) and GEYER (1897), respectively. Note the fossil horizon of „Flora Krone 2“ within the horizon 11 in the section of GEYER.

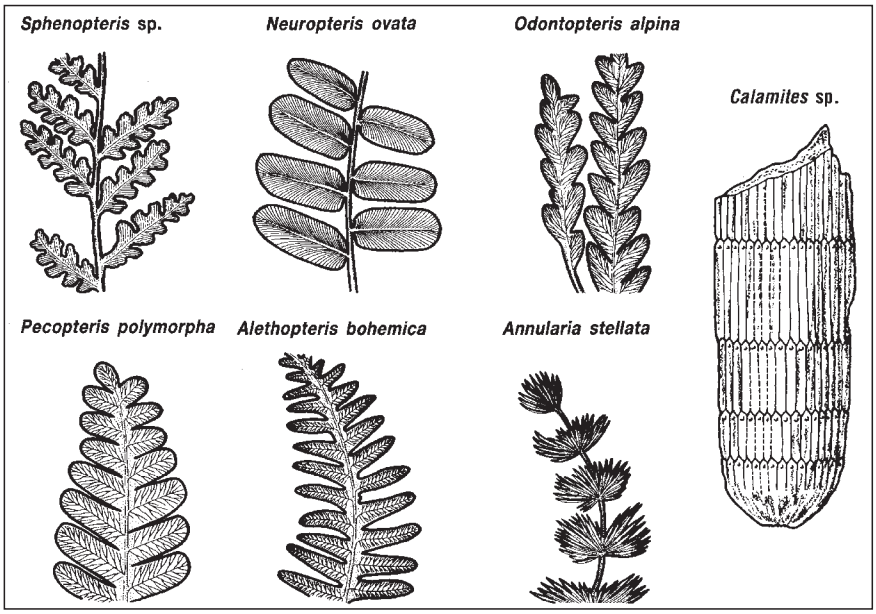


Fig. 155.
Some of the more abundant plants of Stop 10 of the Geotrail (modified from SCHÖNLAUB, 1991).

Fossil plants generally occur in silt- and claystones as well as coal seams underlying or overlying conglomerates. Very rarely root horizons can be found similar to the famous discovery of the 1 m long and 800 kg heavy Steinkern of *Syringodendron* sp. This suggests a partly autochthonous coastal vegetation. Other plant remains, however, may have been washed into the shallow sea by rivers.

Dank – Acknowledegments

Die vorliegende Arbeit ist das Ergebnis einer jahrelangen intensiven und durch eine herzliche Freundschaft geprägten Zusammenarbeit beider Autoren, die gleichermaßen zu dieser „Bestandsaufnahme" beigetragen haben.

Dennoch sind wir uns bewusst, dass damit kein Schlussstrich unter die Erforschung des Jungpaläozoikums der Karnischen Alpen gezogen wird, sondern vielmehr Anregungen zu einer weiteren Beschäftigung in und mit dieser Gegend gegeben wird. Nicht unerwähnt bleiben soll, dass hier auch die eine oder andere unveröffentlichte Arbeit bzw. solche in „grauer Literatur" eingeflossen sind, die wir dankbar aufgenommen haben. Insbesondere sei hier den Herren P. EICHHÜBEL, W. BUGGISCH und A. FRITZ gedankt, Letzterem für die Information über alle Vorkommen fossiler Pflanzen, die vor Veröffentlichung in der Karte eingetragen werden konnten.

Großer Dank gebührt auch der Geologischen Bundesanstalt für die jahrelange großzügige Unterstützung von Geländearbeiten, Beiträgen zur einheitlichen graphischen Gestaltung der Abbildungen und für den Druck dieses umfangreichen Werkes in der Reihe der „Abhandlungen". Die Druckvorbereitung lag in den bewährten Händen von Dr. A. DAURER, dem herzlich gedankt sei. Dank gebührt ebenfalls der Deutschen Forschungsgemeinschaft (DFG) und dem Schweizer Nationalfonds (SNF) für die Finanzierung der Forschungsprojekte. Nicht zuletzt möchten die Autoren ihren ehemaligen Hochschullehrern, H.W. FLÜGEL und E. FLÜGEL, die sie für die Karnischen Alpen begeistert haben, danken.

Literatur – References

ACCORDI, B. (1959): Il Permiano superiore delle Dolomiti e le sue relazioni con l'orogenesi ercinica. – Estudios Geológicos, **15**, 1–17.

ALJINOVIČ, D. & KOZUR, H. (2003): Resedimented Carboniferous and Lower Permian radiolarians in Roadian (Middle Permian) deep water clastic complex of Gorski Kotar region (Croatia). – In: VLAHOVIČ, I. (ed.) : 22nd IAS Meeting of Sedimentology, Opatija, Croatia, Abstract Book, 4.

ARGYARIADIS, I. (1970): La position des Alpes carniques dans l'orogène alpin et le problème de la limite alpinadinarique. – Bull. Soc. Geol. France (7), **12**, 473–480, Paris.

ARGNANI, A. (1982): Rilevamento geologico e stratigrafia dei rapporti fra Catena Paleocarnica e molassa permo-carbonifera nei dintorni del Monte di Val Dolce (Alpi Carniche). – Unpublished thesis, Univ. Bologna.

ARGNANI, A. & CAVAZZA, W. (1984): New examples of Hercynian angular unconformity in the Southern Alps: Creta di Rio Secco (Eastern Carnic Alps). – Giorn. di Geologia, ser. 3, **46**/1, 15–23, Bologna.

ARTHAUD, F. & MATTE, P.H. (1977): Late Paleozoic strike-slip faulting in southern Europe and northern Africa: result of a right lateral shear zone between the Appalachians and the Urals. – Geol. Soc. Am. Bull., **88**, 1305–1320.

AVANZINI, M. & WACHTLER, M. (1999): Dolomiten. Reisen in die Urzeit. – 150 S., Athesia (Bozen).

BAHAMONDE, J.R, VERA, C. & COLMENERO, J.R. (2000): A steep-fronted Carboniferous carbonate platform: clinoformal geometry and lithofacies (Picos de Europa Region, NW Spain). – Sedimentology, **47**, 645–664.

BECKER, G. (1982): Fazies-anzeigende Ostracoden-Vergesellschaften aus dem frühen Oberkarbon des Kantabrischen Gebirges (N-Spanien). – N. Jb. Geol. Paläont. Abh., **164**, 307–333, Stuttgart.

BECKER, G. & FOHRER, B. (1990): Schließmuskel-Feld eines kirkbyiden Ostracoden aus dem hohen Oberkarbon. – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1990**/6, 329–335.

BENSH, F.R. (1972): Stratigrafija i fusulinidy verchnego paleozoja Juzhnoj Fergany. – Acad. nauk USSR, 1–146, 31 pls., Tashkent (Izd. "FAN").

BERGER, W. (1960): Neue Funde von Oberkarbonpflanzen in den Auernigschichten (Kärnten). – Verh. Geol. B.-A., **2**, 253–261, Wien.

BLESS, M.J.M. (1983): Late Devonian and Carboniferous ostracod assemblages and their relationship to the depositional environment. – Bull. Soc. Belge Géol., **92**, 31–53.

BOECKELMANN, K. (1985): Mikrofazies der Auernig-Schichten und Grenzland-Bänke westlich des Rudnig-Sattels (Karbon–Perm, Karnische Alpen). – Facies, **13**, 155–174, Erlangen.

BOECKELMANN, K. (1988): Die Werfener Schichten in den Karnischen Alpen und westlichen Karawanken (Österreich und Italien). – Unveröff. Diss., 213 S., Rheinisch-Westfälische Technische Hochschule Aachen.

BOECKELMANN, K. (1991): The Permian–Triassic of the Gartnerkofel-1 Core and the Reppwand Outcrop Section (Carnic Alps, Austria). – In: W.T. HOLSER & H.P. SCHÖNLAUB (eds.): The Permian–Triassic Boundary in the Carnic Alps of Austria (Gartnerkofel Region) . – Abh. Geol. B.-A., **45**, 17–36.

BOSELLINI, A. (1998): Geologie der Dolomiten. – 192 S., Athesia (Bozen).

BOWRING, S.A., ERWIN, D.H., JIN, Y.G., MARTIN, M.W., DAVIDEK, K. & WANG, W. (1998): U/Pb Zirkon Geochronology and Tempo of the End-Permian Mass Extinction. – Science, **280**, 1039–1045.

BRACK, P., RIEBER, H., NICORA, A. & MUNDIL, R. (2005): The Global boundary Stratotype Section and Point (GSSP) of the Ladinian Stage (Middle Triassic) at Bagolino (Southern Alps, Northern Italy)

and ist implications for the Triassic time scale. – Episodes, **28**(4), 233–244.

BRANDNER, R. & MOSTLER, H. (1982): Der geologische Aufbau des Schlerngebietes und seiner weiteren Umgebung. – In: Exkursionsführer Jahrestagung Österr. Geol. Ges., Seis am Schlern, 1–43.

BUGGISCH, W. (1975): Die Bellerophonschichten der Reppwand (Gartnerkofel) (Oberperm, Karnische Alpen). Untersuchungen zur Fazies und Geochemie. – Carinthia II, **84**, 17–26, Klagenfurt.

BUGGISCH, W. (1978): Die Grödener Schichten (Perm, Südalpen). Sedimentologische und geochemische Untersuchungen zur Unterscheidung mariner und kontinentaler Sedimente. – Geol. Rundsch., **67**, 149–180.

BUGGISCH, W. & FLÜGEL, E. (1980): Die Trogkofel-Schichten der Karnischen Alpen – Verbreitung, geologische Situation und Geländebefund. – In: FLÜGEL, E (ed.): Die Trogkofel-Stufe im Unterperm der Karnischen Alpen, Carinthia II, Sh. **36**, 13–50, Klagenfurt.

BUGGISCH, W., FLÜGEL, E., LEITZ, F. & TIETZ, G.-F. (1976): Die fazielle und paläogeographische Entwicklung im Perm der Karnischen Alpen und in den Randgebieten. – Geol. Rundschau, **65**, 649–690.

BUSER, S. & FORKE, H.C. (1996): Lower Permian (Asselian) conodonts from the Karawanken Mts. (Slovenia). – Geologija, **37/38**, 153–171, Ljubljana.

BUSER, S., GRAD, K., OGORELEC, B., RAMOVŠ, A. & ŠLIBAR, L. (1988): Stratigraphical, paleontological and sedimentological characteristic of upper Permian beds in Slovenia, NW Yugoslavia. – Mem. Soc. Geol. It., **34** (1986), 195–210, Roma.

BUTTERSACK, E. & BOECKELMANN, K. (1984): Palaeoenvironmental evolution during the Upper Carboniferous and the Permian in the Schulter-Trogkofel area (Carnic Alps, Northern Italy). – Jb. Geol. B.-A., **126**/3, 349–358, Wien.

CANTELLI, C., SPALLETTA, C., VAI, G.B. & VENTURINI, C. (1982): Sommersione delle piattaforme e rifting Devono-Dinantiano e Namuriano nella geologia del Passo di Monte Croce Carnico. – In: CASTELLARIN, A. & VAI, G.B. (Hrsg.): Guida alla geologia del Sudalpino centro-orientale, Soc. Geol. Ital., 293–303.

CATHLES, L.M. & HALLAM, A. (1991): Stress-induced changes in plate density, Vail sequences, epeirogeny, and short-lived global sea-level fluctuations. – Tectonics, **10**, 659–671.

CASSINIS, G., AVANZINI, M., CORTESOGNO, L., DALLAGIOVANNA, G., DI STEFANO, P., GAGGERO, L., GULLO, M., MASSARI, F., NERI, C., RONCHI, A., SENO, S., VANOSSI, M., VENTURINI, C. (1998): Synthetic Upper Paleozoic Correlation Charts of selected Italian areas. – Atti Tic. Sc.Terra, **40**, 65–120, Pavia.

CHUVASHOV et al. (2002): Progress report on the base of the Artinskian and base of the Kungurian by the Cisuralian Working Group, Permophiles, **41**, 13–16.

CHUVASHOV, B.I., LEVEN, E.J., DAVYDOV, V.I. et al. (1986): Pogranitschnye otlozhenija karbona i permi urala, priurala i srednej azii (biostratigrafija i korreljacija). – Izdat. nauka, 1–152, Moskva.

CONTI, M.A., FONTANA, D., MARIOTTI, N., MASSARI, F., NERI, C., NICOSIA, U., PASINI, M. & PITTAU, D. (1986): The Bletterbach-Butterloch Section (Val Gardena Sandstone and Bellerophon Formation). – In: Ital. IGCP Group: Conference on Permian and Permian-Triassic Boundary in the South-Alpine segment of the Western Tethys, Guidebook, 99–109.

CONTI, M.A., LEONARDI, G., MARIOTTI, N. & NICOSIA, U. (1975): Tetrapod footprints, fishes and molluscs from the Middle Permian of the Dolomites (N. Italy). – Mem. Geopal. Univ. Ferrara, **3**(2), 141–150.

CROWELL, J.C. (1978): Gondwanan glaciation, cyclothems, continental positioning, and climate change. – American Journal of Science, **278**, 1345–1372.

DACHROTH, W. (1988): Gesteinsmagnetischer Vergleich permischer Schichtenfolgen in Mitteleuropa. – Zeitschrift für Geologische Wissenschaften, **16**, 959–968.

DAVYDOV, V.I., BARSKOV, I.S., BOGASLOVSKAYA, M.F. & LEVEN, E.Y. (1994): The Carboniferous–Permian Boundary in Stratotype Sections of the South Urals and its Correlation. – Stratigraphy and Geological Correlation, Vol. 2, no. 3, 230–243.

DAVYDOV, V.I. & KOZUR, H. (1997): Position of the Carboniferous–Permian boundary in the Carnic Alps compared with the stratotype region. – Proceedings of the XIIIth International Congress on the Carboniferous and Permian, 123–127, Krakow

DAVYDOV, V.I., SCHIAPPA, T.A. & SNYDER, W.S. (2003): Testing the sequence stratigraphy model: response of fusulinacean fauna to sea-level fluctuations (examples from Pennsylvanian and Cisuralian of the Pricaspian – southern Urals region). – In: Micropaleontological Proxies for Sea-Level Change and Stratigraphic Discontinuities. SEPM (Society for Sedimentary Geology) Special Publication, **75**, 361–378.

DAVYDOV, V.I. & KRAINER, K. (1999): Fusulinid assemblages and facies of the Bombaso-Formation and basal Meledis-Formation (Moscovian–Kasimovian) in the Central Carnic Alps (Austria/Italy). – Facies, **40**, 157–196, Erlangen.

DAVYDOV, V.I., GLENISTER, B.F., SPINOSA, C., RITTER, S.M., CHERNYKH, V.V., WARDLAW, B.R. & SNYDER, W.S. (1998): Proposal of Aidaralash as GSSP for the base of the Permian System. – Episodes, **21**/1, 11–18.

DICKINSON, W.R., SOREGHAN, G.S. & GILES, K.A. (1994): Glacioeustatic origin of Permo-Carboniferous stratigraphic cycles: evidence from the southern Cordilleran foreland region. – In: DENNISON, J.M. & ETTENSOHN, F.R. (eds.): Tectonic and Eustatic Controls on Sedimentary Cycles. Soc. Econ. Paleontol. Mineral., Concepts in Sedimentology and Paleontology, **4**, 25–34.

DOBRETSOV, N.L. & VERNIKOVSKY, V.A. (2001): Mantle plumes and their geological manifestations. – Int. Geol. Rev., **43**, 771–787.

DOLENEC, M., OGORELEC, B. & LOJEN, S. (2003): Upper Carboniferous to Lower Triassic carbon isotope signature in carbonate rocks of the Western Tethys (Slovenia). – Geologica Carpathica, **54**/4, 217–228, Bratislava.

DOLENEC, T., OGORELEC, B., DOLENEC, M. & LOJEN, S. (2004): Carbon isotope variability and sedimentology of the Upper Permian carbonate rocks and changes across the Permian–Triassic boundary in the Masore section (Western Slovenia). – Facies, **50**, 287–299.

EDWARD, D. & RIDING, R. (1989): Mikroskeletal-microbial fenestral reef framework, Lower Permian Trogkofel Formation, Carnic Alps, Austria. – Algae in Reefs Symposium, Granada, Abstract, 11–12.

EICHHÜBEL, P. (1988): Gross- und kleintektonische Untersuchungen zum alpidischen und variszischen Gebirgsbau in den östlichen Karnischen Alpen (Österreich/Italien). – Diplomarb. Formal- und Naturwiss. Fak. Univ. Wien, IV + 123 S.

ENOS, P. & PERKINS, R.D. (1977): Quaternary Sedimentation in South Florida. – Geol. Soc. America Memoir, **147**, 198 pp.

ERWIN, D.H. (2006): How Life on Earth Nearly Ended 250 Million Years Ago. – Princeton University Press, Princeton, N.J., 306 S.

FARABEGOLI, E., JADOUL, M. & MARTINES, M. (1985): Stratigrafia e paleogeografia Anisiche delle Alpi Giulie occidentali. – Riv. Ital. Paleont. Strat. **91**, 147–196, Milano.

FELSER, K. (1974): Die jungpaläozoische Transgression am Roßkofel (Karnische Alpen). – Carinthia II, **84**, 39–41, Klagenfurt.

FELSER, K. & KAHLER, F. (1963): Die Geologie der Rattendorfer Alm (Karnische Alpen). – Carinthia II, **73**, 72–90, Klagenfurt.

FENNINGER, A. (1971): Bericht über detailstratigraphische Aufnahmen der oberkarbonen Auernigschichten im Raume Naßfeld (Karnische Alpen). – Verh. Geol. B.-A., **1971**/3, 633–636, Wien.

FENNINGER, A. (1982): Dasycladaceen (Kalkalgen) aus dem Schlerndolomit des Gartnerkofels (Karnische Alpen). – Carinthia II, **92**, 105–107.

FENNINGER, A., FLÜGEL, E., FLÜGEL, H.W., HOLZER, H.-L. & SCHÖNLAUB, H.P. (1971): Zur variszischen Orogenese in den Karnischen Alpen – Eine Stellungnahme. – Verh. Geol. B.-A., **1971**, A149–A153, 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**/3,637–642, Wien.

FENNINGER, A., SCHÖNLAUB, H.P., HOLZER, H.-L. & FLAJS, G. (1976): Zu den Basisbildungen der Auernigschichten in den Karnischen Alpen (Österreich). – Verh. Geol. B.-A., **1976**, 243–255, Wien.

FLÜGEL, E. (1968): Bericht über fazielle und stratigraphische Untersuchungen im Perm der Karnischen Alpen. – Carinthia II, **78**, 38–65, Klagenfurt.

FLÜGEL, E. (1971): Palökologische Interpretation des Zottachkopf-Profils mit Hilfe von Kleinforaminiferen. – Carinthia II, Sonderheft **28**, 61–96, 3 Abb., 4 Taf., 2 Tab., Klagenfurt.

FLÜGEL, E. (1975): Fazies-Interpretation der unterpermischen Sedimente in den Karnischen Alpen. – Carinthia II, **84**, 43–62, Klagenfurt.

FLÜGEL, E. (1980): Die Mikrofazies der Kalke in den Trogkofel-Schichten der Karnischen Alpen. – In: FLÜGEL, E. (ed.): Die Trogkofel-Stufe im Unterperm der Karnischen Alpen, Carinthia II, Sonderheft **36**, 51–99, Klagenfurt.

FLÜGEL, E. (1981): Lower Permian *Tubiphytes/Archaeolithoporella* buildups in the southern Alps (Austria and Italy). – SEPM, Spec. Publ., **30**, 143–160, Tulsa.

FLÜGEL, E. & AGIORGITIS, G. (1970): Rotsedimentation im Trogkofel-Kalk (höheres Unter-Perm) der Karnischen Alpen. – Anz. Österr. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., **1970**/9, 173–178, Wien.

FLÜGEL, E. & FLÜGEL-KAHLER, E. (1980): Algen aus den Kalken der Trogkofel-Schichten der Karnischen Alpen. – In: FLÜGEL, E. (ed.): Die Trogkofel-Stufe im Unterperm der Karnischen Alpen, Carinthia II, Sonderheft **36**, 113–182, Klagenfurt.

FLÜGEL, E., FOHRER, B., FORKE, H., KRAINER, K. & SAMANKASSOU, E. (1997): Cyclic sediments and algal mounds in the Upper Paleozoic of the Carnic Alps. – Gaea heidelbergensis, **4**, 79–100, Heidelberg.

FLÜGEL, E., HOMANN & TIETZ, G.F. (1971): Litho- und Biofazies eines Detailprofils in den Oberen Pseudoschwagerinen-Schichten (Unter-Perm) der Karnischen Alpen. – Verh. Geol. B.-A., **1971**/1: 10–42, Wien.

FLÜGEL, E., KOCHANSKY-DEVIDÉ, V. & RAMOVŠ, A. (1984): A Middle Permian Calcisponge/Algal/Cement Reef: Straža near Bled, Slovenia. – Facies, **10**, 179–256.

FLÜGEL, E. & KRAINER, K. (1992): Allogenic and autogenic controls of reef mound formation: Late Carboniferous auloporid coral buildups from the Carnic Alps, Italy. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **185**/1, 39–62, Stuttgart.

FLÜGEL, E. & MÖRTL, J. (1997): Schriftenverzeichnis Franz Kahler (1900–1995). – Carinthia II , **187**, 29–44, Klagenfurt.

FLÜGEL, E. & SCHÖNLAUB, H.P. (1990): Exotic limestone clasts in the Carboniferous of the Carnic Alps and Nötsch. – In: VENTURINI, C. & KRAINER, K. (eds.): Field Workshop on Carboniferous to Permian sequence of the Pramollo Basin (Carnic Alps), Proceedings, 15–19, Bologna.

FLÜGEL, H.W. (1990): Das voralpine Basement im Alpin-Mediterranen-Belt – Überblick und Problematik. – Jb. Geol. B.-A., **133**, 181–222, Wien.

FOHRER, B. (1991): Verkieselte Flachwasserostracoden und ihre Begleitfauna und -flora aus dem Oberkarbon der Karnischen Alpen (Naßfeld-Region). – Abh. Geol. B.-A., **46**, 1–107, Wien.

FOHRER, B. (1997): Ostracoden aus dem Oberkarbon und Unterperm der Karnischen Alpen (Österreich): Systematik, Biostratigraphie und Palökologie. – Jb. Geol. B.-A., **140**/2, 99–191, Wien.

FOHRER, B. & SAMANKASSOU, E. (2005): Paleoecological control of ostracode distribution in a Pennsylvanian Auernig cyclothem of the Carnic Alps, Austria. – Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **225**, 317–330.

FORKE, H.C. (1994): Biostratigraphie (Fusuliniden; Conodonten) und Mikrofazies im Unterperm (Sakmar) der Karnischen Alpen (Naßfeldgebiet, Österreich) – Bedeutung für die internationale Korrelation von Fusuliniden- und Conodontenzonierungen. – Unpublished Diploma Thesis, 1–115, FAU Erlangen-Nürnberg.

FORKE, H.C. (1995a): The Carboniferous/Permian boundary in the Carnic Alps (Austria): Additional observations on correlating fusulinid zones in the Southern Urals and the Darvaz region with the Schulterkofel section. – Permophiles, **26**, 13–16, Calgary.

FORKE, H.C. (1995b): Biostratigraphy of the Lower Permian of the Carnic Alps (Austria): Fusulinid and conodont data. – Permophiles, **26**, 17–19, Calgary.

FORKE, H.C. (1995c): Biostratigraphie (Fusuliniden; Conodonten) und Mikrofazies im Unterperm (Sakmar) der Karnischen Alpen (Naßfeldgebiet, Österreich). – Jb. Geol. B.-A., **138**/2, 207–297, Wien.

FORKE, H.C. (1997a): Evidence of dimorphism in the genus Robustoschwagerina (Schwagerinidae; Foraminiferida). – Geol. Bl. NO-Bayern, **47**, 357–366, Erlangen.

FORKE, H.C. (1997b): Working Group to define a GSSP close to the Moscovian/Kasimovian boundary: Research in the Carnic Alps (Austria/Italy). – Carboniferous Newsletter, **15**, p. 8, Armidale.

FORKE, H.C. (2000): Late Paleozoic fusulinaceans from the Carnic Alps. – In: PILLER, W. et al.: Palaeontological Highlights of Austria. – Mitt. österr. Geol. Ges., **92**(1999), 199–204, Wien.

FORKE, H.C. (2001): Integrated paleontological studies on the fusulinacean/conodont faunas and biostratigraphy of Upper Carboniferous/Lower Permian deposits from the Southern Alps (Carnic Alps, Karavanke Mts., Austria/Italy/Slovenia) and its correlation with Russian type sections (Moscow Basin, Southern Urals). – Unpublished Ph.D. thesis, FA University Erlangen-Nürnberg, 145 p, Erlangen.

FORKE, H.C. (2002): Biostratigraphic subdivision and correlation of Uppermost Carboniferous/Lower Permian sediments in the Southern Alps: Fusulinoidean and conodont faunas from the Carnic Alps (Austria/Italy), Karavanke Mountains (Slovenia), and Southern Urals (Russia). – Facies, **47**, 201–276, Erlangen.

FORKE, H.C. (2007): Taxonomy, systematics, and stratigraphic significance of fusulinoidean holotypes from Upper Carboniferous sediments (Auernig Group) of the Carnic Alps (Austria, Italy) – In: WONG, Th.E. (ed.): Proceedings of the XVth International Congress on Carboniferous and Permian Stratigraphy. Utrecht, 10–16 August 2003, Royal Dutch Academy of Arts and Sciences (Amsterdam), 259–268, Utrecht.

FORKE, H.C., KAHLER, F. & KRAINER, K. (1998): Sedimentology, Microfacies and Stratigraphic Distribution of Foraminifers of the Lower Pseudoschwagerina Limestone (Rattendorf Group, Late Carboniferous), Carnic Alps (Austria/Italy). – Senckenbergiana lethaea, **78**(1/2), 1–39, Frankfurt/Main.

FORKE, H.C. & SAMANKASSOU, E. (2000): Biostratigraphical correlation of Late Carboniferous (Kasimovian) sections in the Carnic Alps (Austria/Italy): Integrated paleontological data, facies, and discussion. – Facies, **42**, 177–210, Erlangen.

FORKE, H.C., SCHÖNLAUB, H.P. & SAMANKASSOU, E. (2006): Late Paleozoic of the Carnic Alps (Austria/Italy), Field Trip of the SCCS Task Group to establish GSSP's close to the Moscovian/Kasimovian and Kasimovian/ Gzhelian boundaries, 31. July – 01. August 2006. – Ber. Geol. B.-A., **70**, 57 p., Wien.

FRANCAVILLA, F. (1966): Spore nel Flysch Hochwipfel. – Giorn. Geol., **33**(1965), 493–526, Bologna.

FRANKE, W. (1989): Tectonostratigraphic units in the Variscan belt of central Europe. – Geol. Soc. America, Spec. Pap. **290**, 67–89, Boulder.

FRANKE, W. (2000): The mid-European segment of the Variscides: tectonostratigraphic units, terrane boundaries and plate tectonic evolution. – In: FRANKE, W., ALTHERR, R., HAAK, V., ONCKEN, O. & TANNER, D. (eds.): Orogenic processes: Quantification and modelling in the Variscan belt of Central Europe. – Geol. Soc. London, Spec. Publ. **179**, 35–62, London.

FRANKE, W. (2006): The Variscan Orogen in Central Europe: construction and collapse. – In: GEE, D. & STEPHENSON, R.A. (eds.), European Lithosphere Dynamics, Geol. Soc. London, Mem, **32**, 333–343.

FRANKE, W., ALTHERR, R., HAAK, V., ONCKEN, O. & TANNER, D. (2000): Orogenic processes: Quantification and modelling in the Variscan belt of Central Europe. – Geol. Soc. London, Spec. Publ. **179**, 1–456, London.

FRANKL, W., KRALIK, M., SCHARBERT, S. & THÖNI, M. (1987): 4. Geochronological Data from the Eastern Alps. – In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (eds.): Geodynamics of the Eastern Alps, 72–281, Wien (Deuticke Wien).

FRECH, F. (1894): Die Karnischen Alpen. Ein Beitrag zur vergleichenden Gebirgstektonik. – Abh. Naturf. Gesell., **18**, 1–514, Halle.

FRECH, F. (1899): Lethaea palaeozoica. – I, 2, S. 260, Stuttgart.

FRISCH, W. & NEUBAUER, F. (1989): Pre-Alpine terranes and tectonic zoning in the eastern Alps. – Geol Soc. Am., Spec. Pub. **230**, 91–100.

FRITZ, A. & BOERSMA, M. (1986a): Fundberichte über Pflanzenfossilien aus Kärnten 1986, Beitrag 11: Tomritsch-Rücken (Unterstefan) Karnische Alpen. – Carinthia II, **176/96**, 69–85, Klagenfurt.

FRITZ, A. & BOERSMA, M. (1986b): Fundberichte über Pflanzenfossilien aus Kärnten 1986, Beitrag 13: Zollnersee (Unterstefan) Karnische Alpen. – Carinthia II, **176/96**, 147–165, Klagenfurt.

FRITZ, A., BOERSMA, M. & KRAINER, K. (1990): Steinkohlenzeitliche Pflanzenfossilien aus Kärnten. – Carinthia II, Sh. **49**, 108 p., Klagenfurt.

FRITZ, A. & KRAINER, K. (1995): Die Megafloren Tomritsch-3 und Tomritsch-6 aus den oberkarbonen Auernigschichten der Karnischen. – Carinthia II, **185/105**, 553–583, Klagenfurt.

FRITZ, A. & KRAINER, K. (2004): Pflanzenfossilien aus den Grenzlandbänken der Rattendorfer Alm (Kärnten, Karnische Alpen). – Carinthia II, **194/114**, 445–454, Klagenfurt.

FRITZ, A. & KRAINER, K. (2006): Vegetationsgeschichtliche und florenstratigraphische Untersuchungen im Oberkarbon und Unterperm der Ost- und Südalpen (Teil 1). – Carinthia II, **196/116**, 93–120.

FRITZ, A. & KRAINER, K. (2007): Vegetationsgeschichtliche und florenstratigraphische Untersuchungen im Oberkarbon und Unterperm der Ost- und Südalpen (Teil 2). – Carinthia II, **197/117**, 91–148.

FROITHEIM, N., SCHMID, S.M. & FREY, M. (1996): Mesozoic paleogeography and the timing of eclogite-facies metamorphism in the Alps: A working hypothesis. – Eclog. Geol. Helv., **89**(1), 81, Basel.

GAERTNER, H.R. von (1931): Geologie der zentralkarnischen Alpen. – Denkschr. Österr. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., **102**, 113–199, Wien.

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): Über die marinen Aequivalente der Permformation zwischen dem Gailthal und dem Canalthal in Kärnten. – Verh. k.k. geol. R.A., **1895**, 392–413, Wien.

GEYER, G. (1896): Über die geologischen Verhältnisse im Pontafeler Abschnitt der Karnischen Alpen. – Jb. k.k. geol. R.-A., **46**, 127–233, Wien.

GEYER, G. (1898): Über neue Funde von Triasfossilien im Bereich des Diploporenkalk und -Dolomitzuges nördlich von Pontafel. Verh. k.k. geol. R.-A., 242–253, Wien.

GORTANI, M. (1921): Progressi nella conoszenza geologica delle Alpi Carniche principali. – Atti Soc. Tosc. Sci. Natur., Mun., **34**, 58 S., Pisa.

GORTANI, M. (1957): Alpi Carniche e stili tettonici. – Atti Acc. Sci. Bologna, **1957**, 112–135.

GRADSTEIN, F.M., OGG, J.G. & SMITH, A.G. (2004): A Geological Time Scale 2004. – Cambridge University Press.

HAHN, G. & HAHN, R. (1987): Trilobiten aus dem Karbon von Nötsch und aus den Karnischen Alpen Österreichs. – Jb. Geol. B.-A., **129**, 567–619, Wien.

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.

HECKEL, P.H. (1994): Evaluation of evidence for glacioeustatic control over marine Pennsylvanian cyclothems in North America and consideration of possible tectonic effects. – In: DENNISON, J.M. & ETTENSOHN, F.R. (eds.): Tectonic and Eustatic Controls on Sedimentary Cycles. Soc. Econ. Paleontol. Mineral. – Concepts in Sedimentology and Paleontology, **4**, 65–87.

HECKEL, P.H. (1996): Glacial eustatic base-level-climatic model for late Middle to Late Pennsylvanian coalbed formation in the Appalachian basin. – Journ. Sed. Res., Sect. B: Stratigraphy and Global Studies, **65**(3), 348–356, Tulsa.

HECKEL, P.H., ALEKSEEV, A.S., BARRICK, J.E., BOARDMAN, D.R., CHERNYKH, V.V., DAVYDOV, V.I., FORKE, H.C., GOREVA, N.V., LUPPOLD, F.W., MENDEZ, C.A., NEMYROVSKA, T.I., UENO, K., VILLA, E. & WORK, D.M. (2005): Cyclothem [Sequence-Stratigraphic] Correlation and Biostratigraphy across Moscovian-Kasimovian and Kasimovian-Gzhelian Stage boundaries (Upper Pennsylvanian Series) in North America and Eurasia. – Carb. Newsletter, **23**, 36–44.

HERITSCH, F. (1928): Notizen zum unteren Perm der Karnischen Alpen. – Sitzungsber. Akad. Wiss. Wien, math.-naturw. Kl., Abt. I, **137**, 339–343.

HERITSCH, F. (1933): Das Alter der Trogkofelkalke der Karnischen Alpen. – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.naturwiss. Kl., **1933**, 3 S., Wien.

HERITSCH, F. (1934): Die Stratigraphie von Oberkarbon und Perm in den Karnischen Alpen. – Mitt. geol. Ges. Wien, **26**(1933), 162–189, Wien.

HERITSCH, F. (1934): Die stratigraphische Stellung von Oberkarbon und Perm in den Karnischen Alpen. – In: HERITSCH, F.: Die Stratigraphie von Oberkarbon und Perm in den Karnischen Alpen. – Mitt. geol. Ges. Wien, **26**(1933), 180–189, Wien.

HERITSCH, F. (1936): Die Karnischen Alpen; Monographie einer Gebirgsgruppe der Ostalpen mit variszischem und alpidischem Bau. – 295 S., Graz.

HERITSCH, F. (1938): Die stratigraphische Stellung des Trogkofelkalkes. – N. Jb. Min. Geol. Pal., Beil. Bd. **79**, 63–186, Stuttgart.

HERITSCH, F. (1939): Karbon und Perm in den Südalpen und Südosteuropa. – Geol. Rundschau, **30**, 529–588, Stuttgart.

HERITSCH, F. (1943): Das Paläozoikum. – In: Die Stratigraphie der geologischen Formationen der Ostalpen, Bd.I, 681 S., Berlin (Bornträger).

HERITSCH, F. & KAHLER, F. (1932): Die stratigraphische Gliederung der schichten. – Anz. der Akademie der Wissenschaften, math.-naturwiss. Kl., **1932**, Wien.

HERITSCH, F., KAHLER, F. & METZ, K. (1934): Die Schichtfolge von Oberkarbon und Unterperm. – In: HERITSCH, F.: Die Stratigraphie von Oberkarbon und Perm in den Karnischen Alpen . – Mitt. geol. Ges. Wien, **26**(1933), 163–180, Wien.

HOERNES, R. (1876): Vorlage von Petrefacten des Bellerophonkalkes aus Süd-Ost-Tirol. – Verh. k.k. Geol. R.-A., **2**, 38–44.

HOLSER, W.T., SCHÖNLAUB, H.P., BOECKELMANN, K., MAGARITZ, M. & ORTH, C.J. (1991): The Permian–Triassic of the Gartnerkofel-1 Core (Carnic Alps, Austria): Synthesis and Conclusions. – In: W.T. HOLSER & H.P. SCHÖNLAUB (eds.): The Permian-Triassic Boundary in the Carnic Alps of Austria (Gartnerkofel Region), Abh. Geol. B.-A., **45**, 213–232.

HOLSER, W.T. & SCHÖNLAUB, H.P. (eds., 1991): The Permian–Triassic boundary in the Carnic Alps of Austria (Gartnerkofel region). – Abh. Geol. B.-A., **45**, 1–232, Wien.

HOMANN, W. (1968): Lithofazielle, sedimentologische und mikropaläontologische Untersuchungen in den Unteren Pseudoschwagerinenkalken (UPK) (Rattendorfer Schichten; Unterperm) der Typuslokalität (Rattendorfer Alm und Treßdorfer Höhe); Karnische Alpen, Österreich. – Unveröff. Diplomarbeit, 197 S., Darmstadt.

HOMANN, W. (1969): Fazielle Gliederung der Unteren Pseudoschwagerinenkalke (Unter-Perm) der Karnischen Alpen. – Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie, Monatshefte, **1969**(5), 265–280, Stuttgart.

HOMANN, W. (1970): Litho- und biofazielle Gliederung der Rattendorfer Schichten (Rattendorfer Stufe, Unter-Perm) in den Karnischen Alpen, unter besonderer Berücksichtigung der Kalkalgen-Flora und der Korallen-Fauna. – Unveröffentl. Diss., 306 S., Darmstadt.

HOMANN, W. (1972): Unter- und tief-mittelpermische Kalkalgen aus den Rattendorfer Schichten, dem Trogkofel-Kalk und dem Treßdorfer Kalk der Karnischen Alpen (Österreich). – Senckenbergiana lethaea, **53**(3/4), 135–313, Frankfurt am Main.

HUBICH, D. (2000): Geodynamische Entwicklung der Karnischen Alpen. – Tübinger Geowiss. Arb., **A58**, 1–101.

JAMES, N.P. (1977): Facies models 8. Shallow-upward sequences in carbonates. – Geoscience Canada, **4**, 126–136.

JAMES, N.P. (1979): Facies models 9. Introduction to carbonate facies models. – In: R.G. WALKER (ed.): Geoscience Canada Reprint Series **1**, 105–107, Toronto (Geological Association of Canada).

KAHLER, F. (1939): Verbreitung und Lebensdauer der Fusuliniden-Gattungen *Pseudoschwagerina* und *Paraschwagerina* und deren Bedeutung für die Grenze Karbon/Perm. – Senckenbergiana, **21**(3/4), 169–215, Frankfurt/Main.

KAHLER, F. (1947): Die Oberkarbon-Permschichten der Karnischen Alpen und ihre Beziehungen zu Südosteuropa und Asien. – Carinthia II, **136/56**, 59–76, Klagenfurt.

KAHLER, F. (1955): Entwicklungsräume und Wanderwege der Fusulinen im Eurasiatischen Kontinent. – Geologie, **4**, 179–188, 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. (1971): Die Überlagerung des variszischen Gebirgskörpers der Ost- und Südalpen durch jungpaläozoische Sedimente. – Z. Deutsch. Geol. Ges., **122** (1970), 137–143, Hannover.

KAHLER, F. (1973): Beiträge zur Kenntnis der Fusuliniden der Ostalpen: Die Gattung *Quasifusulina* in den Karnischen Alpen. – Palaeontographica, Abt. A, **141**, 154–173, Stuttgart.

KAHLER, F. (1974): Fusuliniden aus T'ien-shan und Tibet. Mit Gedanken zur Geschichte der Fusuliniden-Meere im Perm. – The Sino-Swedish Expedition, Publ. 52, V. Invertebrate Palaeontology, **4**, 147 S., Stockholm (The Sven Hedin Foundation).

KAHLER, F. (1980a): Die Definition der Trogkofelstufe. – In: FLÜGEL, E. (ed.): Die Trogkofel-Stufe im Unterperm der Karnischen Alpen, Carinthia II, Sonderheft **36**, 255–258, Klagenfurt.

KAHLER, F. (1980b): Zur Definition der Saalischen Phase im marinen Bereich der Südalpen. – In: FLÜGEL, E. (ed.): Die Trogkofel-Stufe im Unterperm der Karnischen Alpen, Carinthia II, Sonderheft **36**, 259–260, Klagenfurt.

KAHLER, F. (1983a): Fusuliniden aus Karbon und Perm der Karnischen Alpen und der Karawanken. – Carinthia II, Sonderheft **41**, 107 S., Klagenfurt.

KAHLER, F. (1983b): Ein denkbares Standardprofil für die Grenze Oberkarbon/Unterperm im marinen Bereich. – Anz. Österr. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., **1983**, 45–46, Wien.

KAHLER, F. (1984): Ein Vergleich der Fusulinidenfauna des Oberkarbon und Unterperm mit dem Dongebiet (UdSSR). – Mitt. österr. geol. Ges., **77**, 247–261, Wien.

KAHLER, F. (1985): Oberkarbon und Unterperm der Karnischen Alpen. Ihre Biostratigraphie mit Hilfe der Fusuliniden. – Carinthia II, Sonderheft **42**, 93 S., Klagenfurt.

KAHLER, F. (1986a): Ein Normalprofil der Fusuliniden-Stratigraphie im Oberkarbon und Unterperm der Karnischen Alpen. – Carinthia II, **96**, 1–17, Klagenfurt.

KAHLER, F. (1986b): Eine neue Fusuliniden-Gemeinschaft in tiefen Oberkarbon-Schichten der Karnischen Alpen. – Carinthia II, **96**, 425–441, Klagenfurt.

KAHLER, F. (1988): Beobachtungen über Lebensweise, Schalenbau und Einbettung jungpaläozoischer Großforaminiferen (Fusuliniden). – Facies, **19**, 129–170, Erlangen.

KAHLER, F. (1989): Die Fusuliniden. – In: EBNER, F. & KAHLER, F.: Catalogus Fossilium Austriae, Vol. II/B/1: Foraminifera Palaeozoica, 87–272, Wien (Österr. Akad. Wiss.).

KAHLER, F. (1992): Beziehungen der Karnischen Alpen zur Paläothethys. – Mitt. österr. geol. Ges., **84**, 309–326, Wien.

KAHLER, F. (1997): Franz Kahler (1900–1995). Bemerkungen und Wünsche mit einem optimistischen Ausblick; Letzte Gedanken – schriftlich niedergelegt im Juli 1995. Durchgesehen und ergänzt von Holger Forke. – Carinthia II, **187**, 25–28, Klagenfurt.

KAHLER, F. & KAHLER, G. (1937): Beiträge zur Kenntnis der Fusuliniden der Ostalpen: Die Pseudoschwagerinen der Grenzlandbänke und des oberen Schwagerinenkalkes. – Palaeontographica, Abt. A, **87**, 1–44, Stuttgart.

KAHLER, F. & KAHLER, G. (1938): Beobachtungen an Fusuliniden der Karnischen Alpen. – Zentr. Bl. Min. Geol. Paläont., Abt. B, **4**, 101–115, Stuttgart.

KAHLER, F. & KAHLER, G. (1940): Fusuliniden aus dem Tienshan. – N. Jb. Min. Geol. Paläont., Beil.-Bd. **83**, Abt. B, 348–362, Stuttgart.

KAHLER, F. & KAHLER, G. (1941): Beiträge zur Kenntnis der Fusuliniden der Ostalpen: Die Gattung *Pseudoschwagerina* und ihre Vertreter im Unteren Schwagerinenkalk und im Trogkofelkalk. – Palaeontographica, Abt. A, **92**, 59–98, Stuttgart.

KAHLER, F. & KAHLER, G. (1966/1967): Fossilium Catalogus I; Animalia Fusulinida (Foraminiferida), part 1–4, 934 S., s'Gravenshage (Junk).

KAHLER, F. & KAHLER, G. (1980): Fusuliniden aus den Kalken der Trogkofel-Schichten der Karnischen Alpen. – In: FLÜGEL, E. (ed.): Die Trogkofel-Stufe im Unterperm der Karnischen Alpen, Carinthia II, Sonderheft **36**, 183–254, Klagenfurt.

KAHLER, F. & KAHLER, G. (1982): Beiträge zur Kenntnis der Fusuliniden der Ostalpen: Oberkarbonische Fusuliniden der Karnischen Alpen. – Palaeontographica, Abt. A, **177**, 89–128, Stuttgart.

KAHLER, F. & KRAINER, K. (1993): The Schulterkofel Section in the Carnic Alps, Austria: Implications for the Carboniferous–Permian Boundary. – Facies, **28**, 257–276, Erlangen.

KAHLER, F. & PREY, S. (1963): Erläuterungen zur geologischen Karte des Gartnerkofel-Gebietes in den Karnischen Alpen. – Geol. B.-A., 116 S., Wien.

KEBEDE, T., KLÖTZLI, U., KOSLER, J. & SKIÖLD, T. (2005): Understanding the pre-Variscan and Variscan basement components of the central Tauern Window, Eastern Alps (Austria): constraints from single zirkon U-Pb geochronology. – Int. J. Earth Sci. (Geol. Rundsch.), **94**, 336-353.

KIREEVA, G.D., SCHERBOVICH, S.F., DOBROKHOTOVA, S.V., KETAT, O.B., MALKOVSKY, F.S., SJOMINA, S.A., TSCHERNOVA, I.A., JAGOFAROVA, F.Z. (1971): Zona *Schwagerina vulgaris* i *Schwagerina fusiformis* asselskogo jarusa russkoi platformy i zapadnogo sklona juzhnogo urala. – voprosy mikropaleontologii, akad. nauk, **14**, 70–102, Moskva (izd. nauka).

KLEIN, G.D. (1990): Pennsylvanian time scales and cycle periods. – Geology, **18**, 455–457.

KOBER, V. (1984): Zur Genese der Tarviser Breccie in den Karawanken, NW-Jugoslawien. – Sonderveröffentlichungen des Geol. Inst. der Univ. zu Köln, **56**, 1–155, Köln.

KODSI, M.G. (1967): Die Fauna der Bank s des Auernig (Oberkarbon; Karnische Alpen, Österreich) 1. Teil: *Fenestella* LONSDALE 1839. – Carinthia II, **157**, 59–81, Klagenfurt.

KOEBERL, C., FARLEY K.A., PEUCKER-EHRENBRINK, B. & SEPHTON, M.A. (2004): Geochemistry of the end-Permian extinction event in Austria and Italy: No evidence for an extraterrestrial component. – Geology, **32**, 1053–1056.

KOZUR, H., KRAINER, K. & LUTZ, D. (1994b): Middle Triassic conodonts from the Gartnerkofel–Zielkofel area, Carnic Alps (Carinthia, Austria). – Jb. Geol. B.-A., **137**, 275– 287, Wien.

KRAFT, W. (1993): Sedimentär induzierte Zyklen im Unterperm der Karnischen Alpen (Kärnten, Österreich). – Unveröff. Diplomarbeit, 100 S., Erlangen.

KRAINER, K. (1990): The limestone facies of the A4 and A5 Formations (Auernig Group). – In: VENTURINI, C. (ed.): Field Workshop on Carboniferous to Permian sequence of the Pramollo-Naßfeld Basin (Carnic Alps), 76–80, Bologna.

KRAINER, K. (1991): The limestone facies of the Auernig and Carnizza Formations (Auernig Group, Pontebba Supergroup, Carnic Alps). – Giorn. Geol. Ser. 3a, **53**, 161–169, Bologna.

KRAINER, K. (1992): Fazies, Sedimentationsprozesse und Paläogeographie im Karbon der Ost- und Südalpen. – Jb. Geol. B.-A., **135/**1, 99–193, Wien.

KRAINER, K. (1995a): Kurzer Bericht über sedimentologisch-stratigraphische Untersuchungen im Jungpaläozoikum (Auernig- und Rattendorfer Schichtgruppe) der Karnischen Alpen. – Jb. Geol. B.-A., **138**/4, 687–690, Wien.

KRAINER, K. (1995b): Anthracoporella Mounds in the Late Carboniferous Auernig Group, Carnic Alps (Austria). – Facies, **33**, 195–214, Erlangen.

KRAINER, K. & DAVYDOV, V.I. (1998): Facies and biostratigraphy of the Late Carboniferous/Early Permian sedimentary sequence in the Carnic Alps (Austria/Italy). – In: CRASQUIN-SOLEAU, S., IZART, A., VASLET, D. & DEWEVER, P. (eds.): Peri-Tethys: Stratigraphic Correlations. – Geodiversitas, **20**(4), 643–662.

KRAINER, K., FLÜGEL, E., VACHARD, D. & JOACHIMSKI, M.M. (2003): A Close Look at Late Carboniferous Algal Mounds: Schulterkofel, Carnic Alps, Austria. – Facies, **49**, 325–350, Erlangen.

KRAINER, K. & LUTZ, D. (1995): Middle Triassic Basin Evolution and Stratigraphy in the Carnic Alps (Austria). – Facies, **33**, 167–184.

KUMP, L.R., PAVLOV, A. & ARTHUR, M.A. (2005): Massive Release of Hydrogen Sulfide to the Surface Ocean and Atmosphere during Intervals of Oceanic Anoxia. – Geology, **33**, 397–400.

LANE, N. (2007): Reading the book of death. – Nature, **448**, 122–125.

LÄUFER, A.L. (1996): Variscan and Alpine tectonometamorphic evolution of the Carnic Alps (Southern Alps): structural analysis, illite crystallinity, K-Ar and Ar-Ar geochronology. – Tübinger Geowiss. Arb., **A26**, 1–102.

LÄUFER, A., LOESCHKE, J. & VIANDEN, B. (1993): Die Dimon-Serie der Karnischen Alpen (Italien) - Stratigraphie, Petrographie und geodynamische Interpretation. – Jb. Geol. B.-A., **136**, 137–162.

LÄUFER, A. L., HUBICH, D. & LOESCHKE. J. (2001): Variscan geodynamic evolution of the Carnic Alps (Austria/Italy). – Int. J. Earth Sciences (Geol. Rundschau), **90**, 855–870.

LEDITZKY, H.P. (1973): Die stratigraphische Gliederung des Gebietes zwischen Zollnerhöhe und Zollnersee in den Karnischen Alpen. – Carinthia II, **163/83**, 169–177, Klagenfurt.

LEONARDI, P. (1967): Le Dolomiti. Geologia dei Monti tra Isarco e Piave. – 1019 S., Manfrini Editore (Rovereto).

LEPPIG, U., FORKE, H.C., MONTENARI, M. & FOHRER, B. (2005): A three- and two dimensional documentation of structural elements in schwagerinids (superfamily Fusulinoidea) exemplified by silicified material from the Upper Carboniferous of the Carnic Alps (Austria/Italy): a comparison with verbeekinoideans and alveolinids. – Facies, **51**, 541–553, Erlangen.

LILL VON LILIENBACH, A. (1830): Ein Durchschnitt aus den Alpen mit Hindeutungen auf die Karpathen. – Jb. Min. Geogn. Geol. Petrefaktenkunde, **1**, 151–220, Heidelberg (Reichard).

LUPPOLD, F.W. (1994): Conodontenfunde aus dem Ober-Karbon des Roßkofel (Karnische Alpen, Italien). – N. Jb. Geol. Paläont. Mh., **1994**/9, 537–540, Stuttgart.

MADER, D. & NEUBAUER, F. (2004): Provenance of Palaeozoic sandstones from the Carnic Alps (Austria): petrographic and geochemical indicators. – Int. J. Earth Sci., **93**, 262–281.

MADER, D., NEUBAUER, F. & HANDLER, R. (2007): $^{40}Ar/^{39}Ar$ dating of detrital white mica of Upper Paleozoic sandstones in the Carnic Alps (Austria): implications for provenance and tectonic setting. – Geologica Carpathica, **58**, 133–144.

MARIOTTI, A. (1973): Etude stratigraphique et structurale d'une nouvelle série permo-carbonifère dans les Alpes Carniques: l'unité de Straniger Alm (Autriche). – Conséquences par la tectonique régionale, varisque et alpine. – Note Dep. Soc. Geol. France, 17 S., Paris.

MASSARI, F. & VENTURINI, C. (1990): 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), 81–86, Bologna.

MASSARI, F., CONTI, M.A., FONTANA, D., HELMOLD, K., MARIOTTI, N., NERI, C., NICOSIA U., ORI, G.G., PASINI, M. & PITTAU, P. (1988): The Val Gardena Sandstone and Bellerophon Formation in the Bletterbach Gorge (Alto Adige, Italy): Biostratigraphy and Sedimentology. – Mem. Scienze Geologiche già Istituti Geologia e Mineralogia dell' Università Padova, **XI**, 229–273.

MASSARI, F., PESAVENTO, M. & VENTURINI, C. (1991): The Permian-Carboniferous cyclothems of the Pramollo Basin sequence (Carnic Alps). – Giorn. Geol. ser. 3a, **53**/1, 171–185, Bologna.

MATTE, P. (1986): Tectonic and plate tectonics model for the Variscan belt of Europe. – Tectonophysics, **126**, 329–374, Amsterdam.

MAURITSCH, H. & BECKE, M. (1983): A magnetostratigraphic profile in the Permian (Gröden beds, Val Gardena-Formation) of the Southern Alps near Paularo (Carnic Alps, Friuli, Italy). – Newsletter IGCP Project No. 5, **5**, 80–86.

MENNING, M. (2001): A Permian Time Scale 2000 and correlation of marine and continental sequences using the Illawarra Reversal (265 Ma). – Natura Bresciana, Ann. Mus. Civ. Sc. Nat., Monografia, **25**, 355–362, Brescia.

MILLER, C. & THÖNI, M. (1995): Origin of eclogites from the Austroalpine Ötztal basement (Tirol, Austria): Geochemistry and Sm-Nd vs. Rb-Sr isotope systematics. – Chem. Geol. (Isotope Geoscience Section), **122**, 199–225.

MOORE, T.C. Jr & ROMINE, K. (1981): In search of biostratigraphic resolution. – In: J.E. WARME, R.G. DOUGLAS & E.L. WINTERER (eds.): The deep sea drilling project: a decade of progress. – SEPM Special Publication, **32**, 317–334.

MUNDIL, R., LUDWIG, K.R., METCALFE, I. & RENNE, P.R. (2004): Age and Timing of the Permian Mass Extinctions: U/Pb Dating of Closed-System Zircons. – Science, **305**, 1760–1762.

MUTSCHLECHNER, G. (1933): Cephalopodenfauna im Grödener Sandstein (Vorbericht). – Verh. Geol. B.-A., **76**, 136.

MUTTONI, G., KENT, D.V., GARZANTI, E., BRACK, P., ABRAHAMSEN, N. & GAETANI, M. (2003): Early Permian Pangea 'B' to Late Permian Pangea 'A'. – Earth and Planetary Science Letters, **215**, 379–394.

NEUBAUER, F., HOINKES, G., SASSI, F.P., HANDLER, R., HÖCK, V., KOLLER, F. & FRANK, W. (1999): Pre-Alpine metamorphism in the Eastern Alps. – Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **79**, 41–62, Zürich.

NOVAK, M. & FORKE, H.C. (2006): Late Paleozoic of the Southern Karavanke Mountains (Slovenia). – Guidebook SCCS Task Group meeting, 1–21.

PASINI, M. (1963): Alcuni Fusulinida della serie del Monte Auernig (Alpi Carniche) e loro significato stratigrafico. – Riv. Ital. Paleont., **69**/3, 337–382, Milano.

PASINI, M. (1965): Fusulinidi: una chiave analitica per la determinazione dei generi. – Palaeontographica Italiana, 107 S., Pisa.

PASINI, M. & VAI, G.B. (1997): Review and updating of the Moscovian to Artinskian marine rocks in peninsular Italy. – In: CRASQUIN, S. & DEWEVER, P. (eds.): Peri-Tethys Stratigraphic Correlations 1, Geodiversitas, **19**, 187–191.

PFEIFFER, J. (1988): Paleontology and Microfacies of a Platform Margin in the Carnic Alps (Austria, Middle Triassic). – Facies, **19**, 33–60.

PNEV, V.P., POLZOVA, A.N., PAVLOV, A.N. & FADEEVA, I.Z. (1975): stratotipitscheskij razrez orenburgskogo jarusa u sela Nikolskogo (juzhnyi ural). – Izv. acad. nauk SSSR, **1975**/6, 100–109, 2 tab., Moskva (izdat. nauka).

RAITH, J.G. & STEIN, H.J. (2006): Variscan ore formation and metamorphism at the Felbertal scheelite deposit (Austria): constraining tungsten mineralisation from Re-Os dating of molybdenite. – Contr. Mineral. Petrol., **152**, 505–521.

RAMEZANI, J., SCHMITZ, M.D., DAVYDOV, V.I., BOWRING, S.A., SNYDER, W.S. & NORTHRUP, C.J. (2007): High-precision U-Pb zircon age constraints on the Carboniferous-Permian boundary in the southern Urals stratotype. – Earth and Planetary Science Letters, **256** (2007), 244-257.

RAMOVŠ, A. (1958): Razvoj zgornjega Perma v Ložkih in Polhograjskih Hribih (Zur Entwicklung des Oberperms im Bergland von Škofja Loka und Polhov Gradec). – Razprave IV razreda, SAZU, **IV**, 451–622, Ljubljana.

RAMOVŠ, A. (1963): Biostratigraphie der Trogkofelstufe in Jugoslawien. – N. Jb.. Geol. Paläont., Mh., **1963**, 382–388, 1 Abb., Stuttgart (Schweizerbart).

RAMOVŠ, A. (1968): Biostratigraphie der klastischen Entwicklung der Trogkofelstufe in den Karawanken und Nachbargebieten. – N. Jb. Geol. Paläont., Abh., **131**/1, 72–77, Stuttgart (Schweizerbart).

RAMPINO, M.R., PROKOPH, A. & ADLER, A.C. (2000): Tempo of the end-Permian event: high-resolution cyclostratigraphy at the Permian-Triassic boundary. – Geology, **28**, 643–646.

RAUMER VON, J.F., STAMPFLI, G.M., BOREL, G.D. & BUSSY, F. (2002): Organization of pre-Variscan basement areas at the north-Gondwanan margin. – Int. J. Earth Sciences (Geol. Rundsch.), **91**, 35–52, Berlin.

RAUMER VON, J.F., STAMPFLI, G.M. & BUSSY, F. (2003): Gondwana-derived microcontinents – the constituents of the Variscan and Alpine collisional orogens. – Tectonophysics, **365**, 7–22, Amsterdam.

READING, H.G. (1986): Sedimentary Environments and Facies. – 2nd ed., 608 pp., Oxford (Blackwell Scientific Publications).

REICHOW, M.K. et al. (2002): $^{40}Ar/^{39}Ar$ dates on basalts from the West Siberian Basin: doubled extent of the Siberian flood basalt province. – Science, **296**, 1846–1849.

RENNE, P.R. (2002): Flood Basalts – Bigger and Badder. – Science, 296, 1812–1813.

RICHTHOFEN, F. von (1860): Geognostische Beschreibung der Umgebung von Predazzo, Sankt Cassian und der Seiser Alpe in Süd-Tyrol. – 327 S., Gotha.

ROSS, C.A. & ROSS, J.R.P. (1988): Late Paleozoic transgressive-regressive deposition. – In: WILGUS, C.K., HASTINGS, B.S., KENDALL, C.G., POSAMENTIER, H.W., ROSS, C.A. & VAN WAGONER, J.C. (eds.): Sea-level changes: an integrated approach. – SEPM Spec. Publ. No. **42**, p. 137–149, Tulsa.

ROSS, C.A. & ROSS, J.R.P. (1995): Permian Sequence Stratigraphy and fossil zonation. – In: EMBRY, A.F., BEAUCHAMP, B. & GLASS, D.J. (eds.): Pangaea: Global Environment an Resources. – Canadian Society of Petroleum Geologists, Mem. **17**, 219–231.

RUGGIERI, G. (1966): Nuovo genere di ostracode del Carbonifero superiore delle Alpi Carniche. – Riv. Ital. Paleont., **72**, 1–8.

RUGGIERI, G. & SIVETER, D.J. (1975): On *Kellettina carnica* RUGGIERI & SIVETER sp. nov. – A Stereo-Atlas of Ostracod Shells, **2**, 215–222.

SAMANKASSOU, E. (1997a): Muster und Kontrollfaktoren der zyklischen Sedimentation im Jungpaläozoikum (Oberkarbon–Unterperm) der Karnischen Alpen, Österreich: Eine integrierte Untersuchung. – Dissertation Naturw. Fak. Friedrich-Alexander-Universität Erlangen-Nürnberg, 397 S., Erlangen.

SAMANKASSOU, E. (1997b): Paleontological response to sea-level change: Distribution of fauna and flora in cyclothems from the Lower Pseudoschwagerina Limestone (Latest Carboniferous, Carnic Alps, Austria. – Geobios, **30**(6), 785–796, Villeurbanne.

SAMANKASSOU, E. (1998): Skeletal framework mounds of dasycladalean alga *Anthracoporella*, Upper Paleozoic, Carnic Alps, Austria. – Palaios, **13**, 297–300.

SAMANKASSOU, E. (1999): Drowning of algal mounds: records from the Upper Carboniferous Lower Pseudoschwagerina Limestone, Carnic Alps, Austria. – Sedimentary Geology, **127**, 209–220, Amsterdam.

SAMANKASSOU, E. (2002): Cool-water carbonates in a paleoequatorial shallow-water environment: The paradox of the Auernig cyclic sediments (Upper Pennsylvanian, Carnic Alps, Austria – Italy) and its implications. – Geology, **30**(7), 655–658.

SAMANKASSOU, E. (2003): Upper Carboniferous – Lower Permian buildups of the Carnic Alps, Austria-Italy. – Permo-Carboniferous carbonate platform and reefs, SEPM Spec. Pub., **78**, 201–217.

SÁNCHEZ DE POSADA, L.C. & FOHRER, B. (2001): Kirkbyoid ostracodes (Upper Carboniferous) from the Cantabrian Mountains (Spain) and Carnic Alps (Austria and Italy). – J. Paleont., **75**(5), 972–984.

SARTORIO, D. & ROZZA, R. (1991): The Permian of Amanda 1 bis well (Northern Adriatic Sea). – In: VENTURINI, C. (ed.): Workshop proceedings on tectonics and stratigraphy of the Pramollo basin (Carnic Alps), Giornale di Geologia, ser. 3a, **53**/1, 187–196, 7 Abb., Bologna.

SAUNDERS, A.D., ENGLAND, R.W., REICHOW, M.K. & WHITE, R.V. (2005): A mantle plume origin for the Siberian traps: uplift and extension in the West Siberian Basin, Russia. – Lithos, **79**, 407–424.

SCHÄTZ, M. (2004): Palaeozoic Geography and Palaeomagnetism of the Central European Variscan and Alpine Fold Belts. – Unveröff. Diss., 124 S. LMU München.

SCHÄTZ, M., REISCHMANN, T., TAIT, J., BACHTADSE, V., BAHLBURG, H. & MARTIN, U. (2002): The Early Palaeozoic break-up of northern Gondwana, new palaeomagnetic and geochronological data from the Saxothuringian Basin, Germany. – Int. Journal of Earth Sciences, **91**(5), 838–849, Berlin.

SCHÄTZ, M., TAIT, J., BACHTADSE, V., HEINISCH, H. & SOFFEL, H. (2002): Palaeozoic geography of the Alpine realm, new palaeomagnetic data from the Northern Greywacke Zone, Eastern Alps. – Int. Journal of Earth Sciences, **91**(6), 979–992, Berlin.

SCHALTEGGER, U. & BRACK, P. (2007): Crustal-scale magmatic systems during intracontinental strike-slip tectonics: U, Pb and Hf isotopic constraints from Permian magmatic rocks of the Southern

Alps. – Int. Journal of Earth Sciences, DOI 10.1007/s00531–006–0165–8.

SCHELLWIEN, E. (1892): Die Fauna des karnischen Fusulinidenkalks. Teil I. – Palaeontographica, **39**, 56, Stuttgart.

SCHELLWIEN, E. (1898a): Bericht über die Ergebnisse einer Reise in die karnischen Alpen und die Karawanken. – Sitzungsberichte der k. preuss. Akademie der Wissenschaften, phys.-mathem.- Kl., **1898**, 693–700, Berlin.

SCHELLWIEN, E. (1898b): Die Fauna des karnischen Fusulinidenkalks. Teil II. – Palaeontographica, **44**, 237–282, Stuttgart.

SCHELLWIEN, E. (1900): Die Fauna der Trogkofelschichten in den Karnischen Alpen und den Karawanken. – Abh. Geol. R.-A., **16**, 1–122, Wien.

SCHMID, S.M., FÜGENSCHUH, B., KISSLING, E. & SCHUSTER, R. (2004): Tectonic map and over-all architecture of the Alpine orogen. – Eclog. Geol. Helv., **97**, 93–117, Basel.

SCHÖNLAUB, H.P. (1979): Das Paläozoikum in Österreich; Verbreitung, Stratigraphie, Korrelation, Entwicklung und Paläogeographie nicht-metamorpher und metamorpher Abfolgen. – Abh. Geol. B.-A., **33**, 124 S., Wien.

SCHÖNLAUB, H.P. (1985a): Das Paläozoikum der Karnischen Alpen. – In: SCHÖNLAUB, H.P. (ed.): Arbeitstagung der Geologischen Bundesanstalt 1985 Kötschach-Mauthen, Gailtal, 34–52, Wien.

SCHÖNLAUB, H.P. (1985b): Das Karbon von Nötsch und sein Rahmen. – Jb. Geol. B.-A., **127**, 673–692, Wien.

SCHÖNLAUB, H.P. (1985c): Geologische Karte der Republik Österreich, Blatt 197 Kötschach, 1:50.000. – Wien (Geol. B.-A).

SCHÖNLAUB, H.P. (1987): Geologische Karte der Republik Österreich 1:50.000, Blatt 198 Weißbriach. – Wien (Geol. B.-A).

SCHÖNLAUB, H.P. (1990): The collapse of the Carboniferous flysch trough in the Carnic Alps. – In: Field Workshop on Carboniferous to Permian Sequence of the Pramollo-Naßfeld Basin (Carnic Alps), 1990, Proceedings, S. 14, Bologna.

SCHÖNLAUB, H.P. (1991a): The Permian–Triassic of the Gartnerkofel-1 Core (Carnic Alps, Austria): Conodont Biostratigraphy. – In: W.T. HOLSER & H.P. SCHÖNLAUB (eds.): The Permian–Triassic Boundary in the Carnic Alps of Austria (Gartnerkofel Region), Abh. Geol. B.-A., **45**, 79–98.

SCHÖNLAUB, H.P. (1991b): Vom Urknall zum Gailtal. 500 Millionen Jahre Erdgeschichte in der Karnischen Region. – 3. Aufl., 1–169, Wien (Geol. B.-A.).

SCHÖNLAUB, H.P. (1992): Stratigraphy, Biogeography and Paleoclimatology of the Alpine Paleozoic and its Implications for Plate Movements. – Jb. Geol. B.-A., **135**, 381–418, Wien.

SCHÖNLAUB, H.P. & HISTON, K. (1999): The Palaeozoic of the Southern Alps. – In: V. Intern. Symp. on Cephalopods – Present and Past, Guidebook Carnic Alps. – Ber. Geol. B.-A., **47**, 6–30, Wien.

SCHÖNLAUB, H.P. & KREUTZER, L.H. (1993): Lower Carboniferous Conodonts from the Cima di Plotta Section (Carnic Alps, Italy). – Jb. Geol. B.-A., **136**, 247269, Wien.

SCHÖNLAUB, H.P., KLEIN, P., MAGARITZ, M., RANTITSCH, G. & SCHARBERT, S. (1991): Lower Carboniferous Paleokarst in the Carnic Alps (Austria, Italy). – Facies, **25**, 91–118, Erlangen.

SCHÖNLAUB, H.P. & FORKE, H. (Hrsg.) (2005): Das Jungpaläozoikum der Karnischen Alprn und das Karbon von Nötsch. – 75. Jahrestagung Paläontol. Ges., Graz, 27. 08 – 02. 09. 2005, 1–48.

SCHUSTER, R., KOLLER, F., HÖCK, V., HOINKES, G. & BOUSQUET, R. (2004): Explanatory Notes to the Map: Metamorphic Structure of the Alps. Metamorphic Evolution of the Eastern Alps. – Mitt. Österr. Miner. Ges., **149**, 175–199, Wien.

SCHUSTER, R., SCHARBERT, S., ABART, R. & FRANK, W. (2001): Permo–Triassic extension and related HT/LP metamorphism in the Austroalpine–Southalpine realm. – Mitt. Geol. Bergbau Stud. Österr., **44**, 111–141, Wien.

SELLI, R. (1952): Nuove ricerche sul Permo-carbonifero Pontebbano. – La ricerca scient, **22**/11, 2158–2163, Roma.

SELLI, R. (1963a): Schema geologico delle Alpi Carniche e Giulie occidentali. – Giorn. Geol., **30**(2), 1–121, Bologna.

SELLI, R. (1963b): Carta Geologica del Permo-Carbonifero Pontebbano Scala 1:20.000. – Firenze (Litografia Artistica Cartografica).

SKABERNE, D. (2002): Faciesi, razvoj in interpretacija sedimentacijskega okolja uranonosnega Brebovniškega člena Grödenske formacije na območju Žirovskega vrha (Facies, evolution and interpretation of sedimentary environment of the uranium-bearing Brebovnica Member of the Val Gardena Formation in the Žirovski vrh area, W Slovenia.). – Geologija, **45**/1, 163–188, Ljubljana.

SOREGHAN, G.S. (1994): Stratigraphic responses to geologic processes; Late Pennsylvanian eustasy and tectonics in the Pedregosa and Orogrande basins, ancestral Rocky Mountains. – Geological Society of America Bulletin, **106**, 1195–1211.

SPALLETTA, C. (1981): Segnalazione del Dinantiano alla base della parte Nord del M. Cavallo di Pontebba e sue implicazione strutturali. – Rend. Soc. Geol. It., **3**(1980), 13–16, Bologna.

SPALLETTA, C., VAI, G.B. & VENTURINI, C. (1982): La Catena Paleocarnica. – In: CASTELLARIN, A. & VAI, G.B. (Hrsg.): Guida alla geologia del Sudalpino centro-orientali, Soc. Geol. Italiana, 281–292.

SRINIASAN, M. S. & KENNETT, J.P. (1981): A review of planktonic foraminiferal biostratigraphy: applications in the equatorial and South Pacific. – In: J.E. WARME, R.G. DOUGLAS & E.L. WINTERER (eds.): The deep sea drilling project: a decade of progress, SEPM Spec. Pub. **32**, 395–432.

STACHE, G. (1874): Die paläozoischen Gebiete der Ostalpen. – Jb. k.-k. geol. Reichsanst., **24**, 135–274, Wien.

STAMPFLI, G.M. (1996): The Intra-Alpine terrain: a Paleotethyan remnant in the Alpine Variscides. – Eclogae Geol. Helv., 89: 13–42.

STAMPFLI, G.M. & BOREL, G.D. (2002): A plate tectonic model for the Paleozoic and Mesozoic constrained by dynamic plate boundaries and restored synthetic oceanic isochrones. – Earth and Planetary Science Letters, **196**, 17–33, Amsterdam.

STAMPFLI, G.M., RAUMER, VON, J.F. & BOREL, G.D. (2002): Paleozoic evolution of pre-Variscan terranes: From Gondwana to the Variscan collision. – In: MARTINEZ CATALAN, J.R., HATCHER, R.D. Jr., ARENAS, R. & DIAZ GARCIA, A.F. (eds.), Variscan-Appalachian dynamics: The building of the late Paleozoic basement, Geol. Soc. America, Spec. Paper **364**, 263280, Boulder.

STAMPFLI, G.M. & KOZUR, H.W. (2006): Europe from the Variscan to the Alpine cycles. – In: GEE, D. & STEPHENSON, R.A. (eds): European Lithosphere Dynamics, Geol. Soc. London, Mem, **32**, 57–82.

STEININGER, F.F. & PILLER, W. (1999): Empfehlungen (Richtlinien) zur Handhabung der stratigraphischen Nomenklatur. – Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg, **209**, 1–19, Frankfurt/Main.

TAIT, J. (1999): New Early Devonian paleomagnetic data from NW France: Paleogeography and implications for the Armorican microplate hypothesis. – Journal of Geophysical Research, Solid Earth, **104**(B2), 2831–2839.

TAIT, J. (2001): Comment on „New Early Devonian paleomagnetic data from NW France: Paleogeography and implications for the Armorican microplate hypothesis“ by J. Tait – Reply. – Journal of Geophysical Research-Solid Earth, **106**(B7), 13311–13313.

TAIT, J.A., BACHTADSE, V., FRANKE, W. & SOFFEL, H.C. (1997): Geodynamic evolution of the EuropeanVariscan fold belt: palaeomagnetic and geological constraints. – Geologische Rundschau, **86**(3), 585–598, 1997.

TAIT, J.A., BACHTADSE, V. & DINARES-TURELL, J. (2000): Paleomagnetism of Siluro-Devonian sequences, NE Spain. – Journal of Geophysical Research, Solid Earth, **105**(B10), 23595–23603.

TAIT, J., SCHÄTZ, M., BACHTADSE, V. & SOFFEL, H. (2000): Palaeomagnetism and Palaeozoic palaeogeography of Gondwana and European terranes, in Orogenic Processes: Quantification and Modelling in the Variscan Belt. – 21–34, London (Geol. Soc.) – Bath (Publ. House).

THÖNI, M. (1999): A review of geochronological data from the Eastern Alps. – Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt., **79**/1, 209–230, Zürich.

TIETZ, G.F. (1974): Die Schwermineralgehalte in den Grenzlandbänken. – Carinthia II, **84**, 115–124, Klagenfurt.

TUCKER, M. (1991): Sedimentary Petrology: An introduction to the origin of sedimentary rocks. – 260 p., Oxford (Blackwell Scientific Publications).

VACHARD, D. & KRAINER, K. (2001a): Smaller foraminifers of the latest Carboniferous Auernig Group, Carnic Alps (Austria/Italy). – Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, **107**, 147–168, Milan.

VACHARD, D. & KRAINER, K. (2001b): Smaller foraminifers, characteristic algae and pseudo-algae of the latest Carboniferous–Early Permian Rattendorf Group, Carnic Alps (Austria/Italy). – Rivista Italiana di Paleontologia e Stratigrafia, **107**, 169–195, Milan.

VAI, G.B. (1979): Una palinspastica permiana della Catena Paleocarnica. – Rend. Soc. Geol. It., **1**, 25–27, Bologna.

VAI, G.B. (1980): Tracing the Hercynian structural zones across „Neo-Europe“: An introduction. – Mem. Soc. Geol. Ital, **20**(1979), 39–45.

VAI, G.B. (1998): Field trip through the Southern Alps: an introduction with geologic settings, palaeogeography and Palaeozoic stratigraphy. – G. Geol., **60**, 1–38.

VAI, G.B. (2003): Development of the palaeogeography of Pangaea from Late Carboniferous to Early Permian. – Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, **196**, 125–155.

VAI, G.B., BORIANI, A., RIVALENTI, G. & SASSI, F.P. (1984): Catena Ercinica e Paleozoico nelle Alpi Meridionali. – In: Cento anni di geologia Italiana, 133–154, Soc. Geol. Italiana.

VAI, G.B. & VENTURINI, C. (1997): Moscovian and Artinskian rocks in the frame of the cyclic Permo-Carboniferous deposits of the Carnic Alps and related areas. – In: CRASQUIN-SOLEAU, S., IZART, A., VASLET, D., DEWEVER, P. (eds): Peri-Tethys: stratigraphic correlations.– Geodiversitas, **19**(2), 173–186, Paris.

VEEVERS, J.J. & POWELL, M. (1987): Late Paleozoic glacial episodes in Gondwanaland reflected in transgressive-regressive depositional sequences in Euramerica. – Geological Society of America Bulletin, **98**, 475–487.

VENTURINI, C. (1982): Il bacino tardoercinico di Pramollo (Alpi Carniche): un evoluzione regolata dalla tettonica sinsedimentaria. – Memorie della Società Geologica Italiana, **24**, 23–42.

VENTURINI, C. (1983): Il bacino tardoercinico di Pramollo (Alpi Carniche): Un 'evoluzione regolata dalla tettonica sinsedimentaria. – Mem. Soc. Geol. Ital., **24**(1982), 23–42.

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 no. 5, 7, 101–103.

VENTURINI, C. (1990a): Geologia delle Alpi Carniche centro-orientali. – Museo Friuli St. Nat., Publ. N. **36**, 217 S., Udine.

VENTURINI, C. (1990b): Carta geologica delle Alpi Carniche centro-orientali. – 1 : 20 000, S.E.L.C.A., Firenze.

VENTURINI, C. (1990c): Field Workshop on Carboniferous to Permian Sequence of the Pramollo-Naßfeld Basin (Carnic Alps), September 2–8, 1990, Guidebook. – 1–159, Bologna (Univ. Bologna).

VENTURINI, C. (1991): Introduction to the geology of the Pramollo basin (Carnic Alps) and its surroundings. – In: VENTURINI, C. (ed.): Workshop proceedings on tectonics and stratigraphy of the Pramollo basin (Carnic Alps), Giornale di Geologia, ser. 3a, **53**/1, 13–47, Bologna.

VENTURINI, C. (2006): Evoluzione geologica delle Alpi Carniche. – Edizione del Museo Friulano di Storia Naturale, N. **48**, 1–208, Udine.

VENTURINI, C. et al. (1991): Field trips into the Pramollo Basin. – In: VENTURINI, C. (ed.): Workshop proceedings on tectonics and stratigraphy of the Pramollo basin (Carnic Alps). – Giornale di Geologia, ser. 3a, **53**/1, 49–126, Bologna.

VENTURINI, C., FERRARI, A., SPALLETTA, C. & VAI, G.B. (1982): La discordanza ercinica, il tardorogeno e il postorogeno nella geologia del Passo di Pramollo. – In: CASTELLARIN, A. & VAI, G.B. (eds.): Guida alla geologia del Sudalpina centro-orientale, Guid. Geol. Reg. S.G.I., 305–319.

VENTURINI, C., MASSARI, F. & BARBIERO, G. (1990): Stop 1 – Along the Pramollo Pass – Monte Corona path and close to the Casera Auernig; 1600 m. – In: Field Workshop on Carboniferous to Permian Sequence of the Pramollo-Naßfeld Basin (Carnic Alps), September 2–8, 1990, Guidebook, 87–89, Bologna (Univ. Bologna,).

WAGREICH, M. (2001): A 400–km-long piggyback basin (Upper Aptian and Lower Cenomanian) in the Eastern Alps. – Terra Nova, **13**, 401–406.

WALKER, R.G. & PLINT, A.G. (1992): Wave- and storm-dominated shallow marine systems. – In: R.G. WALKER & N.P. JAMES (eds.): Facies models: respomse to sea level change, 219–238, St. Johns, Newfoundland (Geological Association of Canada).

WANLESS, H.R. & SHEPARD, F.P. (1936): Sea level and climatic changes related to late Paleozoic cycles. – Geological Society of America Bulletin, **47**, 1177–1206.

WARD, P. (2006): Impact from the Deep. – Scientific American, 42–49, Oct. 2006.

WARDLAW, B.R., BOARDMAN, D.R. & NESTELL, M.K. (2004): Carboniferous–Permian stratigraphy of the Midcontinent. – Permophiles, **44**, 25–28.

WITTEMBURG, P. von (1908): Beiträge zur Kenntnis der Werfener Schichten Südtirols. – Geol. Paläontol. Abh. (N.F.), **8**, 251–292.

Manuskript bei der Schriftleitung eingelangt am 27. August 2007

Geologische Karte des Jungpaläozoikums der Karnischen Alpen 1 : 12 500

Carta Geologica delle Alpi Carniche - Sequenza Post-Ercinica Permo-Carbonifera 1 : 12 500

Blatt Ost - *parte orientale*

Blatt West - *parte ad ovest*

© 2006 Geologische Bundesanstalt für den Datensatz und alle abgeleiteten Produkte. Topographie Stand 1999;
© BEV - 2006, Vervielfältigt mit Genehmigung des BEV - Bundesamtes für Eich- und Vermessungswesen in Wien, EB 2006/01137.

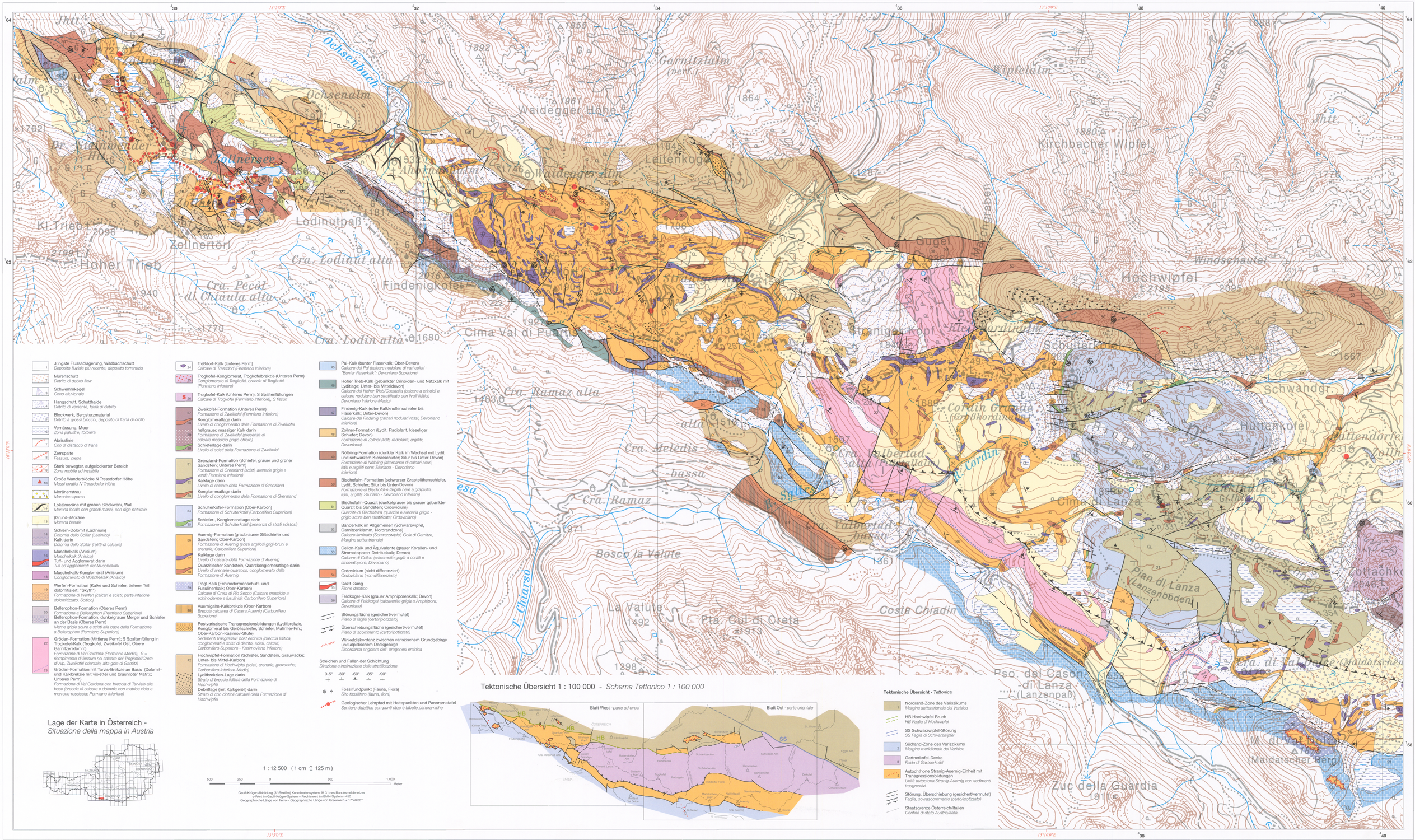
Leiter der ausführenden Fachabteilung für Kartografie und Grafik: M. SCHIEGL;
Bearbeitung: E. K. Kostal. - Druck: Gerin, Wien.

Geologische Karte des Jungpaläozoikums der Karnischen Alpen 1 : 12 500

Carta Geologica delle Alpi Carniche - Sequenza Post-Ercinica Permo-Carbonifera *1 : 12 500*

Bearbeitet von Hans P. Schönlaub

Blatt West - *parte ad ovest*


Ochsenbach
Ochsenalm
Zollnersee
Zollnersee-Alm
Waidegger Alm
Waidegger Höhe
Leitenkogel
Lodinutpaß
Zellnertörl
Hoher Trieb
Findenigkofel
Cima Val di Puartis
Cra. Ramaz alta
Cra. Meledis - bassa
Cra. Ramaz
Cra. Valberlad - alta
Cra. Valberlad - bassa
Bosco la Valute
La Valute
Pta. Cul di Creta
T. Chiarso
Costa Chiadin
Gartnerkofel
Kirchbacher Wipfel
Hochwipfel
Windschaufel
Obere Gamitzenalm
Gugel
Schulterkofel
Cordin Grande (Großkordinalm)
Cordin
Hutmannkofel
Zottachkofel
Dian di Lanza (Lanzenboden)
Pso. del Cason di Lanza (Lanzenpaß)
Cima Lanza
M. di Val Dolon (Maldatscher Berg)
Cra. di Val Dolon (Maldatscher Alm)
Zuc della Guardia
Cima di Mezzo
Kl. Trieb
Hohe Warte
Schwandgr.
Oberer Gamitzenbach
Mühlgraben
Jhtt.
Alm
1892
1855
1864
1961
1746
1645
1708
1817
1940
2016
2096
2199
1927
1770
1680
1513
1493
1515
1567
1971
1361
1492
1298
1913
1576
1880
1778
1688
1749
1584
1567
1331
1354
2046
2095
2018
2195
2316
1911
1128
1538
1762
1573
1680
1680
1680